

**KONTROLLFAKTOREN DER KARBONATPLATTFORM- UND
BECKENENTWICKLUNG (ÖSTLICHE LOMBARDISCHE ALPEN,
ITALIEN)**

INAUGURAL – DISSERTATION

zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät
der
Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg

vorgelegt von

Diplom-Geologe Michael Seeling
aus Weimar, Thüringen

Gutachter: PD. Dr. Rainer Zühlke
Geologisch-Paläontologisches Institut
Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg
Im Neuenheimer Feld 234
D-69120 Heidelberg
Deutschland

Gutachter: PD. Dr. Harald Stollhofen
Geologisch-Paläontologisches Institut
Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg
Im Neuenheimer Feld 234
D-69120 Heidelberg
Deutschland

Tag der mündlichen Promotionsprüfung: 08.07.2005

Erklärung:

Hiermit erkläre ich, Michael Seeling, dass ich die vorgelegte Dissertation selbst verfasst und mich dabei keiner anderen als der von mir ausdrücklich bezeichneten Quellen und Hilfen bedient habe.

Ich erkläre zudem, dass ich an keiner anderen Stelle ein Prüfungsverfahren beantragt bzw. die Dissertation in dieser oder anderer Form bereits anderweitig als Prüfungsarbeit verwendet oder an einer anderen Fakultät als Dissertation vorgelegt habe.

Heidelberg, den 19.05.05

Für meine Familie



Gipfelkreuz der Concarena und Blick zur Berninagruppe
Oktober 2003

*Out of theories we create a world: not the real world, but
our own nets in which we try to catch the real world.*

Karl Popper (1902-1994)

Dank

An dieser Stelle möchte ich allen danken, die mich während der letzten Jahre in Heidelberg begleitet und mich in vielfältiger Weise unterstützt haben.

Die vorliegende Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziert. Darüber hinaus stellte die DFG ein geländegängiges Fahrzeug zur Verfügung, das einige der kraftraubenden Aufstiege verkürzte und den Probentransport erleichterte. Für die finanzielle Unterstützung bei Tagungen und Forschungsreisen bin ich dem Internationalen Promotionsprogramm dankbar.

Meine Betreuer Thilo Bechstädt und Rainer Zühlke riefen dieses Projekt ins Leben. Ich möchte mich für die Einführung in das spannende Thema der geologischen Modellierung, die anregenden Diskussionen und das schnelle Korrekturlesen der Arbeit bedanken. Sie haben durch ihre großzügige Unterstützung zu einem wesentlichen Teil zum Gelingen der Arbeit beigetragen.

Mein Dank gebührt Herrn Harald Stollhofen für die problemlose und freundliche Zusage zur Übernahme des Korreferats.

Dankbar bin ich Christian Hecht für den wichtigen Telefonanruf, der mich nach Heidelberg geführt hat. Fabrizio Berra, Flavio Jadoul und Peter Brack für die Einführung in die spannende Geologie der Bressianer Alpen. Ralf Littke, Jan Scharzbauer und Michael M. Joachimski für die Unterstützung bei den Vitrinit- und Isotopenmessungen. Manfred Sties für die Anregungen und die Hilfe bei der Fertigstellung der Dissertation.

Ein besonderer Dank gilt meinen Kollegen aus Raum 113a. Die gute Zusammenarbeit mit Axel, Birgit und Zbynek vor allem bei der „komplexen“ Modellierung mit Phil war eine Bereicherung. Die lustigen Stunden mit ihnen – auch nach der Arbeit – gaben mir Mut und bleiben unvergessen. Ein Höhepunkt dieses Projektes war die gemeinsame Geländearbeit und Erstellung einer Veröffentlichung mit Axel.

Danke dem Personal und den Doktoranden des Geologisch-Paläontologischen Institutes Heidelberg Marta, Fernando, Heiko, Jana, Anja, Gesine, Karsten, Jochen, Rike, Thomas, Bonsai, Fabio, Francis und Roswitha.

Meinen WG-Mitbewohnern und Freunden Anke und Ingo möchte ich für die tolle Zeit in Wieblingen danken. Vor allem die langen Abende in unserem Garten halfen mir immer wieder bei der Rückkehr aus der spannenden geologischen Vergangenheit.

Meine Freunden und Reisegefährten Heike, Janine, Holger und Peter sollen nicht unerwähnt bleiben. Sie haben an unzähligen Wochenenden in Limburg, Halle und Osterode schöne und auch schwierige Stunden mit mir geteilt.

Besonders hervorheben möchte ich meine Familie, die immer da war, wenn ich sie gebraucht habe, und Barbara, die mir auch in kritischen Momenten mit Geduld und Hilfe beigestanden ist.

INHALTSVERZEICHNIS

ZUSAMMENFASSUNG	1
ABSTRACT	2
KAPITEL 1: EINFÜHRUNG	3
1.1 Ziele und Struktur der Arbeit	3
1.2 Untersuchungsgebiet	6
1.3 Assoziierte Projekte in Heidelberg	6
1.4 Geologischer Rahmen	8
<i>1.4.1 Stratigraphie der östlichen Lombardischen Alpen</i>	8
1.4.1.1 Grundgebirge	8
1.4.1.2 Perm	8
1.4.1.3 Trias	10
1.4.1.4 Jura	27
1.4.1.5 Kreide	30
1.4.1.6 Tertiär	33
<i>1.4.2 Paläogeographische Entwicklung</i>	33
<i>1.4.3 Struktureller Bau</i>	38
<i>1.4.4 Paläoklima während des Ladin/Karn</i>	42
KAPITEL 2: GIS-GESTÜTZTE DIGITALE DATENKOLLEKTION	45
2.1 Einführung	45
2.2 Zielsetzung	45
2.3 Methodik	46
2.4 ArcView-Projekt Val Camonica	47
2.5 Datenauswertung & Zwischenergebnisse	47
KAPITEL 3: ZEMENTATION UND KOMPAKTION DER MITTEL- BIS SPÄTTRIASSISCHEN KARBONATPLATTFORMEN	51
3.1 Einführung	51
3.2 Zielsetzung	51
3.3 Verteilung der Zemente	51
<i>3.3.1 Concarena-Karbonatplattform</i>	51
<i>3.3.2 Pora-Karbonatplattform</i>	52
3.4 Kathodolumineszenz	55
3.5 Isotope	57
3.6 Zusammenfassung & Zwischenergebnisse des Kapitels	59
KAPITEL 4: GEOMETRISCHE ANALYSE DER MITTEL- BIS SPÄTTRIASSISCHEN KARBONATPLATTFORMEN	61
4.1 Einführung	61
4.2 Zielsetzung	61
4.3 Methodik	61

4.4 Gebiet der Concarena	61
4.5 Gebiet des Monte Pora und Monte Altissimo	68
4.6 Zusammenfassung & Zwischenergebnisse des Kapitels	72
KAPITEL 5: SEQUENZSTRATIGRAPHIE	75
5.1 Einführung	75
5.2 Zielsetzung	75
5.3 Grundprinzip der Sequenzstratigraphie	75
5.4 Methodik	76
5.4.1 <i>Kratonische Sequenzen, Wheelerdiagramme und Allostratigraphie</i>	76
5.4.2 <i>Das klassische Exxon-Modell</i>	76
5.4.3 <i>Das überarbeitete Exxon-Modell</i>	78
5.4.4 <i>Das Galloway-Modell</i>	81
5.4.5 <i>Das Embry-Modell</i>	81
5.4.6 <i>Das Cross-Modell</i>	82
5.5 Sequenzstratigraphische Einteilung	85
5.5.1 <i>Sequenzen, Akkommodation und Sedimentanlieferung</i>	85
5.5.2 <i>Sequenzstratigraphie der ladinisch/karnischen Karbonatplattformen</i>	95
5.5.4 <i>Sequenzstratigraphie und Zementation</i>	96
5.6 Zusammenfassung & Zwischenergebnisse des Kapitels	98
KAPITEL 6: INTEGRIERTE QUANTITATIVE BECKENMODELLIERUNG	101
6.1 Einführung	101
6.2 Geschichte der quantitativen Beckenmodellierung	101
6.3 Arten der quantitativen Beckenmodellierung	102
6.4 Kontrollfaktoren der Beckenverfüllung	103
6.4.1 <i>Thermo-tektonische Subsidenz</i>	104
6.4.2 <i>Flexurell-induzierte Subsidenz</i>	104
6.4.3 <i>Kompaktionsinduzierte Subsidenz</i>	107
6.4.4 <i>Eustatischer Meeresspiegel</i>	107
6.4.5 <i>Biogene Karbonatproduktion</i>	107
6.4.6 <i>Klima</i>	108
6.4.7 <i>Terrigener Sedimenteintrag</i>	109
6.5 Generelle Eingabeparameter der integrierten Beckenmodellierung	110
6.5.1 <i>Alter/Zeitschritte</i>	112
6.5.2 <i>Mächtigkeiten</i>	112
6.5.3 <i>Paläowassertiefe</i>	113
6.6 Einschränkungen einer Beckenmodellierung	113
KAPITEL 7: 1D-THERMISCHE MODELLIERUNG	115
7.1 Einführung	115
7.2 Zielsetzung	115
7.3 Methodik	115
7.3.1 <i>Das konzeptionelle Modell</i>	115
7.3.2 <i>Das mathematische Modell</i>	115
7.3.3 <i>Kalibration</i>	115

7.3.3.1 Vitritreflexion	115
7.3.3.2 Weitere Kalibrationsparameter	118
7.4 Spezielle Eingabeparameter der 1D-thermischen Modellierung	119
7.4.1 Lithologie	120
7.4.1.1 Mechanischer Zustand	120
7.4.1.2 Thermischer Zustand	121
7.4.2 Wärmefluss	122
7.4.3 Temperatur Sediment/Wasser	123
7.5 Ausgabeparameter	124
7.6 Zwischenergebnisse und Interpretation	124
7.6.1 Beckenentwicklung	125
7.6.2 Maximale Versenkungstiefe/erodiertes Überlager	126
7.6.3 Versenkungsdauer	127
7.6.4 Erreichte Temperaturen und Drucke	128
7.6.5 Berechnete Vitritreflexion	128
7.6.6 Heraushebung	128
7.7 Zusammenfassung des Kapitels	129
 KAPITEL 8: 2D-RÜCKWÄRTSMODELLIERUNG (BACKSTRIPPING)	 131
8.1 Einführung	131
8.2 Zielsetzung	131
8.3 Methodik	131
8.4 Spezielle Eingabeparameter der 2D-Rückwärtsmodellierung	132
8.4.1 Definition des Transektes	132
8.4.2 Eustatischer Meeresspiegel	133
8.4.3 Lithologie	133
8.4.4 Kompaktion/Dekompaktion	134
8.4.5 Flexurelle Parameter	135
8.5 Ausgabeparameter	136
8.5.1 Totale Subsidenz	138
8.5.2 Thermo-tektonische Subsidenz	142
8.5.3 Kompaktionsinduzierte Subsidenz	144
8.5.4 Flexurell-induzierte Subsidenz	146
8.6 Zusammenfassung des Kapitels	146
 KAPITEL 9: 2D-STRATIGRAPHISCHE VORWÄRTSSIMULATION	 149
9.1 Einführung	149
9.2 Zielsetzung	149
9.3 Methodik	149
9.4 Spezielle Eingabeparameter der 2D-Vorwärtsmodellierung	150
9.4.1 Simulationsschritte	151
9.4.2 Transekte & Zellenweite	151
9.4.3 Thermo-tektonische Subsidenz	152
9.4.4 Eustatischer Meeresspiegel	152
9.4.5 Flexurelle Isostasie	152
9.4.6 Variablen der siliziklastischen Sedimentation	152
9.4.7 Variablen der Karbonatsedimentation	155

9.4.8 <i>Ablagerungsgradienten</i>	157
9.4.9 <i>Erosion</i>	157
9.4.10 <i>Kompaktion</i>	159
9.5 Ausgabeparameter & Zwischenergebnisse des Kapitels	160
9.5.1 <i>Das siliziklastische System</i>	160
9.5.2 <i>Das Karbonatsystem</i>	162
9.5.2.1 <i>Karbonatsedimentationsraten</i>	163
9.5.2.2 <i>Karbonatakkumulationsraten</i>	163
9.5.2.3 <i>Karbonatproduktionsraten</i>	164
9.5.2.4 <i>Vergleich triassischer und (sub-)rezenter Karbonatsysteme</i>	167
9.5.3 <i>Ausgabe des Modells</i>	168
9.5.4 <i>Vergleich von Aufschlussdaten und Modellierung</i>	170
SYNTHESE	179
LITERATURVERZEICHNIS	183
LISTE DER ABBILDUNGEN	203
LISTE DER TABELLEN	204
LISTE DER TAFELN	204
ANHANG	207

ZUSAMMENFASSUNG

Mit einer integrierten Beckenanalyse bestehend aus 1D-thermischer Modellierung, 2D-Rückwärtsmodellierung und 2D-stratigraphischer Vorwärtsmodellierung wurden die grundlegenden Faktoren der Beckenentwicklung im Gebiet der östlichen Lombardischen Alpen und hier speziell der aufgeschlossenen ladinisch/karnischen Karbonatplattformen des unteren Val Camonica/Val di Scalve identifiziert und quantifiziert.

Eine vergleichende Analyse der Plattformgeometrien und Zementation der Concarena- und der Pora-Karbonatplattform lieferte Einblicke in den Zusammenhang zwischen Akkommodations- (A') und Sedimentationsentwicklung (S'). Ferner ermöglichte die Quantifizierung der Zementation Aussagen zur Kompaktion der Karbonatplattformen. Bei einer synsedimentären Zementation des initialen Porenraumes von 55 bis 75% muss von einer signifikanten Verringerung der Kompaktierfähigkeit beider Plattformen ausgegangen werden. Die Dekompaktionsberechnung ergibt eine ursprüngliche Mächtigkeit der Concarena-Plattform von 1550m bis 1950m und der Pora-Plattform von 460m und 585m.

Die 1D-thermische Modellierung eines Profils im Bereich des Monte Pora erbrachte Hinweise zur Mächtigkeit des erodierten Überlagers und der maximalen Versenkung bezogen auf das Top des Basement. Die Mächtigkeit des erodierten mesozoischen und känozoischen Überlagers belief sich auf einen minimalen Wert von 5500m. Für das Top des Basement wurde eine maximale Versenkung von ca. 9600m ermittelt. Dabei wurde eine Temperatur von mehr als 200°C und ein lithostatischer Druck von mehr als 200MPa erreicht. Die Versenkung des Beckens zeigte eine mehrphasige Entwicklung. Wichtige Phasen der Beckenentwicklung fanden im Anis, Hettang/Sinemur, Eozän und Neogen statt.

Die 2D-Rückwärtsmodellierung präziserte die mit Hilfe der 1D-thermischen Modellierung ermittelte Beckenentwicklung und lieferte quantitative Daten zu den einzelnen Komponenten der Subsidenz (thermo-tektonisch, flexurell- und kompaktionsinduziert). Für den modellierten Zeitraum von 269Ma bis 33.7Ma konnten sechs Phasen der Beckenentwicklung unterschieden werden, die sich vor allem in der Rate der totalen und thermo-

tektonischen Subsidenz widerspiegeln. Die 1. Phase mit thermo-tektonischen Subsidenzraten zwischen 29.8m/Ma und 50.4 m/Ma kennzeichnet das Prä-Riftstadium (269Ma-247.2Ma) der Beckenentwicklung. Für das Riftstadium (247.2Ma-189.6Ma) wurden Werte zwischen -35.2m/Ma und 423.6m/Ma ermittelt (2. Phase). Die 3. und 4. Phase (189.6Ma-93.6Ma) bilden das Post-Riftstadium der Beckenentwicklung ab. Die berechneten thermo-tektonischen Subsidenzraten betragen -68m/Ma bis 79.6m/Ma. Während der 5. und 6. Phase (93.6Ma-33.7Ma) lies sich der Einfluss der alpidischen Orogenese im Untersuchungsgebiet nachweisen. Die errechneten thermo-tektonischen Subsidenzraten betragen für diese zwei Phasen 34m/Ma bis -42.6m/Ma.

Die stratigraphische 2D-Vorwärtssimulation visualisierte die Beckenentwicklung und -verfüllung entlang des synthetischen Concarena- und Pora-transektes für den Zeitraum 269Ma bis 225Ma und quantifizierte fundamentale Parameter, die die Sedimentation beeinflussen. Nach einem, durch die Abtragung des variszischen Gebirges bedingten, sehr hohen klastischen Sedimenteintrag von ca. 4000m²/ka im Oberperm, gingen die Eintragsraten während der Trias auf Werte zwischen 200 und 1600m²/ka zurück. Insbesondere während des frühen/mittleren Anis und des späten Ladin/frühen Karn wurden große Mengen an siliziklastischem Material in das Becken eingetragen. Die Entwicklung der Karbonatplattformen des Calcare di Esino ist durch stark unterschiedliche Subsidenz (45m/Ma-473m/Ma), aber ähnlich hohe durchschnittliche Karbonatproduktionsraten von 800m/Ma bis 980m/Ma gekennzeichnet. Vergleichbar hohe Karbonatproduktionsraten in der Trias wurden bisher lediglich für die Karbonatplattformen des Latemar und Rosengarten festgestellt. Damit erreichte die Karbonatproduktion von Concarena- und Pora-Plattform Werte sub(rezenter) Karbonatplattformen.

Schlüsselworte:

Sequenzstratigraphische Modellierung, thermische Modellierung, Rückwärtsmodellierung, Vorwärtsmodellierung, Lombardische Alpen, Trias, Ladin, Karn, Karbonatplattformgeometrien, Plattform-Beckenübergänge, Siliziklastisches-/Karbonatsystem, Calcare di Esino, massive Zementation, Kontrollfaktoren der Sedimentation

ABSTRACT

An integrated numerical basin analysis approach consisting of 1D thermal modelling, 2D numerical reverse basin modelling and 2D stratigraphic forward modelling enables the identification and quantification of basic controlling factors on (1) basin development in the eastern Lombardic Alps and on (2) the Ladinian/Carnian carbonate platform evolution of the Val Camonica/Val di Scalve area. The comparative analysis of platform geometries and cementation of the Concarena and Pora platform provides insight into the interrelation between accommodation (A') and sedimentation (S') development. Further evidence is added to the fact that the rate of cementation defines the amount of compaction of the carbonate platforms. Concarena platform and Pora platform are both influenced by strong syndimentary cementation, 55 to 75% of the initial pore space is filled with early marine cements. Decompaction calculation under consideration of this massive cementation is used to estimate the initial thickness of both platforms. The decompacted thickness of the Concarena platform varies between 1550m and 1950m, decompacted values for the Pora platform range from 460m to 585m.

1D thermal modelling of one section at Mt. Pora is applied to estimate the thickness of the nowadays eroded sedimentary cover and to determine amount and timing of maximum burial. Several parameters argue for a deep maximum burial (e.g. Vitrinite reflectance, pressure, Illite crystallinity). Present day topography (mainly Triassic) was overlain by a minimum thickness of 5500m of overburden (Jurassic, Cretaceous and Paleocene sediments). The top of the basement reached depths at 9600m during burial with a temperature around 200°C and a lithostatic pressure of more than 200MPa. Several phases of burial can be distinguished. Major trends of basin evolution take place in the Anisian, Hettangian/Sinemurian, Eocene and Neogene.

2D numerical reverse basin modelling quantifies basin evolution, as calibrated by 1D thermal modelling. Within the course of this step in numerical basin analysis all subsidence components—thermo-tectonic, flexural induced and compaction induced subsidence—are determined. Six major subsidence trends can be distinguished within the modelled

interval of basin evolution (269Ma-33.7Ma), reflected by differential rates of total and thermo-tectonic subsidence. The first trend (pre-rift, 269Ma-247.2Ma) is characterised by low rates of thermo-tectonic subsidence ranging from 29.8m/Ma to 50.4m/Ma. The next interval (247.2Ma-189.6Ma) is marked by distinct differences in thermo-tectonic subsidence (−35.2m/Ma-423.6m/Ma). This second trend reflects the rift stage of the basin evolution. A post-rift stage (189.6Ma-93.6Ma) is represented by two trends with tectonic quiescence and relative low, balanced subsidence (68m/Ma-79.6m/Ma), until the influence of the Alpidic orogeny is recorded. Decreasing thermo-tectonic subsidence and uplift (34m/Ma up to −42.6m/Ma) during the last two stages (93.6Ma-33.7Ma) result from encroachment of the Alpidic chain.

2D stratigraphic forward modelling visualises the basin evolution and infill (269Ma-225Ma) along the synthetic Concarena- and Pora-transect and quantifies the fundamental controls exerted onto sedimentation. After denudation of the Variscan mountain belt during the Upper Permian—a period characterised by maximum sediment flux of 4000m²/ka—the influx of siliciclastic sediment lowers to values ranging from 200m²/ka to 1600m²/ka during Triassic times. Especially the Early/Middle Anisian and the Late Ladinian/Early Carnian marked by significant siliciclastic influx into the basin.

The development of the Esino carbonate platforms display strong spatial differences in subsidence (45m/Ma-473m/Ma), but similar high carbonate production rates between 800m/Ma and 980m/Ma. These carbonate production rates reach known values of Triassic carbonate platforms in the Dolomites (e.g. Latemar and Rosengarten). Furthermore, the computed values correspond to production rates of (sub)recent carbonate platforms.

Keywords:

Sequencestratigraphic modelling, thermal modelling, numerical reverse basin modelling, stratigraphic forward modelling, Lombardic Alps, Triassic, Ladinian, Carnian, carbonate platform geometries, platform-basin transitions, mixed carbonate/siliciclastic systems, Calcare di Esino, massive cementation, controls on sedimentation

KAPITEL 1: EINFÜHRUNG

1.1 Ziele und Struktur der Arbeit

Allgemeines

In dem Forschungsvorhaben wird die Beckenentwicklung vom Mittelperm bis zum Tertiär in einem Teilgebiet der östlichen Lombardischen Alpen – dem unteren Val Camonica – modelliert. Der Schwerpunkt der Arbeit liegt dabei auf der Simulation der Entwicklung ladinisch/karnischer Karbonatplattformen und Beckenbereiche in diesem Gebiet. Ziel ist ein Vergleich der Steuerungsfaktoren verschiedener Karbonatplattformen dieser Zeit. Insbesondere werden quantitative Daten zu Karbonatproduktionsraten, Akkommodationsentwicklung (Subsidenz, Kompaktion, Meeresspiegeländerungen) sowie zum Einfluss des bereits vorhandenen und sich entwickelnden Reliefs auf das Wachstum der Karbonatplattformen erhoben. Die mit der zur Verfügung stehenden Software modellierten Abläufe sollen mit Plattform-Modellen aus dem Bereich der Dolomiten verglichen werden, aber auch in synthetische Modelle der Entwicklung von Karbonatplattformen sowie der Beckenentwicklung in diesem Bereich der Tethys einfließen. Derartige quantitative Modelle besitzen eine wirtschaftliche Bedeutung. So erlaubt z.B. eine quantitative Modellierung die Identifikation, die Überprüfung und die Reduktion von Risikofaktoren bei der Entwicklung eines potentiellen Erdöl- oder Erdgas-Systems (Muttergestein, Speichergestein, Abdeckung, zeitliche Entwicklung usw.).

Sedimentologie und Stratigraphie (Kapitel 1)

Die detaillierte Aufnahme der Schichtenfolge des Arbeitsgebietes dient der Erstellung eines möglichst umfassenden Datensatzes als Basis für die Modellierungen (Abb. 1.1). Dieser Datensatz wurde durch den Abgleich mit publizierten Informationen für die heute nicht oder nicht mehr aufgeschlossenen Schichten vervollständigt (Daten zur Lithologie, Mächtigkeit, Chronostratigraphie, Ablagerungsraum & Paläowassertiefe). Die Berücksichtigung der kompletten Beckenfüllung ist notwendig, um die Subsidenz-/Kompaktionsentwicklung in der Zeit

zu berechnen. Die Geländearbeiten umfassten die lithofazielle Aufnahme von Referenzprofilen, die Aufnahme großdimensionaler Geometrien, die Lagebestimmung aufgefundener Formationsgrenzen (GPS), die Bestimmung der Schichtmächtigkeiten, die Kartierung von Faziesseinheiten sowie die Probenahme, die sich auf den Bereich der Formationsgrenzen und insbesondere die mitteltriassischen Karbonatplattformen konzentrierte. Die im Gelände gewonnenen Daten wurden durch die Auswertung von Dünnschliffen vervollständigt.

GIS (Kapitel 2)

Die Erstellung eines Geoinformationssystems (GIS) mit Hilfe der Software ArcView™ (Esri) ermöglicht neben der Kombination von vorhandenen Datensätzen (z.B. Karten) und im Gelände bzw. Labor gewonnenen Daten des Arbeitsgebietes (z.B. Positionsdaten [GPS] von Aufschlüssen, deren Lithologie, stratigraphische Stellung etc.) auch die räumliche Analyse der Daten. Mit Hilfe eines digitalen 3D-Höhenmodells können Flächen- und Volumenberechnungen (z.B. Concarena) oder auch Entfernungsmessungen durchgeführt werden. Volumen- und Flächenberechnungen sind erforderlich, um die nachfolgenden Beckenmodellierungen quantitativ zu verifizieren.

Kathodolumineszenz & Stabile Isotope (Kapitel 3)

Mit Hilfe der Kathodolumineszenz können verschiedene Generationen von Karbonatzementen identifiziert werden. Sie dient im Rahmen dieser Arbeit vor allem der Abgrenzung von Zementen, die während der frühmarinen Diagenese/Diagenese bei flacher Versenkung entstanden sind (z.B. radial fibröse Zemente), und Zementen, die während der tieferen Versenkung (z.B. zonierte Blockzemente) gebildet wurden. (Zeeh & Bechstädt 1994). Die Anwendung der Kathodolumineszenz ist notwendig, um den Anteil der frühmarinen Zemente im Vergleich zur gesamten Zementation der ladinisch/karnischen Karbonatplattformen zu bestimmen. Frühmarine Zemente besitzen einen wesentlichen Einfluss auf das Kompaktionsverhalten der abgelagerten Karbonate. Die Bestimmung der Kompaktion liefert somit Hinweise auf ihre ursprünglich ab-

Integrierte Beckenanalyse

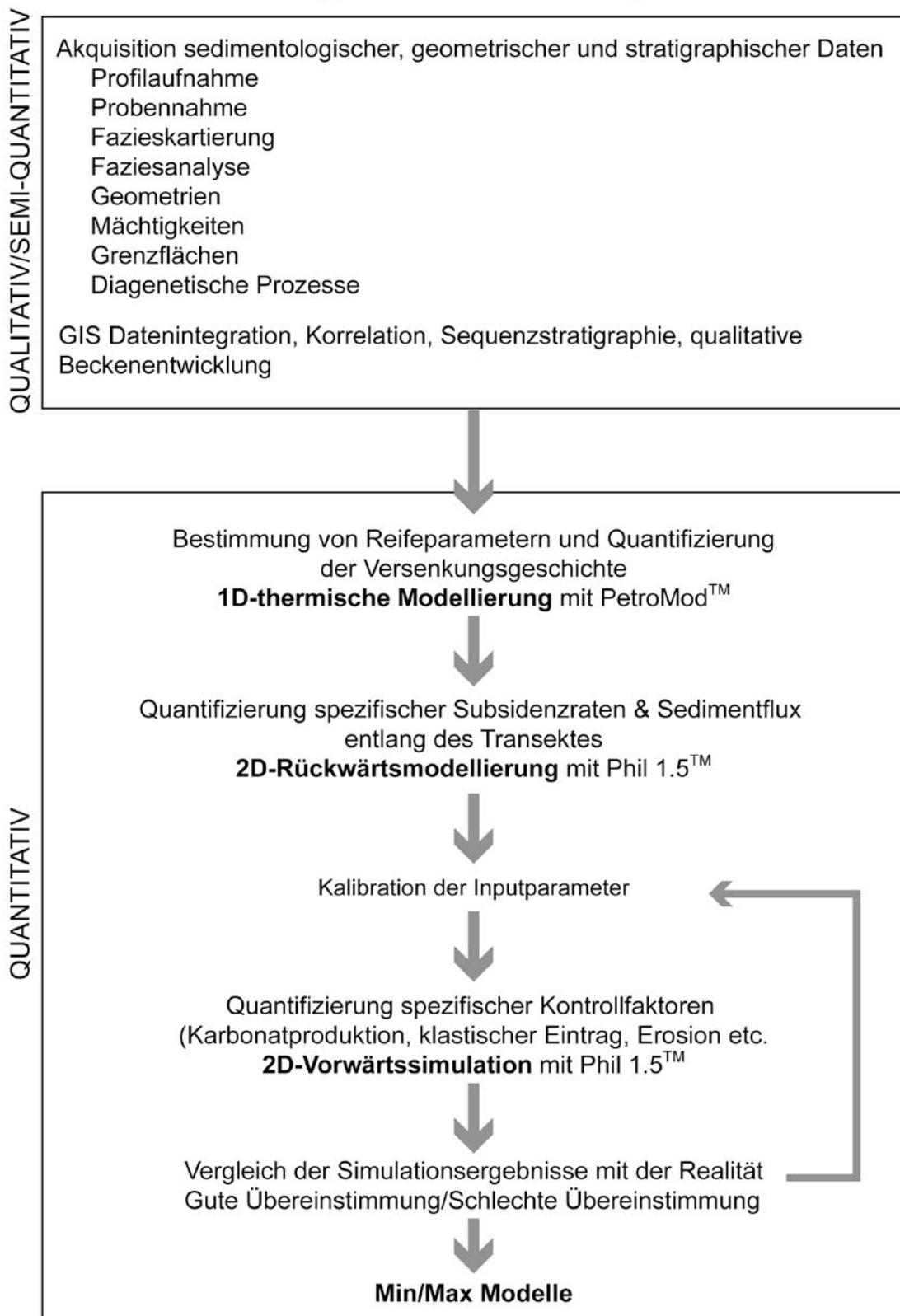


Abb.1.1: Schema der Datengewinnung und Verarbeitung sowie der integrierten quantitativen Beckenmodellierung. Die Anwendung einer integrierten quantitativen Beckenmodellierung ermöglicht die Erstellung realistischer geologisch widerspruchsfreier Minimum/Maximum Modelle der Beckenentwicklung der östlichen Lombardischen Alpen.

gelagerte Mächtigkeit.

Die Isotopen-Analyse ausgewählter homogener Proben primärer fibröser Zemente dient der Gewinnung von Daten zur Zusammensetzung der bei der Präzipitation der Zemente beteiligten Fluide. Die Ergebnisse werden mit publizierten Isotopendaten verschiedener mitteltriassischer Zemente aus dem Bereich der NW-Tethys verglichen.

Geometrische Analyse (Kapitel 4)

Im Arbeitsgebiet treten großdimensional aufgeschlossene Schelf-Becken-Übergänge ladinische bis frühkarnischen Alters auf. Die Aufnahme und Analyse dieser Schelf-Becken-Übergänge soll einen Hinweis auf die ehemalige Beckenarchitektur (Ablagerungsgradienten, Fazies, Paläowassertiefe, zeitliche Einstufung) liefern. Darüber hinaus bildet sie eine wesentliche Grundlage für die sequenzstratigraphische Analyse der Schichten dieses Zeitraums.

Sequenzstratigraphie (Kapitel 5)

Den Modellierungen vorgeschaltet sind sequenzstratigraphische Untersuchungen. Primäres Ziel ist nicht der Nachweis postulierter eustatischer Meeresspiegeländerungen im östlichen Lombarischen Becken während der Trias sondern die Festlegung eines chronostratigraphischen Rahmens der permo-triassischen Beckenfüllung im Val Camonica und die Analyse der zwei wesentlichen Prozesse der Beckenevolution: (i) der zeitlichen und räumlichen Entwicklung des Akkommodationsraumes (Raum, der für die Ablagerungen von Sediment zur Verfügung steht), (ii) dem Transport und der Produktion der Sedimente. Sequenzstratigraphische Modelle basieren auf der Analyse von Ablagerungsmustern und Signaturen (Base Level-Zyklen) und deren lateraler Korrelation. Die Grundlage dafür bilden Daten zur Mächtigkeit, Biostratigraphie, Plattformgeometrie und Fazies. Paläobathymetrische Trends liefern weitere Hinweise auf Akkommodationsänderungen.

Vitrinitreflexion (Kapitel 7)

Die Messung der Vitrinitreflexion wird gewöhnlich dazu genutzt, um die thermische Beanspruchung

bzw. Reife des in den Sedimenten enthaltenen organischen Materials zu bestimmen. Damit liefert sie einen wichtigen Kalibrationsparameter für die Bewertung der thermischen Geschichte eines Sedimentbeckens sowie dessen Versenkungsgeschichte. Die Gewinnung von Daten zur Vitrinitreflexion (Spaltspurendaten liegen leider aus dem Gebiet nicht vor) dient der Verifizierung des mathematischen Modells (thermischen Rahmenbedingungen und Wärmefluss-Geschichte) der 1D-thermische Modellierung.

1D-thermische Modellierung mit PetroMod™ (Kapitel 7)

Die 1D-thermische Modellierung eines ausgewählten Profils dient der Rekonstruktion und Quantifizierung der erodierten Abfolgen, also der ursprünglich abgelagerten Sedimentmächtigkeit im Bereich des unteren Val Camonica. Dies geschieht, indem die Versenkungs- und Temperaturgeschichte zeitlich und geometrisch beschrieben wird. Die Kenntnis der ursprünglich abgelagerten Mächtigkeit und die Bestimmung der Versenkungsgeschichte ist eine wesentliche Voraussetzung für eine fundierte 2D-Subsidenzmodellierung (Abb. 1.1).

2D-Subsidenzmodellierung mit Phil 1.5™ (Kapitel 8)

Mit 2D-Rückwärtsmodellierungen wird zunächst die Entwicklung des Akkommodationsraumes analysiert. Dies liefert Hinweise auf die Ursachen, den zeitlichen Ablauf und die Mechanismen der Subsidenzentwicklung im Bereich des Arbeitsgebietes. Die Subsidenzkomponenten thermo-tektonische, kompaktionsinduzierte, flexurell-induzierte Subsidenz und der beckenweite Sedimentflux werden durch eine Subsidenzmodellierung mit der Software Phil 1.5™ ermittelt. Die Software nutzt die Methode des Backstripping, bei der z.B. der Einfluss der Kompaktion (abhängig von Lithologie und Versenkung) während der Sedimentation berechnet werden kann. Dieser Ansatz wird auch als Geohistory Analysis (Van Hinte 1978) oder Rückwärtsmodellierung bezeichnet. Die numerische Ausgabe der Rückwärtsmodellierung liefert Angaben zum Kompaktionsgrad, den dekompaktierten Mächtigkeiten

zu jedem Zeitschritt innerhalb der Beckenfüllung und zur Entwicklung des Akkommodationsraumes über den untersuchten Zeitabschnitt. Berechnete Subsidenzraten und Sedimentflux sind die Basis der 2D-stratigraphischen Vorwärtssimulation.

2D-stratigraphische Vorwärtssimulation mit Phil 1.5TM (Kapitel 9)

Die Stratigraphische Vorwärtssimulation dient der Quantifizierung von Kontrollfaktoren, die einen wesentlichen Einfluss auf die sedimentären Prozesse und die Verfüllung eines Beckens ausüben. Schlüsselfaktoren sind unter anderem die Karbonatproduktion, der beckenweite Sedimentflux oder die Kompaktion abgelagerter Sedimentschichten. Diese Parameter werden mit Hilfe der Software Phil 1.5TM numerisch modelliert. Die bei der Interaktion der Kontrollfaktoren berechneten Schichtgeometrien, die Verteilung der Lithofazies und die Entwicklung der Paläowassertiefe können visualisiert und analysiert werden. Dies ermöglicht die Überprüfung und/oder Verbesserung existierender Modelle zur Entwicklung mitteltriasischer Schelf-Becken-Übergänge.

1.2 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet befindet sich in einem Teilgebiet der Italienischen Alpen – den Lombardischen Alpen. Die Abgrenzung der Lombardischen Alpen erfolgt zum einem nach tektonischen zum anderen nach geographischen Kriterien (Abb. 1.2):

- Im Norden bildet die E-W-streichende Insubrische Linie die Grenze zum Zentralalpin.
- Im Süden gehen die Lombardischen Alpen in die angrenzende Lombardische Ebene über.
- Im Osten werden die Lombardischen Alpen durch die NNE-SSW-streichende Tonale-Judikarien-Linie gegen das Penninikum begrenzt.
- Die westliche Abgrenzung erfolgt geographisch entlang des sich N-S erstreckenden Comersees.

Das Untersuchungsgebiet selbst erstreckt sich entlang des unteren Val Camonica und des Val di Scalve (Provinzen Brescia und Bergamo, nördlich des Lago d' Iseo) und umfasst ein Gebiet von ca. 254km². Markante Erhebungen sind das Massiv der Concarena (2549m), der Pizzo Camino (2491m), der Monte Pora (1880m) und der Monte Altissimo (1703m).

1.3 Assoziierte Projekte in Heidelberg

Die Kombination von 2D-Rückwärts- und 2D-Vorwärtsmodellierung zur Analyse der Entwicklung eines Sedimentbeckens wurde in der Heidelberger Sedimentologie-Arbeitsgruppe insbesondere durch R. Zühlke entwickelt. In der letzten Dekade bildete das Südalpin und hier speziell das Gebiet der westlichen Dolomiten eines der Schwerpunktthemen der Arbeiten und lieferten u.a. eine umfassende Datenbasis zur Entwicklung triassischer Schelf-Becken-Übergänge (Senowbari-Daryan et al. 1993, Egenhoff et al. 1999, Emmerich et al. 2000, Emmerich 2001, Knopp 2002, Mundil et al 2003, Zühlke et al. 2003, Emmerich et al. 2005a, Zühlke 2004) (Egenhoff et al. 1999, Emmerich et al. 2000, Emmerich 2001, Knopp 2002, Zühlke 2004). Diese Daten ermöglichen den Vergleich der Beckenentwicklung der Dolomiten mit jener der Lombardischen Alpen für den Zeitraum Spätes Perm bis rezent.

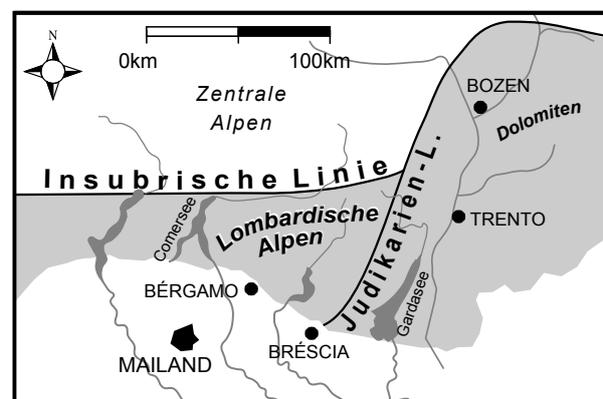


Abb.1.2: Position und Abgrenzung der Lombardischen Alpen. Im Norden und Osten bilden zwei tektonische Linien, die Insubrische und die Judikarien-Linie, die Grenze zu den benachbarten Regionen. Die westliche Grenze bildet der Comersee. Im Süden gehen die Lombardischen Alpen in die Lombardische Ebene über.

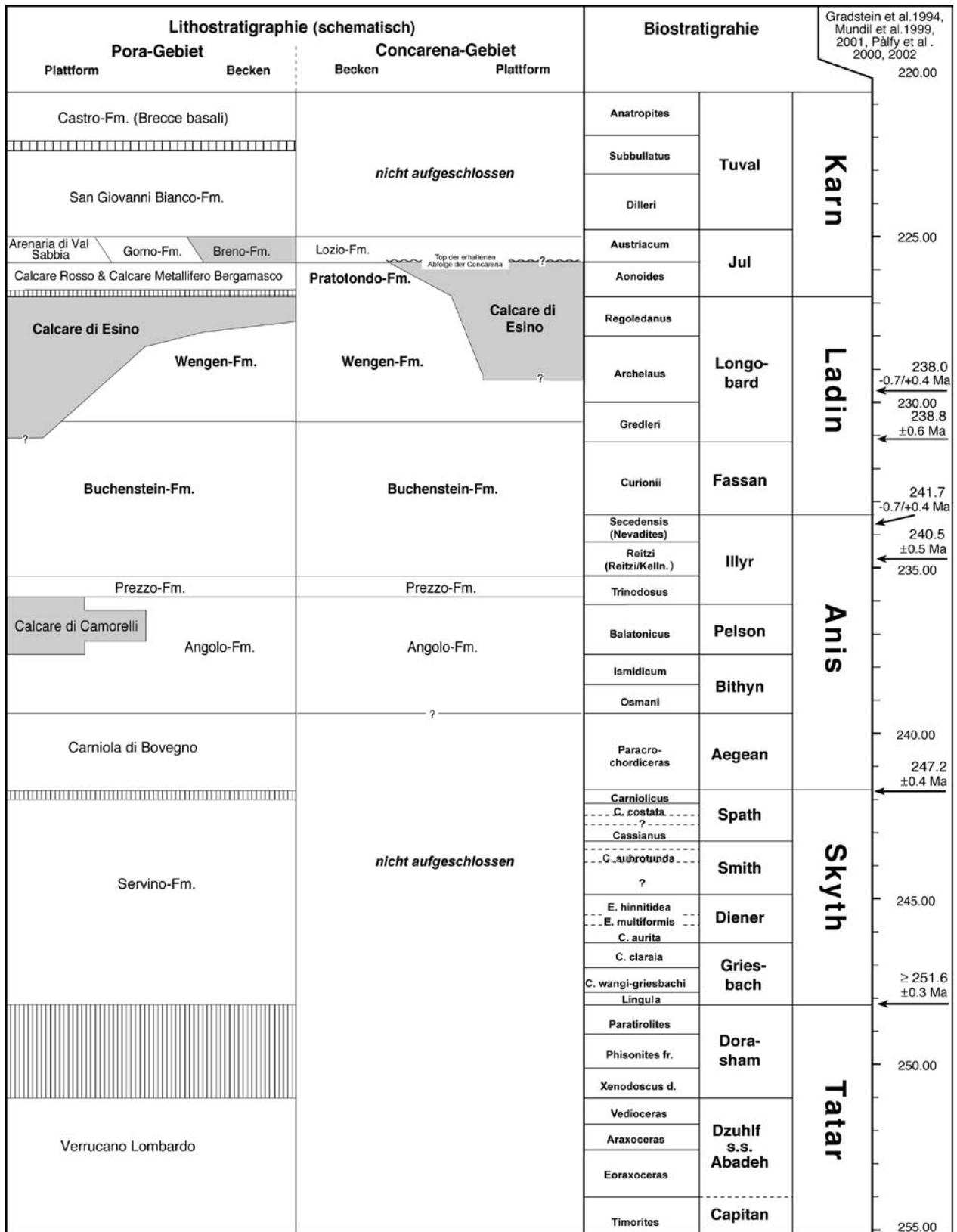


Abb. 1.3: Vergleich und stratigraphische Einstufung der im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Lithologien. Die verschiedenen "Plattform"-Karbonate sind grau hervorgehoben. Die in beiden Gebieten aufgeschlossenen Karbonatplattformen des Calcare di Esino zeigen Unterschiede in der Plattformarchitektur, der Beckensedimentation und der zeitlichen Einstufung.

Beide Arbeiten sind Teil eines DFG-geförderten Forschungsprojektes zur Charakterisierung und zum Vergleich mitteltriassischer Karbonatplattformen in den südwestlichen Dolomiten und den Lombardischen Alpen.

1.4 Geologischer Rahmen

1.4.1 Stratigraphie der östlichen Lombardischen Alpen

Im Untersuchungsgebiet ist eine wechselnd klassische und karbonatische Abfolge vom Oberperm (Verrucano Lombardo) bis in die Obertrias (Castro-Formation) aufgeschlossen (Abb. 1.3). Die Gesamtmächtigkeit beträgt dabei mehr als 2500m. Eine geringe tektonische Beanspruchung erlaubt eine vergleichend-lithologische, sequenzstratigraphische und biostratigraphische Altersbestimmung. Fazielle Ähnlichkeiten in der Schichtenfolge bestehen zu den benachbarten Dolomiten.

Zur Rekonstruktion der ehemaligen Beckenarchitektur und zur Bestimmung der maximalen Versenkung der aufgeschlossenen Lithologien müssen die im Arbeitsgebiet nicht aufgeschlossenen liegenden und nicht mehr vorhandenen hangenden Abfolgen berücksichtigt werden. Dafür werden Daten zur Lithologie, Mächtigkeit, zeitlichen Einstufung und des Ablagerungsraumes benötigt. Allerdings sind Projektionen von Abfolgen von außerhalb des Arbeitsgebietes in dieses immer mit zahlreichen Unsicherheiten behaftet. In den angrenzenden nördlichen und östlichen Gebieten sind Gesteine tieferer Bereiche (variszisches Grundgebirge, Unter- und Mittelperm) aufgeschlossen. Im Gegensatz dazu treten südlich des Untersuchungsgebietes sukzessive jüngere Schichten (Jura-Quartär) zu Tage. Zahlreiche lokale Namensgebungen, Faziesheteropien, die erst jetzt beginnende Revision vorhandener und Klassifikation neuer Formationen erschwert die Unterteilung der kompletten Abfolge.

1.4.1.1 Grundgebirge

Das Grundgebirge im Bereich des Arbeitsgebietes setzt sich im Wesentlichen aus „mehrphasig-

gefalteten und präpermisch regional grünschiefermetamorphen, stellenweise granatführenden, grünlichen Muskovit-Chlorit-Albitschiefern mit dünnen Quarzlagen und -knauern“ (Brack 1984) zusammen. Sie werden nach Salomon (1901) zusammenfassend als Edoloschiefer bezeichnet.

1.4.1.2 Perm

Collio-Formation

Alter: Unter-/Mittelperm

Typuslokalität: Val Trompia

Liegende Schichten: Grundgebirge

Hangende Schichten: Conglomerato di Dosso dei Galli/Pietra Simona

Lithologie & Mächtigkeit – Die Einheit der Collio-Formation markiert den Beginn der postvariszischen Sedimentation. Sie besteht aus einer 0 bis 2000m mächtigen Abfolge von Schiefen, Siltsteinen, Sandsteinen, Konglomeraten, Tuffen und sauren Vulkaniten (u.a. Dozy 1935, De Sitter & De Sitter-Koomans 1949, Casati & Gnaccolini 1967, Cassinis et al. 1986). An der Basis der Formation zum variszischen Grundgebirge ist regional ein bis zu 50m mächtiges basales Konglomerat aufgeschlossen, dass sich aus Grundgebirgskomponenten, Quarzen und Sandsteinklasten zusammensetzt (De Sitter & De Sitter-Koomans 1949, Assereto & Casati 1965, Cassinis 1983). Vulkanite, Tuffe und Vulkanoklastika treten vor allem in den unteren Bereichen der Formation auf. Die höheren Bereiche der Formation werden indes von terrigenen Klastika dominiert.

Stratigraphische Einstufung – Die Collio-Formation liegt direkt auf dem kristallinen Grundgebirge und wird anhand lithostratigraphischer Kriterien sowie einiger Pflanzenfunde in das Unter- bis Mittelperm gestellt (Suess 1869, Casati & Gnaccolini 1967, Brambilla et al. 1989).

Ablagerungsraum – Häufige vulkanische Aktivität und großräumige Vertikalbewegungen führten zu markanten Mächtigkeitsunterschieden der Collio-Formation (De Sitter & De Sitter-Koomans 1949). Die Ablagerung erfolgte vermutlich in begrenzten intramontanen Becken (Pull-Apart-Becken) des

variszischen Gebirges. Ein hoher Anteil von lediglich gering alterierten Feldspäten spricht nach Casati & Gnaccolini (1967) für einen schnellen und kurzen Transport der klastischen Gesteine. Nach Cassinis et al. (1986) deuten die Gesteine auf einen Ablagerungsraum mit alluvialen Ebenen hin. Für einige zentrale Beckenbereiche wird aufgrund des Vorkommens von Sulfaten ein Ablagerungsraum mit perennierenden, salinaren Seen angenommen. Rezente paläontologische Daten (Sciunnach 2001) deuten auf eine temporäre Verbindung zum marinen Bereich hin, was einem Ablagerungsraum ähnlich einem Küstensee entspräche. Im Untersuchungsgebiet ist diese Formation nicht aufgeschlossen. Untersuchungen von De Sitter & De Sitter-Koomans (1949) lassen jedoch darauf schließen, dass das Untersuchungsgebiet zu dieser Zeit ein Hochgebiet war und somit die Collio-Formation nicht oder nur in geringer Mächtigkeit abgelagert wurde.

Conglomerato di Dosso dei Galli/Pietra Simona

Alter: Mittelperm

Typuslokalität: Val Trompia/Val Camonica (Curioni 1855, Boni 1943, Cassinis & Peyronel Pagliani 1976)

Liegende Schichten: Grundgebirge, Collio-Formation

Hangende Schichten: Vulcaniti di Auccia

Lithologie & Mächtigkeit – Die Gesteine dieser Schichtenfolge setzen sich aus roten und violetten groben Brekzien mit maximalen Klastendurchmessern von 50cm, feinkörnigen Muskovit-reichen rot-violetten Sand- und Siltsteinen sowie polygenetischen, rötlichen Konglomeraten mit Korndurchmessern zwischen 3cm und 5cm zusammen (Assereto & Casati 1965). Besonders die höheren Teile der Schichtenfolge bestehen aus feinkörnigen Areniten, die etwa 1 bis 3m mächtige Bänke mit Parallelschichtung bilden und als Pietra Simona bezeichnet werden. Sie wurden aufgrund ihrer Farbe und guten Bearbeitbarkeit oftmals als Skulptur- und Ornamentstein abgebaut (Assereto & Casati 1965). Wechselnde Bestandteile an Quarz (15-40%), Feldspat (20-50%), Glimmer (ca. 15%) und Gesteinsfragmenten (5%) sind nach Assereto & Casati

(1965) charakteristisch für diese feinkörnigen Sedimente. Ein weiteres Kennzeichen dieser Schichten ist die zum Teil intensive Bioturbation, die erstmals von Salomon (1908) unter dem Begriff „röhrlige Wülste“ beschrieben wurde. Das Conglomerato di Dosso dei Galli und Pietra Simona ist im Typusgebiet zwischen Darfo und Boario Terme mit einer Mächtigkeit von ca. 300m (Assereto & Casati 1965) aufgeschlossen, wobei ca. 280m auf die Schichten der Pietra Simona entfallen.

Stratigraphische Einstufung – Aufgrund der stratigraphischen Stellung und der Verbindung zu einer tektonischen Phase werden die Gesteine ins Unter- bis Mittelperm gestellt (Assereto & Casati 1965).

Ablagerungsraum – Ähnlich wie die unterlagernde Collio-Formation stammen auch die Sedimente des Conglomerato di Dosso dei Galli/Pietra Simona aus einem alluvialen bis randmarinen Ablagerungsraum.

Vulcaniti di Auccia

Alter: Mittelperm

Typuslokalität: Val Trompia (Cassinis 1964)

Liegende Schichten: Conglomerato di Dosso dei Galli /Pietra Simona

Hangende Schichten: Verrucano Lombardo

Lithologie & Mächtigkeit – Bei den Vulcaniti di Auccia handelt es sich um massive, bunte bis rote, saure Vulkanite, die im Val Camonica eine Mächtigkeit von 50 bis 70m erreichen. Sie besitzen eine porphyrische Ausbildung, wobei die zahlreichen Phänokristalle aus Plagioklas, Quarz und untergeordnet aus alterierten Biotiten bestehen (Assereto & Casati 1965). Die Grundmasse zeigt einen hohen Grad an Alteration, gekennzeichnet durch das häufige Vorkommen von Serizit. Sie repräsentiert etwa 25% des gesamten Gesteinsvolumens. An akzessorischen Mineralen finden sich vor allem Hämatit, Apatit, Zirkon und Titanit (Assereto & Casati 1969). Aus dem mittleren Teil der Abfolge sind bis zu 20cm große Einschlüsse bestehend aus idiomorphen Plagioklasen, Quarzen und Biotit bekannt. Am Top der Abfolge ist eine Diskordanz ausgebildet.

Stratigraphische Einstufung – Die Vulcaniti di

Auccia werden aufgrund ihrer Stellung zu den liegenden und hangenden Schichten in das Mittelperm gestellt. Es handelt sich dabei um Produkte einer intensiveren Phase des permischen Vulkanismus. Lokal werden die Vulcaniti di Auccia von wenigen Meter Konglomeraten und Areniten überlagert, die von Cassinis & Peyronel Pagliani (1976) als Conglomerato della Val Daone bezeichnet wurden.

Verrucano Lombardo

Alter: spätes Perm

Typuslokalität: Val Trompia (Cassinis 1966)

Liegende Schichten: Grundgebirge, Vulcaniti di Auccia, Conglomerato della Val Daone/Conglomerato di Dosso dei Galli /Pietra Simona, Collio-Formation

Hangende Schichten: Carniola di Bovegno

Lithologie & Mächtigkeit – Die grob- bis feinklastischen Gesteine des Verrucano Lombardo bilden eine maximal 500m mächtige Abfolge, die in das Späte Perm gestellt wird (Assereto & Rizzini 1975). An der Basis ist oftmals eine Diskordanz aufgeschlossen – teilweise konnte ein Übergreifen auf das Grundgebirge beobachtet werden (Assereto & Casati 1965). Im Arbeitsgebiet treten die Schichten des Verrucano Lombardo am Fuß des Monte Pora zwischen Darfo-Boario-Therme und Rogno auf. Es handelt sich dabei überwiegend um rotgefärbte Sandsteine, Arkosen (Tafel 1.1a), Silt-, Tonsteine und um Konglomerate mit Quarz-, Vulkanit- und Grundgebirgskomponenten (Brack 1984), die 1 bis 5m mächtige, unregelmäßige Bänke bilden. Im Untersuchungsgebiet beträgt die gesammte Mächtigkeit dieser Sedimente ca. 450m.

Ablagerungsraum – Für die Sedimente des Verrucano Lombardo wird ein Ablagerungsraum im distalen Bereich einer ariden Überflutungsebene mit verflochtenen bis mäandrierenden Flüssen angenommen (Assereto et al. 1973). Markante Mächtigkeitsunterschiede in einigen Gebieten sind ein Anzeichen für synsedimentäre tektonische Bewegungen. Insgesamt lässt sich eine Zunahme der Mächtigkeit in Ost-West-Richtung beobachten (z. B. Assereto & Casati 1965, Schönborn 1992). Die Ablagerung des Verrucano Lombardo führte zu einem weiträumigen

Reliefausgleich zur Zeit des späten Perm.

1.4.1.3 Trias

Servino-Formation

Alter: Skyth (Spath – Aegean)

Typuslokalität: Val Trompia (Brocchi 1808)

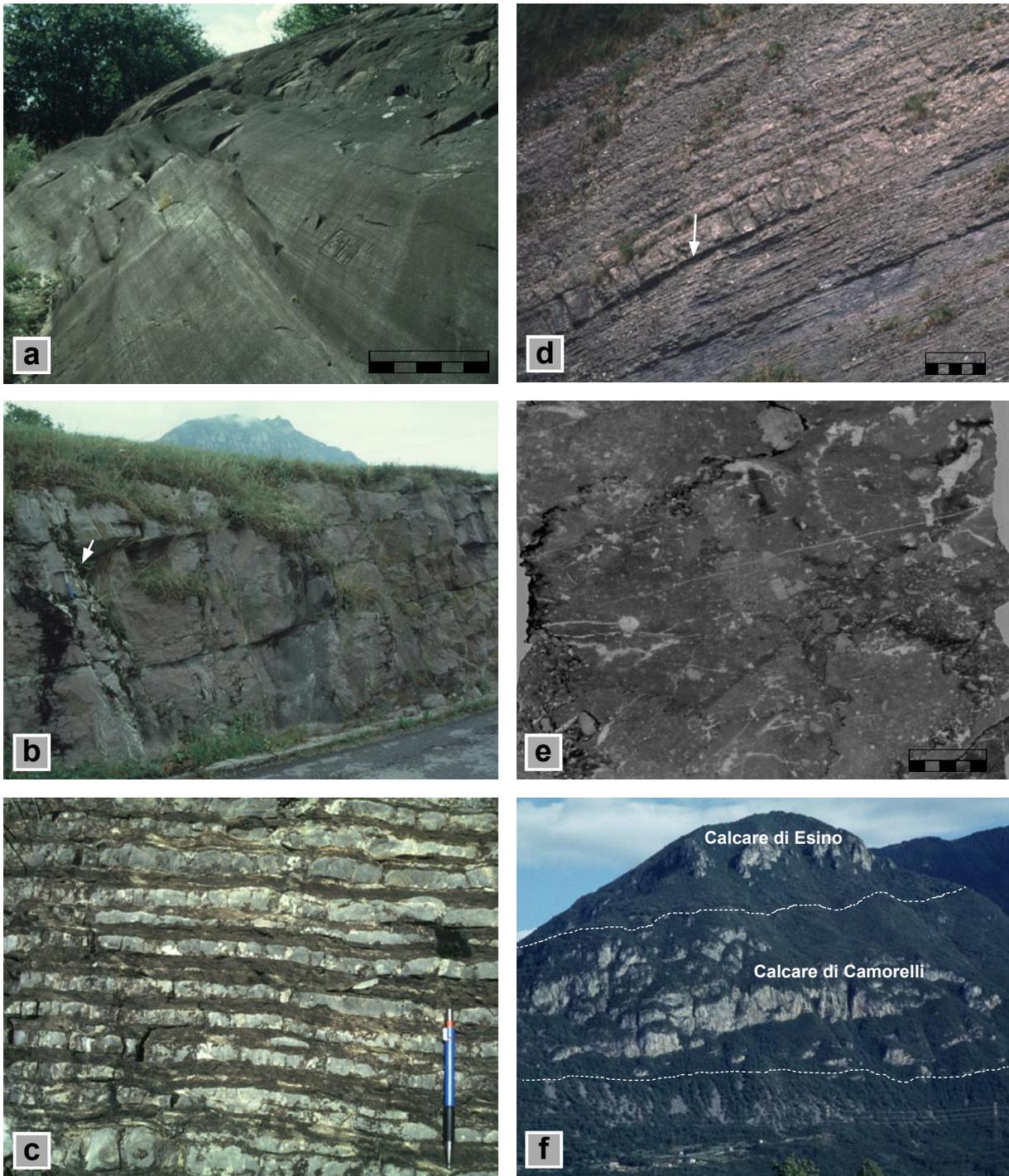
Liegende Schichten: Verrucano Lombardo

Hangende Schichten: Carniola di Bovegno

Lithologie & Mächtigkeit – Die gleichmäßig ausgebildete, 100 bis 130m mächtige, Schichtfolge der Servino-Formation besteht aus laminierten Tonen und Silten, Mergeln, dünnen Sandsteinlagen, Muschelschillbänken sowie bioklastischen, oolithischen Kalksteinen (Brack 1984). Die vor allem im unteren Teil aufgeschlossenen grauen bis rötlichen, gut geschichteten, feinkörnigen Arenite (Tafel 1.1b) sind häufig dolomitisch zementiert (Assereto & Casati 1965). Sie bilden eine alternierende Wechselfolge mit gelblichen bis bunten dolomitischen und mergeligen Sandsteinen. In den mittleren und höheren Teilen der Abfolge treten verstärkt gebankte graue bis rötliche Kalke mit Ooiden, Intra-klasten und Resten mariner Invertebraten auf (Assereto & Casati 1965).

Stratigraphische Einstufung – Die klastisch-karbonatische Abfolge wird biostratigraphisch in das Skyth gestellt (Tommasi 1882, 1896, Gruber 1931, Boni 1943, Sciunnach et al. 1999).

Ablagerungsraum – Die aufgeschlossenen Lithologien und sedimentären Strukturen wie Wellenrippeln, Haringbone Stratification, Flat Pebbles Conglomerates und gelegentliche Trockenrisse lassen auf einen flachmarinen Ablagerungsraum mit gelegentlichem Trockenfallen schließen. Darüber hinaus zeigen sie eine erste marine Transgression im Gebiet der heutigen Lombardischen Alpen an (Assereto & Rizzini 1975). Die Servino-Formation des Untersuchungsgebietes besitzt einen intermediären Charakter zwischen der Servino-Formation der westlichen und zentralen Lombardischen Alpen und der Werfen-Formation der Dolomiten (DeDonatis & Falletti 1999).



Tafel 1.1: Aufschluss- und Schliffbilder der oberpermischen und untertriassischen Lithologien.

(a) rotgefärbte Sandsteine und Arkosen des Verrucano Lombardo, die eine glaziale Überprägung zeigen, Monticolo, Maßstab 50cm; (b) rötliche, gebankte Sand- und Siltsteine der Servino-Formation, Anfurro, Maßstab Hammer am linken Bildrand; (c) Wechselfolge cm bis dm-mächtiger mikritischer, planarer bis welliger Kalksteine mit feingeschichteten Silt-/Tonlagen, Angolo-Formation, Erbanno; (d) erosives Einschneiden eines dm-mächtigen Wackestone in unterlagernde feingebankte mikritische Kalksteine, Schüttung vom Hochgebiet der Camorelli Karbonatbank, Angolo-Formation, Erbanno, Maßstab 50cm; (e) Schliffbild des Calcarea Camorelli, in einer mikritischen Grundmasse befinden sich diverse Bioklasten, hinzu kommt eine ausgeprägte Drucklösung - ein Hinweis auf die hohe Versenkung der Schichten, San Vigilio, Maßstab 1cm; (f) Die anisische Karbonatbank des Calcarea Camorelli mit einer aufgeschlossenen Mächtigkeit von ca. 350m-400m, eine der ersten Riffbauten nach der Perm/Trias Krise in den Südalpen.

Carniola di Bovegno

Alter: spätes Skyth/frühes Anis (Spath – Aegean)

Typuslokalität: Val Trompia (Assereto & Casati 1965)

Liegende Schichten: Servino-Formation

Hangende Schichten: Angolo-Formation

Lithologie & Mächtigkeit – Kalksteine, löchrige Dolomite, alternierend mit grünlichen und rötlichen Siltsteinen, Schiefen, und Kollapsbrekzien sowie lokal auftretende Gips- und Anhydritlinsen kennzeichnen die Schichtenfolge der Carniola di Bovegno. Einen umfassenden historischen Überblick zur Namensgebung und den zahlreichen Synonymen geben Assereto & Casati (1965). Eine Abschätzung der Mächtigkeit ist nur eingeschränkt möglich, da die evaporitischen Gesteine der Schichtenfolge ein bedeutendes Abscherniveau der alpidischen Deformation darstellen (Brack 1984). Hierdurch sind die Gesteine der Carniola di Bovegno oftmals stark gestört. Tektonisch bedingt können Schichtverdickungen oder Reduktionen auftreten. Die Angaben zur Mächtigkeit der Formation schwanken zwischen 60m und 90m (Assereto & Casati 1965).

Stratigraphische Einstufung – Fossilien treten in dieser Formation nicht auf, sie kann jedoch aufgrund ihrer stratigraphischen Stellung in das späte Skyth bis frühe Anis gestellt werden.

Ablagerungsraum – Als Ablagerungsraum der Carniola di Bovegno wird ein randmariner Bereich (Sabkha) angenommen. Ein zunehmend mariner Einfluss zum Top der Abfolge wird nach Brack (1984) durch die Verzahnung der Carniola di Bovegno mit der hangenden, im flachmarinen Bereich gebildeten Angolo-Formation angezeigt.

Angolo-Formation

Alter: frühes/mittleres Anis (Aegean – Pelson)

Typuslokalität: Val Camonica (Assereto & Casati 1965)

Liegende Schichten: Carniola di Bovegno

Hangende Schichten: Prezzo-Formation

„Calcarea di Angolo Inferiore“

Lithologie & Mächtigkeit – Die Angolo-Formation wurde von Assereto & Casati (1965) nach faziellen

Gesichtspunkten zweigeteilt. Der liegende „Calcarea di Angolo Inferiore“ ist vor allem im Gebiet des Dosso dei Morti, Dosso Alto (Gebiet der Valli Giudicarie) und im unteren Val Camonica aufgeschlossen (Brack 1984). Aufgrund des verbreiteten Vorkommens in den Valli Giudicarie wird er deshalb auch als judikarische Fazies des Calcarea di Angolo bezeichnet (Assereto & Casati 1965). Die Gesteine des „Calcarea di Angolo Inferiore“ bestehen aus einer stark in der Mächtigkeit schwankenden Abfolge von mikritischen Kalken, Mergeln, dünnen tonigen Lagen und Crinoiden-reichen Kalkareniten. Die Gesamtmächtigkeit scheint nach Süden hin zuzunehmen und erreicht im unteren Val Camonica maximale Werte von ca. 270m (Brack 1984). Nach Epting et al. (1976) werden maximale Mächtigkeiten von 350 bis 400m erreicht. Die Grenzziehung zu dem nachfolgenden „Calcarea di Angolo Superiore“ ist schwierig, denn sie kann oftmals nur innerhalb eines weiten Profilabschnittes durchgeführt werden. Sie erfolgt ausschließlich anhand fazieller Merkmale und besitzt keinerlei chronostratigraphische Bedeutung. Die schwierige Grenzziehung ist vermutlich auch für die unterschiedlichen Mächtigkeitsangaben in der Literatur verantwortlich.

Stratigraphische Einstufung – Aus dem „Calcarea di Angolo Inferiore“ wurden bisher lediglich einige Bivalven (Speciale 1967) mit geringer stratigraphischer Bedeutung beschrieben. Die Schichten werden in das Aegean und Bithyn gestellt (u.a. Assereto & Casati 1965).

Ablagerungsraum – Als Ablagerungsraum für den „Calcarea di Angolo Inferiore“ wird der subtidale Bereich eines Flachmeeres angenommen (Unland 1975, Epting et al. 1976, Casati & Gaetani 1979, Brack 1984), in den von topographischen Hochzonen aufgearbeitete Sedimente geschüttet wurden. Eine gelegentlich auftretende knollige Textur der Schichten spricht für intensive Bioturbation und ausreichende Sauerstoffverhältnisse im Ablagerungsraum.

„Calcarea di Camorelli“

Lithologie & Mächtigkeit – Auf den topographischen Hochzonen entwickelte sich die „Riff-Fazies des Anis“ (Salomon 1908), mit der im Arbeitsge-

biet aufgeschlossenen ca. 400m mächtigen „Calcare di Camorelli“-Karbonatbank (Assereto & Casati 1965, Gaetani & Gorza 1989). Diese Karbonatbank (Tafel 1.1f) besteht nach der Klassifikation von Dunham (1962) aus intrabioklastischem Packstone, Bindstone und bioklastischem Packstone, der reich an Foraminiferen ist (Tafel 1.1e, Profil Val di Supine-Cervera). Der Rand der Karbonatbank wurde von Algenkrusten und Mikroproblematika der Tubiphytesgruppe stabilisiert (Gaetani & Gorza 1989). Stratigraphische Einstufung – Aufgründung des Vorkommens der Dasycladaceen *Macroporella alpina* Pia, *Oligoporella pilosa* Pia und *Physoporella pauciforata* (Gümbel) sowie einer Foraminiferengemeinschaft mit *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devide & Pantic und *Pilamina densa* Pantic & Kochansky-Devide erfolgt die Einstufung des „Calcare di Camorelli“ in das Pelson (Gaetani & Gorza 1989).

Ablagerungsraum – In Richtung des Beckens verzahnen sich die Sedimente der Karbonatbank des „Calcare di Camorelli“ mit den Sedimenten des „Calcare di Angolo Superiore“ (Tafel 1.1d). Fehlende Megabrekzien sprechen jedoch dafür, dass kein ausgeprägter Paläoabhang zwischen „Calcare di Camorelli“-Karbonatbank und Becken vorhanden war (Gaetani & Gorza 1989). Insgesamt konnte ein dreimaliges Übergreifen auf tiefer gelegene Beckenbereiche nachgewiesen werden – ein Indiz auf wechselnde Ablagerungsbedingungen (Gaetani & Gorza 1989). Zum Top der Karbonatbank finden sich Anzeichen für eine Zunahme der Paläowassertiefe (Gaetani & Gorza 1989). Die Karbonatproduktion des anisichen „Riffs“ konnte dem Anstieg des relativen Meeresspiegels nicht mehr folgen und es etablierte sich die Beckensedimentation der Prezzo-Formation.

„Calcare di Angolo Superiore“

Lithologie & Mächtigkeit – Der „Calcare di Angolo Superiore“ unterscheidet sich vom „Calcare di Angolo Inferiore“ durch einen erhöhten Anteil an siliziklastischem Material (Brack 1984). Er wird aufgrund des verbreiteten Auftretens im Val Camonica auch als camunische Fazies der Calcare di Angolo-Formation bezeichnet. Dünnbankige rhythmische

Alternationen von mikritischen Kalken und siltig-mergeligen Lagen sind kennzeichnend für diesen Schichtabschnitt (Tafel 1.1c, Profil S. Valentino). Die dunklen, meist cm-mächtigen mikritischen Lagen sind wechselnd knollig und ebenmäßig ausgebildet. Vereinzelt treten im Arbeitsgebiet Bereiche mit dm-mächtigen Bänken auf, die ebenfalls auf wechselnde Ablagerungsbedingungen hinweisen (Tafel 1.1d). Markante Mächtigkeitsunterschiede und gleich bleibende lithologische Ausbildung deuten nach Brack (1984) auf stark variierende Subsidenzraten mit schritthaltender Sedimentproduktion hin. Im Arbeitsgebiet (Typusprofil bei Erbanno) werden Mächtigkeiten von max. 465m erreicht, wohingegen die Mächtigkeiten im Gebiet des Dosso dei Morti bei ca. 250m liegen (Brack 1984).

Stratigraphische Einstufung – Aus dem „Calcare di Angolo Superiore“ wurde eine reiche Brachiopodenfauna mit einigen Ammonoideen pelsonischen Alters beschrieben. Wichtige Arten sind z.B. *Decurtella devota* (Bittner), *Mentzelia mentzeli* (Dunker), *Paraceratites cimeganus* (Mojsisovics), *Bulogites aff. Zoldianus* (Mojsisovics) und *Proavites* (Assereto & Casati 1965, Gaetani 1969).

Ablagerungsraum – Der Ablagerungsraum des „Calcare di Angolo Superiore“ war vermutlich eine geschützte Lagune im subtidalen Tief-Energie Bereich. Stellenweise entwickelten sich anoxische Ablagerungsbedingungen (Assereto & Casati, 1965). Mit der am Top des „Calcare di Angolo Superiore“ gebildeten sogenannten Brachiopodenbank und deren Äquivalenten (Tafel 1.2a, Val di Scalve, Val di Bùdrio) trat eine deutliche Änderung der Ablagerungsbedingungen hin zu größeren Paläowassertiefen ein.

Prezzo-Formation

Alter: spätes Anis (Illyr)

Typuslokalität: Val Giudicarie (Bittner 1881, Gaetani 1970a)

Liegende Schichten: Angolo-Formation

Hangende Schichten: Buchenstein-Formation

Lithologie & Mächtigkeit – Oberhalb der Brachiopodenbank (Profil Val di Scalve, Val di Bùdrio) tritt eine rhythmische Alteration von dunklen, mergeli-

gen Kalksteinen mit Tonen, Mergeln und Silten auf (Tafel 1.2b). Im Arbeitsgebiet sind die Schichten zum Teil ebenmäßig, zum Teil auch knollig ausgebildet. Kennzeichnend ist eine zunehmende Schichtmächtigkeit vom cm- bis dm-Bereich sowohl der Kalksteine als auch der Zwischenschichten. Die Gesamtmächtigkeit der Prezzo-Formation schwankt zwischen 60m bei Annunciata im Süden und 20 bis 40m bei Ono S. Pietro im Norden. Im westlichen Bereich des Arbeitsgebietes (Val di Scalve) erhöht sich die Mächtigkeit der Prezzo-Formation auf 100 bis 120m (Assereto & Casati 1965).

Stratigraphische Einstufung – Aufgrund des Leitfossilcharakters der planktonischen Faunenelemente (Ammonoiten, Brachiopoden, Daonellen) wird die Prezzo-Formation in das Illyr (Trinodosus Zone) gestellt (Assereto 1963, 1971, Epting et al. 1976, Brack 1984). Wichtige Arten sind z.B. *Paraceratites trinodosus* (Mojsisovics) *Flexoptychites flexuosus* (Mojsisovics), *F. gibbus* (Benecke), *Daonella sturi* (Benecke) *Piarorhynchia trinodosi* (Bittner) (Assereto 1963, 1971).

Ablagerungsraum – Ein hoher organischer Anteil und nur vereinzelt vorkommende Bioturbation sowie einzelne Pyrit-reiche Bänke sprechen nach Brack (1984) für eine schlechte Durchlüftung in Bodennähe. Als Ablagerungsraum der Prezzo-Formation nimmt man eine sauerstoffarme tiefe Lagune und/oder einen äußerem Schelfbereich an (Falletti & De Donatis 1999). Die signifikante Vertiefung des Ablagerungsraumes ist weiträumig feststellbar (z.B. Nördliche Kalkalpen, Schlager & Schöllnberger 1974, Brandner 1984, Rüffer 1999). Möglicherweise steht sie mit den spätanischen regionalen tektonischen Veränderungen, wie dem ostwärts-Kippen der Dolomiten in Verbindung (Bosellini 1968, Falletti & De Donatis 1999).

Buchenstein-Formation

Alter: spätes Anis/Ladin (je nach Grenzziehung)

Typuslokalität: Buchenstein/Livinallongo, Dolomiten (v. Richthofen 1860)

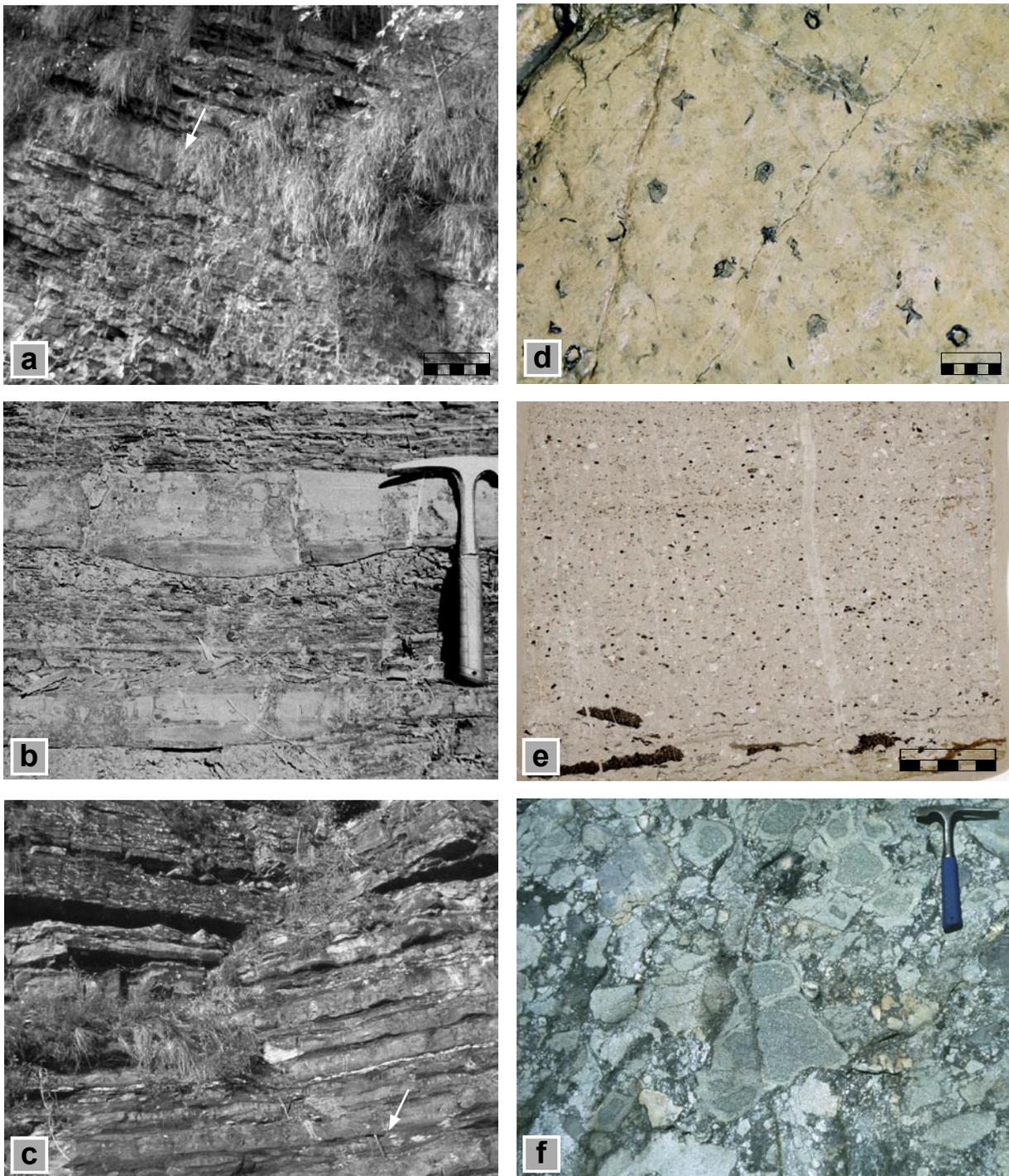
Liegende Schichten: Prezzo-Formation

Hangende Schichten: Wengen-Formation, Calcarea di Esino.

Lithologie & Mächtigkeit – Die Buchenstein-Formation entwickelt sich innerhalb weniger Meter graduell aus der liegenden Prezzo-Formation (Tafel 1.2c, Profil Val di Bùdrio). Sie besteht im Wesentlichen aus rötlich-grauen, knolligen Kalken mit unregelmäßigen dicken, dunklen Tonlagen, diffusen Verkieselungen oder kieseligen Lagen und Knollen sowie hellen, grünlichen oder grauschwarzen Silt- und Sandsteinen (Tafel 1.2e) aus vorwiegend vulkanoklastischem Material (Pietra Verde). Einzelne isochrone Tufflagen ermöglichen die Korrelation mit der in Judikarien (Bagolino) und den Dolomiten aufgeschlossenen Buchenstein-Formation. Der heterogene, weit verbreitete Schichtkomplex erreicht im Arbeitsgebiet Mächtigkeiten von 10m (Ono S. Pietro, Passo Campelli) bis ca. 60m (Annunciata). Im Valle del Dezzo treten vulkanische Brekzien und Porphyrite auf (Tafel 1.2f, Profil Val di Scalve), weshalb die Buchenstein-Formation hier Mächtigkeiten bis 130m erreichen kann (Assereto & Casati 1965). Die vulkanische Aktivität spiegelt die strukturelle Umgestaltung des Ablagerungsraumes der westlichen Tethys zur Zeit des späten Ladin wieder (Bosellini et al. 1977, 1982, Doglioni 1982, 1984, Blendinger 1985).

Stratigraphische Einstufung – Eine reiche planktonische Fauna ermöglicht die biostratigraphische Einstufung der Buchenstein-Formation. Die basalen Schichten können aufgrund der Funde von *Parakellnerites* sp. und *Parakellnerites hungaricus* (Mojsisovics) (v. Mojsisovics 1882) in die *Avisianus* (*Secedensis*) Zone gestellt werden. Höhere Bereiche enthalten *Protrachyceras curionii* (Mojsisovics) and *Daonella taramelli* Mojsisovics (Mariani 1899, v. Mojsisovics 1880, 1882), was die Einstufung in die *Curionii*-Zone erlaubt.

Ablagerungsraum – Gegenüber der liegenden Prezzo-Formation ist eine deutliche Zunahme der Bioturbation feststellbar, was auf verbesserte Sauerstoffverhältnisse im bodennahen Bereich hinweist (Brack 1984). Eine Abschätzung der Paläowassertiefe ist schwierig. Aufgrund geometrischer Beziehungen von Plattform-Beckenbereichen in den Dolomiten kommen Bosellini & Ferri (1980) zu maximalen Werten von 800m. Für das Arbeitsgebiet werden maximale Wassertiefen bis 300m ange-



Tafel 1.2: Aufschluss- und Schliffbilder der Prezzo- und Buchenstein-Formation.

(a) Übergangsbereich von Angolo-Formation zu Prezzo-Formation mit der dazwischenliegenden Brachiopodenbank (Pfeil), die eine signifikante Vertiefung des Ablagerungsraumes anzeigt, Val di Scalve, Maßstab 50 cm; (b) erosives Einschneiden von gradierten, dm-mächtigen Turbiditablagerungen in unterlagernde feingeschichtete Silt-/Tonsteine, Prezzo-Formation, San Valentino; (c) Übergangsbereich von der Liegenden Prezzo-Formation in die Hangende Buchenstein-Formation, Annunciata, Maßstab Hammer am unteren rechten Bildrand; (d) Schichtfläche mit disartikulierten Wirbeltierresten, Ichtyosauride?, Buchenstein-Formation, Val di Scalve, Maßstab 10 cm; (e) Schliffbild eines gradierten vulkanoklastischen Feinsandsteins (Pietra Verde) aus der Buchenstein-Formation, Annunciata, Maßstab 1 cm; (f) vulkanische Brekzie aus dem Bereich der Buchenstein-Formation, der Dezzo-Vulkanismus ist Zeuge einer tiefgreifenden Umgestaltung des Ablagerungsraumes, Val di Scalve.

nommen. Wesentlich flachere Bereiche ermöglichen das Einsetzen der ladinischen Riffentwicklung (Calcare di Esino). Anzeichen dafür finden sich in den höheren Bereichen der Buchenstein-Formation. Im Arbeitsgebiet (Val di Bùdrìo) verzahnen sich diese Schichten mit den Schüttungen einer Karbonatplattform (Pora-Plattform).

Wengen-Formation

Alter: spätes Ladin (Longobard)

Typuslokalität: Wengen/La Valle, Dolomiten (Wissman 1841)

Liegende Schichten: Buchenstein-Formation

Hangende Schichten: Calcare di Esino., Calcare di Pratotondo

Lithologie & Mächtigkeit – Die Wengen-Formation entwickelt sich graduell aus den obersten, eher grau gefärbten, vulkanoklastischen und teilweise konglomeratischen Sandsteinlagen der Buchenstein-Formation. Die Gesteine der Wengen-Formation setzen sich aus siliziklastischen Turbiditen (Tafel 1.3a, d), m-mächtigen, grünlichen, teilweise tuffigen Sandsteinen und laminierten, teils Pyrit-reichen Tonen zusammen. In Richtung der in etwa zeitgleichen Karbonatplattformen schalten sich zunehmend karbonatische Turbidite und Riffschuttbrekzien ein (Tafel 1.3 b, c, e, Profil Val di Supine, Val di Bùdrìo, Valle de Davine, Annunciata). Aufgrund der Verzahnung mit dem Calcare di Esino besitzt die Wengen-Formation sehr variable Mächtigkeiten. Im Arbeitsgebiet werden maximale Mächtigkeiten von ca. 130m bei Annunciata erreicht. Teilweise fehlen die Schichten der Wengen-Formation im Arbeitsgebiet. In solchen Fällen verzahnen sich die Gesteine des Calcare di Esino mit der unterlagernden Buchenstein-Formation.

Stratigraphische Einstufung – Funde von *Protrachyceras archelaus* (Laube), *P. ladinum* (Mojsisovics) und *Daonella lommeli* (Wissmann) (v. Mojsisovics, 1880, 1882, Mariani 1899, Tommasi 1901, Assereto & Casati 1965) ermöglichen die Einstufung der Wengen-Formation in das späte Ladin (Longobard, Krystyn 1974).

Ablagerungsraum – Bei der Wengen-Formation handelt es sich um ein Beckenäquivalent der Kar-

bonatplattformen des Calcare di Esino. Die geometrische Rekonstruktion der Plattform-Becken Übergänge erlaubt die Rekonstruktion der Paläowassertiefe (siehe Kapitel 4). Das Vorkommen disartikulierter Landpflanzenreste in Sandsteinhorizonten bei Annunciata ist jedoch auch ein Indiz für die Nähe eines ehemaligen Festlandes.

Calcare di Esino

Alter: Ladin/frühes Karn

Typuslokalität: Grigna (v. Hauer 1855, Stoppani 1858)

Liegende Schichten: Wengen-Formation, Buchenstein-Formation

Hangende Schichten: Breno-Formation, Gono-Formation, Arenaria di Val Sabbia, Lozio-Formation

Lithologie & Mächtigkeit – Der Calcare di Esino besteht aus weißen bis grauen, massigen Kalken, die nach der Dunham-Klassifikation je nach Faziesraum als Wacke-, Pack-, Grain- oder Frames-tone eingestuft werden können (z.B. Profil Valle de Davine). Wesentliche Riffbildner waren Korallen, Mikroproblematika der Tubiphytesgruppe, Kalkalgen und Kalkschwämme (Tafel 1.3f, Tafel 1.4 b-f). Die Mächtigkeit des Calcare di Esino ist großen Schwankungen unterworfen. Die im Süden gelegene Pora-Plattform besitzt eine Mächtigkeit von 150m bis 450m. Die nördlich gelegene Concarena-Plattform erreicht eine maximale Mächtigkeit von 1200 bis 1500m. Hier ist im Gegensatz zur Pora-Plattform auch eine mächtige lagunäre Abfolge aufgeschlossen (Tafel 1.4a, d)

Höhere Bereiche des Calcare di Esino zeigen zum Teil eine intensive Verkarstung und Zementation (Tafel 1.5a, Calcare Rosso), was auf ein Fallen des Meeresspiegels bzw. Abnahme des Akkommodationsraumes zu dieser Zeit hindeutet. Aufgrund geometrischer Beziehungen können maximale Paläowassertiefen von mehreren hundert Metern für die angrenzenden Beckenbereiche angenommen werden.

Stratigraphische Einstufung – Aufgrund geometrischer Beziehungen und des Vorkommens von Ammonoiten und Conodonten erfolgt im Arbeitsge-

bietet eine stratigraphische Einstufung des *Calcare di Esino* in das späte Ladin und frühe Karn (Mariani 1900, Brack 1984, Balini et al. 2000).

Ablagerungsraum – Die während der Ablagerung der Buchenstein-Formation begonnene Akzentuierung des Ablagerungsraumes setzte sich mit der Bildung von isolierten Karbonatplattformen (*Calcare di Esino*) und zwischengelagerten tieferen Beckenbereichen (*Wengen-Formation*, *Calcare di Pratotondo*) im späten Ladin fort.

Calcare di Pratotondo

Alter: spätes Ladin/frühes Karn

Typuslokalität: Val di Lozio (Rossetti 1966)

Liegende Schichten: *Wengen-Formation*

Hangende Schichten: *Lozio-Formation*

Lithologie & Mächtigkeit – Der *Calcare di Pratotondo* besteht aus schwarzen und grauen, dm-mächtigen, mikritischen Kalken mit dünnen, tonigen und siltigen Zwischenlagen. Die Schichten sind gut gebankt und meist plattig entwickelt (Brack 1984). Neben pelagischen Muscheln finden sich in diesem Schichtabschnitt Schwammnadeln, Conodonten und Radiolarien. In höheren Bereichen treten massive, laminierte und gebänderte Kalke auf, die in Richtung der hangenden *Lozio-Formation* erneut in schwach gebankte, zunehmend mergelige Kalke mit dünnen Kalkarenitlagen übergehen (Brack 1984). Die maximale Mächtigkeit des *Calcare di Pratotondo* liegt bei 150m. Er ist im Arbeitsgebiet am Rand der *Concarena-Karbonatplattform* bei *Pratotondo* aufgeschlossen.

Stratigraphische Einstufung – Biostratigraphische Untersuchungen ergaben eine Bildung zur Zeit des späten Ladin und frühen Karn (Brack 1984, Balini et al. 2000). Er wurde vermutlich zeitgleich mit den höheren Bereichen der *Wengen-Formation* oder dem *Calcare Rosso* gebildet.

Ablagerungsraum – Neben der *Wengen-Formation* ist der *Calcare di Pratotondo* ein weiteres Beckenäquivalent des *Calcare di Esino*. Beim *Calcare di Pratotondo* handelt es sich um die untere Riffabhang-Fazies der *Concarena*, die vermutlich in mehreren hundert Metern Wassertiefe unter zeitweilig eingeschränkter Sauerstoffzufuhr gebildet wurde.

Das vereinzelte Vorkommen von Rhizokorallium-Spreitenbauten spricht für zum Teil ausreichende Sauerstoffverhältnisse in Bodennähe (Tafel 1.5b).

Lozio-Formation

Alter: frühes Karn (Jul)

Typuslokalität: Val di Lozio/Val di Scalve (Assereto & Casati 1965)

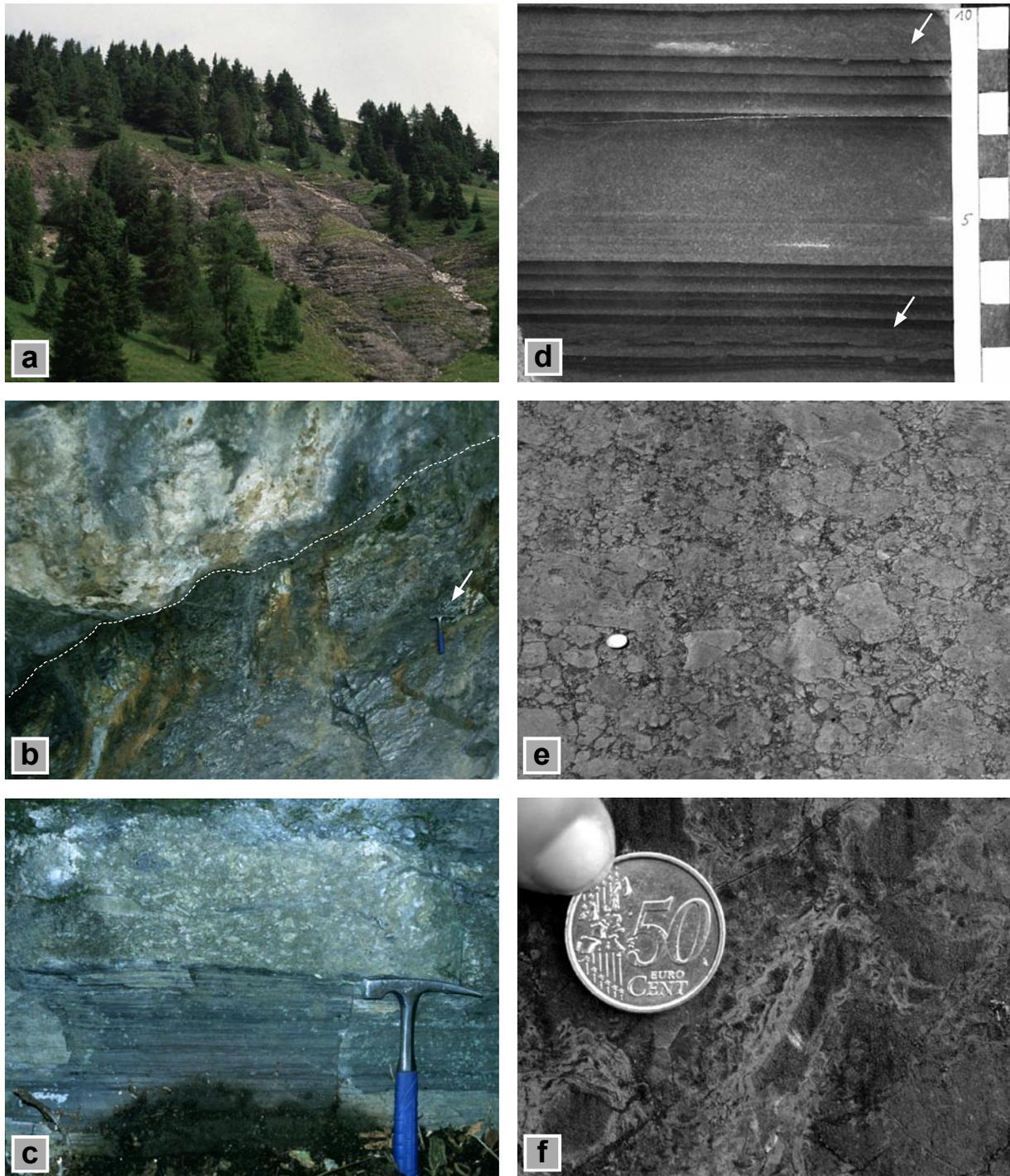
Liegende Schichten: *Calcare di Esino*, *Calcare di Pratotondo*

Hangende Schichten: *San Giovanni Bianco-Formation*

Lithologie & Mächtigkeit – Innerhalb eines 20 bis 30m umfassenden Abschnittes vollzieht sich bei *Pratotondo* der graduelle Übergang vom *Calcare di Pratotondo* zu den Schiefen der *Lozio-Formation*. Die *Lozio-Formation* besteht aus fossilarmen, schwarzen bis braungrauen Tonen und mergeligen Silten, die südöstlich von *Sommaprada* einen Onlap an die Karbonatplattform der *Concarena* zeigen. Eine feine Lamination der Schichten, gelegentliche Rutschungsstrukturen sowie das Fehlen resedimentierter grobkörniger Karbonate sind kennzeichnend für die *Lozio-Formation*. Eine Abschätzung der maximalen Mächtigkeit ist schwierig, da diese Gesteine tektonisch stark gestört sind (Tafel 1.5c). Brack (1984) gibt eine Mächtigkeit in der Größenordnung von 190m an. Berra & Jadoul (2002) vermuten dagegen eine Mächtigkeit der *Lozio-Formation* zwischen 200 und 300m.

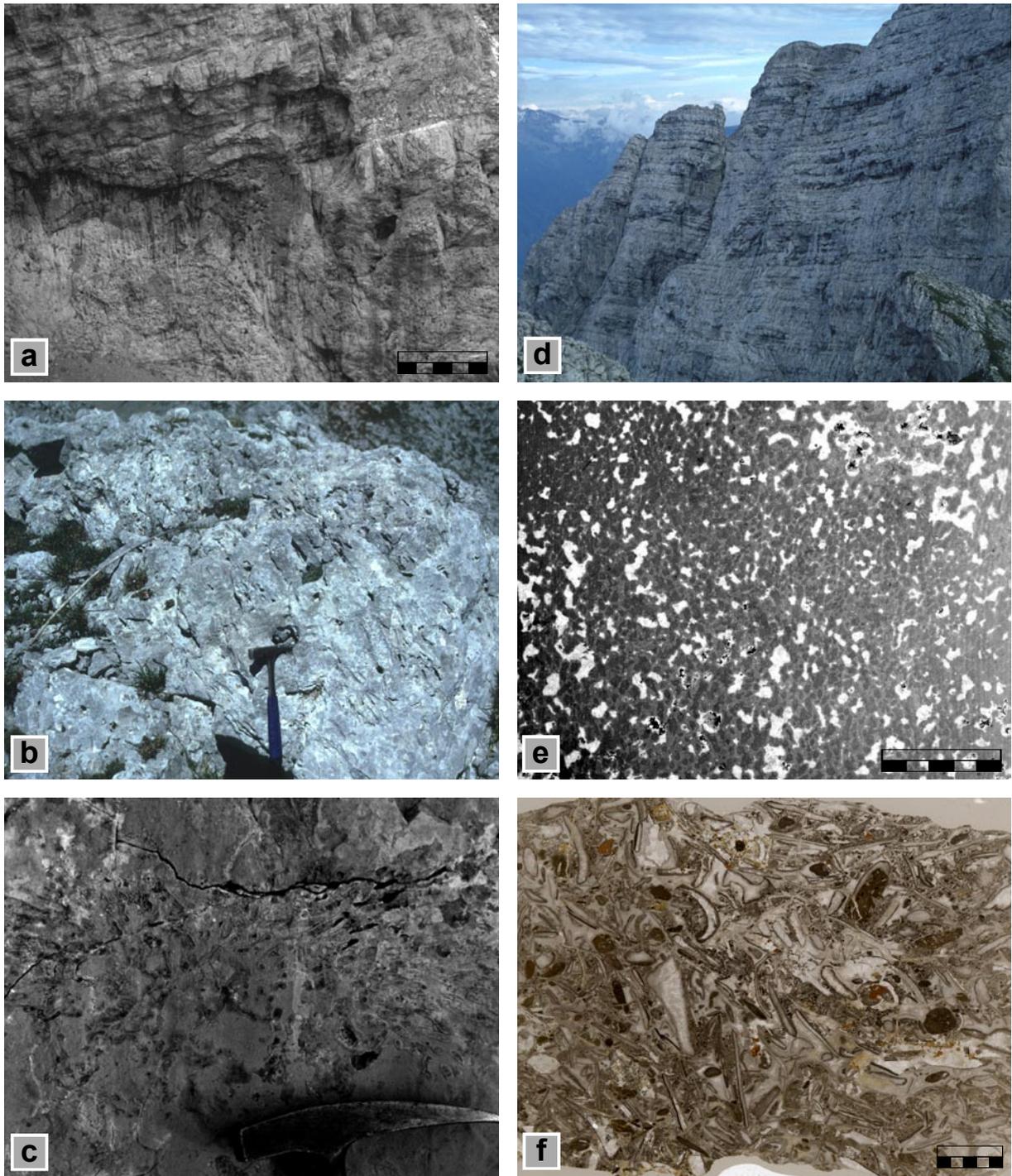
Stratigraphische Einstufung – Schwierig ist die zeitliche Einordnung dieser Schichten. Die Korrelationen mit südlich gelegenen Faziesseinheiten (*Breno-Formation* / *Gorno-Formation* / *Arenaria di Val Sabbia*) ergibt eine Einstufung in das Jul (Allasinaz 1968) und zwar die *Aonoïdes-Zone* (Balini et al. 2000) oder die *Austriacum-Zone* (Berra & Jadoul 2002).

Ablagerungsraum – Die feinkörnigen subtidalen Siliziklastika (Assereto & Casati 1965) wurden wahrscheinlich in einem abgeschlossenen Becken unter Stillwasserbedingungen abgelagert. Ein „coarsening upward“ und „shallowing upward“-Trend in den *Lozioschiefern* deutet nach Berra & Jadoul (2002) auf eine progressive Verfüllung des Beckens hin.



Tafel 1.3: Aufschluss- und Schliffbilder der Wengen- Formation und des Calcare di Esino.

(a) Aufschluss der vulkanoklastischen Schichten der Wengen-Formation am Fuße des Pizzo Camino, Aufschlußhöhe ca. 60m; (b) erosiver Kontakt zwischen den Schichten der Wengen-Formation und einem proximalen Schüttungskörper der Pora-Karbonatplattform, Piancogno, Maßstab Hammer am rechten Bildrand; (c) die Verzahnung von feinelaminierten, vulkanoklastischen und kalkigen Turbiditen der Wengen-Formation und einer distalen Plattformabhängbrekzie der Pora-Karbonatplattform deutet auf wechselnde energetische Bedingungen hin, Mandolini Ribalda; (d) typische feinelaminierte, gradierte Turbiditablagerungen der Wengen-Formation, nur einzelne Laminae besitzen Anzeichen von Bioturbation - Hinweis auf eine schlechte Durchlüftung in Bodennähe, Val Bùdrìo; (e) Anschnitt eines Schüttungskörpers mit eckigen Klasten aus Riffdetritus, Calcare di Esino, Sommaprada, Maßstab 50 Cent Münze am linken Bildrand; (f) die Inkrustierung von Bioklasten ist typisch für den Calcare di Esino, Sommaprada.



Tafel 1.4: Aufschluss- und Schliffbilder des Calcare di Esino.

- (a) Übergangsbereich vom Rifffürtel zur lagunären Fazies des Calcare di Esino, Val di Baione, Maßstab 5 m; (b) typischer Aufschluss des Riffrandes mit den Resten der riffbildenden Korallen, Cima della Bacchetta; (c) Korallenstock im Calcare di Esino, Korallen waren der Hauptbestandteil des Riffrandes, Cima del Ladrinai; (d) ähnlich dem Latemar ist auch an der Concarena eine mächtige Abfolge lagunärer Schichten aufgeschlossen, häufig finden sich Stapelungsmuster von 1:5, Cima della Bacchetta, Höhe der Wand ca. 100 m; (e) neben den Korallen gehören die Mikroproblematika vom Typ "*Tubiphytes*" *multisiphonatus* zu den wichtigsten Riffbildnern des Calcare di Esino, Riffabhang der Concarena-Plattform, Cima della Bacchetta, Maßstab 1 cm; (f) Schliffbild eines bioklastischen Grainstone aus dem Calcare di Esino, Ono San Pietro, Maßstab 1cm.

Das Fehlen resedimentierter, grobkörniger Karbonate spricht dabei für einen geringen Gradienten im Ablagerungsraum (Berra & Jadoul 2002).

Breno-Formation

Alter: frühes Karn (Jul)

Typuslokalität: Val Camonica (Assereto & Casati 1965)

Liegende Schichten: Calcare di Esino

Hangende Schichten: San Giovanni Bianco-Formation

Lithologie & Mächtigkeit – Im südlichen Teil des Arbeitsgebietes lagert dem Calcare di Esino die Breno-Formation auf. Sie besteht aus einer Abfolge gut gebankter, dm- bis m-mächtiger hellgrauer Kalke im unteren Teil und gebankten, gelblich bis weisgrauen Dolomiten im oberen Teil (Tafel 1.5d). Häufig treten Oolith- und Pisolithlagen in den kompakten Kalken auf (Assereto & Casati 1965). Bereiche mit einer ausgeprägten Vererzung und dem Vorkommen dunkler gebankter Kalke werden auch als Calcare Metallifero Bergamasco (CMB) bezeichnet. Nach Süden verzahnt sich die Breno-Formation mit den lagunären Sedimenten der Gorno-Formation. Die Breno-Formation erreicht ihre maximale Mächtigkeit von 400 bis 420m (Assereto & Casati 1965, Brack 1984) bei Breno und Cogno im unteren Val Camonica (Profil Val di Scalve, Annunciata).

Stratigraphische Einstufung – Anhand einer pelagischen Fauna kann sie in das frühe Karn (Jul) gestellt werden. Faure et al. (1978) beschreiben eine Ammonoideenfauna mit *Joannites klipsteini* (Mojsisovics), *J. cimbiformis* (Wulfen), *Trachyceras aonoides* (Mojsisovics) und *Protrachyceras hofmanni* (Boeck). Das karnische Alter wird durch eine Pelecypodenassoziation mit *Neomegalodon boekhi* (Hornes) *N. carinthiacus* (Boué) und *Trigonodus raibliensis* (Gredler) (Faure et al. 1978) sowie durch das Vorkommen der Dasykladaceen *Poikiloporella duplicata* (Pia) und *Clypeina besici* Pantic bestätigt (Epting et al. 1976).

Ablagerungsraum – Die Gesteine der Breno-Formation zeigen die Rückkehr eines flachmarinen Ablagerungsraumes mit der Bildung einer inter- bis subtidalen Karbonatrampe an (Tafel 1.5d).

Gorno-Formation

Alter: frühes Karn (Jul)

Typuslokalität: Val Seriana (Stoppani 1859, Parona 1889)

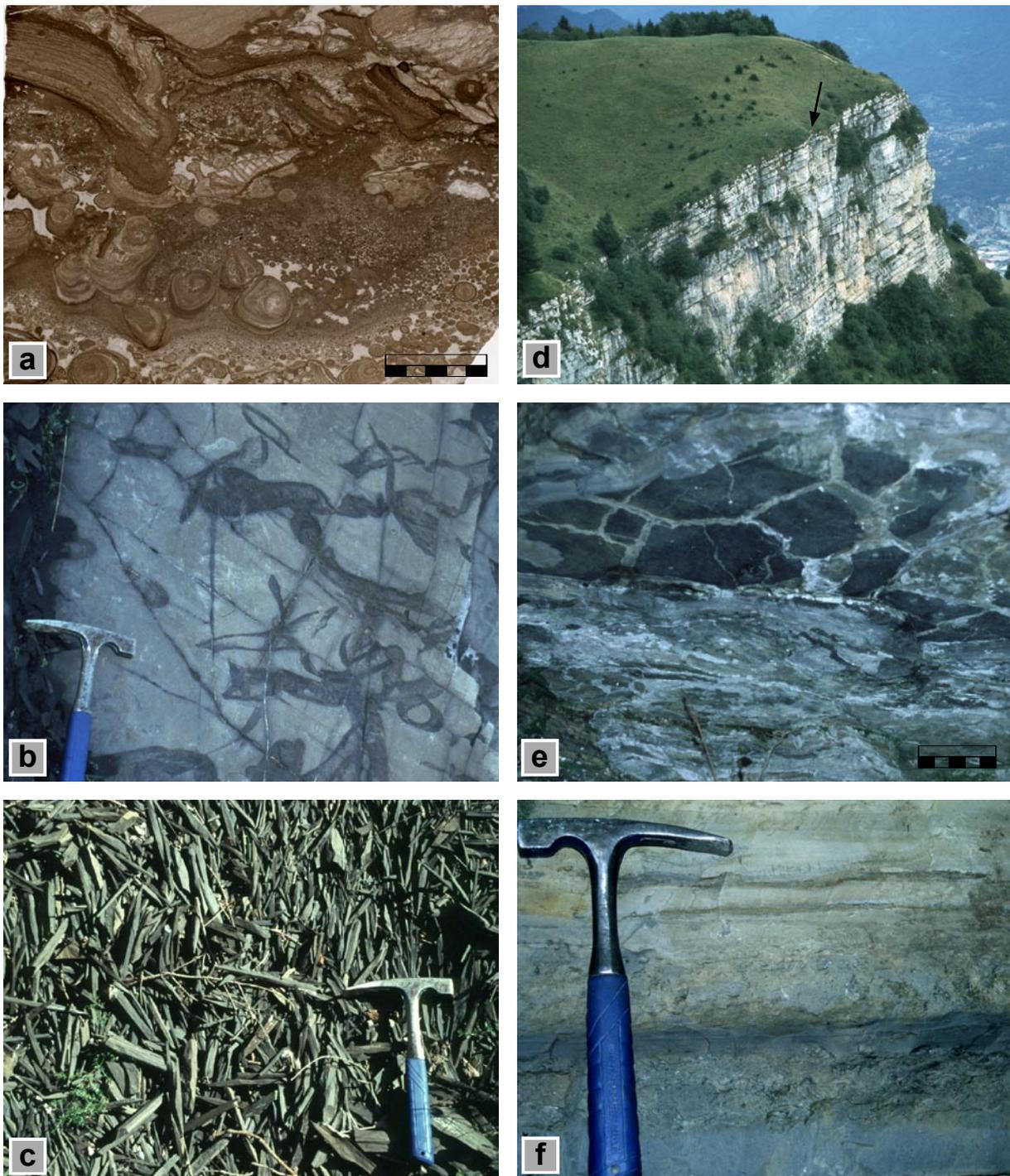
Liegende Schichten: Calcare di Esino

Hangende Schichten: San Giovanni Bianco-Formation

Lithologie & Mächtigkeit – Die sich mit der im Nordosten des Arbeitsgebietes gelegenen Breno-Formation verzahnende Gorno-Formation (geol. Karte, Anhang 4) besteht aus einer Abfolge von unregelmäßig, aber gut gebankten, braungrau verwitternden, dunkelgrauen mikritischen Kalken, dunklen Mergeln und Tonen (Tafel 1.5e, f, Tafel 1.6a, b). Lagenweise tritt eine reiche Muschelfauna auf, auf der die Formation etabliert wurde (Parona 1889, Allasinaz 1964, 1966). Ein weiteres Merkmal der Gorno-Formation sind häufig gut erhaltene Pflanzenfragmente und das verbreitete Vorkommen von Algenkrusten und Fenstergefügen (Tafel 1.6b). Die Gesamtmächtigkeit der Formation schwankt zwischen 200 und 300m (Gnaccolini & Jadoul 1988).

Stratigraphische Einstufung – Im unteren Teil der Gorno-Formation finden sich unter anderem *Pinna tommasii* Wormann und Koken, *Trigonodus bittneri* Waagen und *Myoconca recta* Broili (Allasinaz 1964). Diese Fauna ist den gut untersuchten Fossilien von S. Cassian (Dolomiten) – die Ammonoideen des frühen Karn (Jul) enthalten – sehr ähnlich. Höhere Bereiche der Gorno-Formation enthalten eine Fauna mit *Myophoria kefersteini* (Münster), *Pseudomyoconca lombardica* (Hauer), *Modiolus raiblianus* (Bittner) und *Amussium filosum* (Hauer) (Allasinaz 1966), die mit der Fauna der Raibler-Schichten (Dolomiten) korreliert werden können und damit ebenfalls auf ein karnisches Alter (Tuval) hinweisen (Faure et al. 1978).

Ablagerungsraum – Aufgrund der sedimentären Merkmale und geometrischen Beziehungen zur nordöstlich gelegenen Karbonatrampe der Breno-Formation und den südwestlich gelegenen sandigen Deltaschüttungen der Arenaria di Val Sabbia wird für die Gorno-Formation ein lagunärer Bildungsraum angenommen (Brack 1984, Gnaccolini & Jadoul 1988). Die maximale laterale NO-SW-Erstre-



Tafel 1.5: Aufschluss- und Schliffbilder verschiedener Lithologien des Karn.

(a) Schliffbild aus dem Topbereich des Calcare di Esino, Calcare Rosso Fazies, zu sehen sind Pisolite verschiedener Größe sowie Intraclaste - Anzeiger gelegentlicher Auftauchphasen, Cima della Bacchetta, Maßstab 1cm; (b) Schichtfläche der Pratotondo-Formation mit protrusiven Spreitenbauten vom Typ *Rhyzocorallium* sp. - Anzeiger für niedrigenergetische Bedingungen, Cave di pietra; (c) in Folge einer tektonischen Überprägung zerfallen die ursprünglich laminierten Tone und Silte der Lozio-Formation bleistiftartig ("splinter shales"), Laveno; (d) die gebankten Karbonate der Breno-Karbonatrampe werden mit deutlicher Grenze von terrestrischen Ablagerungen der San Giovanni Bianco-Formation, überlagert (Pfeil) Dosso di Campolungo, Mächtigkeit der Breno-Formation ca. 120 m; (e) Trockenrisse in der Gorno-Formation sind ein Hinweis auf den lagunären Charakter dieser Schichten, Monte Poia, Maßstab 10 cm; (f) die Schichten der Gorno-Formation sind bekannt für ihren Reichtum an Bivalven, Muschelpflaster, Val di Scalve.

ckung der Gorno-Lagune beträgt im Arbeitsgebiet etwa 14km (Gnaccolini & Jadoul 1988).

Arenaria di Val Sabbia

Alter: frühes Karn

Typuslokalität: Val Sabbia (Bittner 1881)

Liegende Schichten: Calcare di Esino

Hangende Schichten: San Giovanni Bianco-Formation

Lithologie & Mächtigkeit – Insbesondere in die unteren Bereiche der Gorno-Formation sind im Arbeitsgebiet fein- bis mittelkörnige, grüngraue, vulkanoklastische Sandsteine und Silte eingeschaltet (Tafel 1.6a, Profil Val di Scalve, Val de Bassile). Diese Gesteine wurden nach der Typuslokalität des Val Sabbia von Bittner (1881) als „Sabbia-Schichten“ (für weitere Synonyme siehe Assereto & Casati 1965) bezeichnet. In der italienischen Literatur werden sie heute unter dem Begriff *Arenaria di Val Sabbia* beschrieben (z.B. Gnaccolini & Jadoul 1988). Im Arbeitsgebiet wird eine maximale Mächtigkeit von 200m im Gebiet des Val Supine erreicht. Nach Nordost geht die Mächtigkeit innerhalb einer Entfernung von 10 bis 12km auf nahezu null zurück. Maximale Mächtigkeiten von bis zu 520m wurden im südwestlich gelegenen Val Brembana beobachtet (Gnaccolini & Jadoul 1988).

Startigraphische Einstufung – Aufgrund der Verzahnung mit der nördlich gelegenen Gorno-Formation kann ein frühkarnisches Alter (Jul) für die *Arenaria di Val Sabbia* abgeleitet werden.

Ablagerungsraum – Die Analyse der Schüttungsrichtung ergibt ein südliches Liefergebiet mit einer raschen Progradation deltaisicher Schüttungen in Richtung Norden und Nordosten (Assereto & Casati 1965, Garzanti & Jadoul 1985, Gnaccolini & Jadoul 1988). Zum Hangenden ist eine deutliche Verlagerung der Faziesgürtel (*Arenaria di Val Sabbia* /Gorno-Formation/Breno-Formation) in Richtung Süden und damit in Richtung des ehemaligen Hochgebietes feststellbar. Diese Verlagerung wurde vermutlich durch einen Anstieg des relativen Meeresspiegels verursacht.

San Giovanni Bianco-Formation

Alter: Karn (Jul, Tuval)

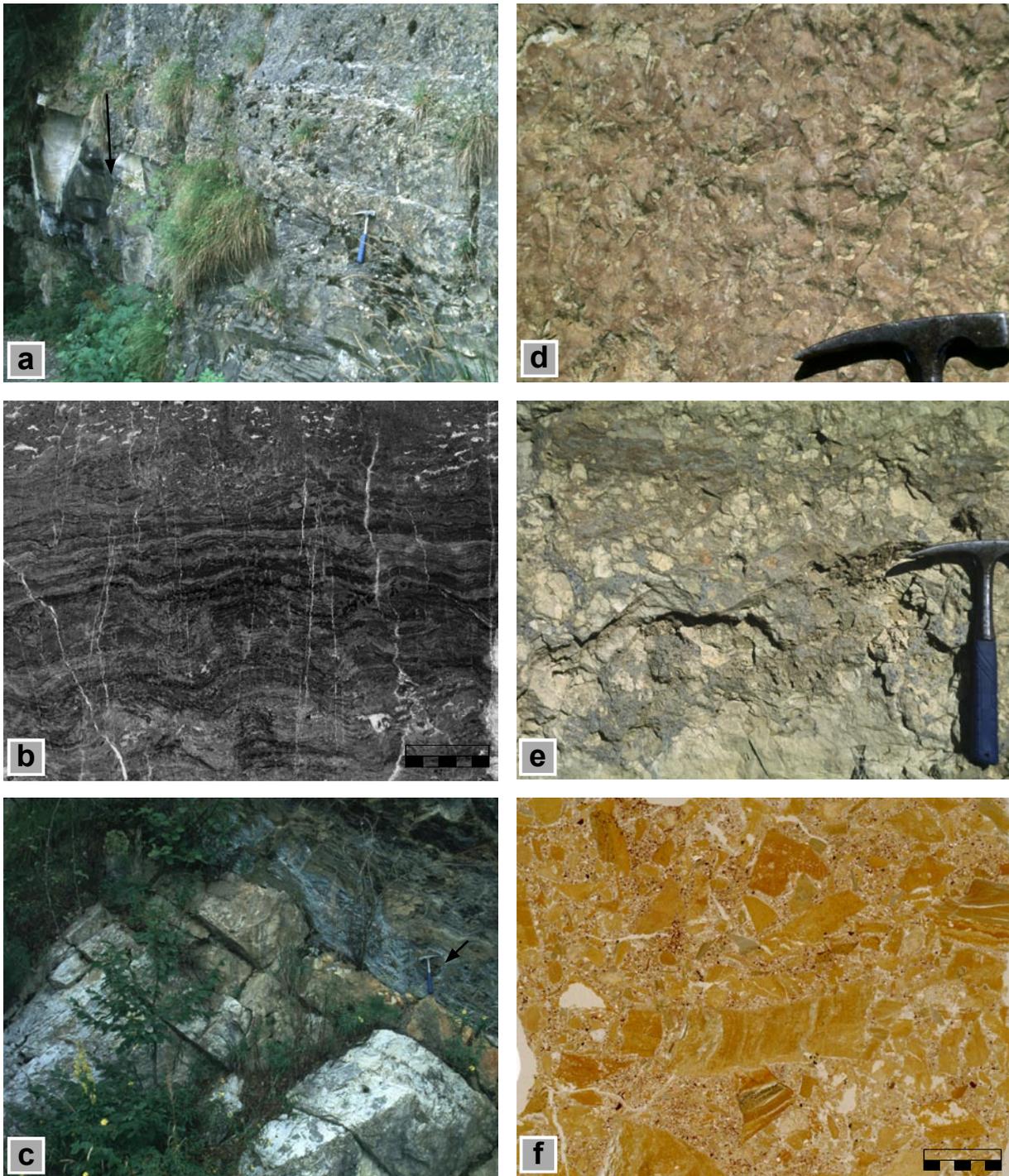
Typuslokalität: Val Brembana (Assereto & Casati 1965)

Liegende Schichten: *Arenaria di Val Sabbia*, Gorno-Formation, Breno-Formation

Hangende Schichten: Castro-Formation

Lithologie & Mächtigkeit – Das erneute weit verbreitete Vorkommen klastischer Sedimente markiert das Einsetzen der *San Giovanni Bianco-Formation*. Der Übergang von den liegenden Schichten zur *San Giovanni Bianco-Formation* lässt sich im Bereich von Breno und Annunciata sowie Lazer beobachten (Tafel 1.6c). Innerhalb eines ca. 5m mächtigen Übergangsbereichs treten Einlagerungen von zum Teil Pyrit-reichen Tonlagen (0,1m bis 1m) in den pisolithischen verkieselten Dolomiten der Breno-Fazies auf (Brack 1984). Darüber lagern löchrige Dolomite, grüngraue Mergel, Brekzienhorizonte, oolithische Bänke oder häufig auch siltige, schwarzbraune Tonhorizonte (Tafel 1.6c-e). Die Abschätzung der Mächtigkeiten der *San Giovanni Bianco-Formation* gestaltet sich schwierig, weil auch dieser Horizont stark von der alpidischen Tektonik überprägt wurde (Anlage von Deckenüberschiebungen). Ursache dafür sind vermutlich die in der Formation gelegentlich enthaltenen Evaporite. Die aufgeschlossenen Schichten der *San Giovanni Bianco-Formation* besitzen nach Assereto & Casati (1965) eine überwiegend konstante Mächtigkeit von 120 bis 150m.

Stratigraphische Einstufung – Die Einstufung der Formation basiert zum einen auf der Beziehung zu den liegenden und hangenden Schichten, zum anderen auf gelegentlichen Funden einer karnischen Muschelfauna. Assereto & Casati (1965) dokumentierten die auf das Tuval deutenden Arten *Neomegalodon triqueter* (Wulfen) und *Neomegalodon gornensis* Allasinaz. Im Gebiet des Monte Pora sind die auf das Jul hinweisenden Arten *Bakevellia* (*Neobakevellia*) *meriani* (Stopp.), *Bakevellia* (*Neobakevellia*) *meriani musculosa* (Stopp.), *Bakevellia* (*Neobakevellia*) *pallium* (Stopp.), *Hoernesia bipartita* (Mer.) und *Entolium filus* (Hauer) belegt (Deecke 1885, Parona 1889, Assereto & Casati 1965).



Tafel 1.6: Aufschluss- und Schliffbilder verschiedener Lithologien des Karn und Nor.

(a) In die dunkelgrauen mikritischen Kalken der Gorno-Formation schalten sich nach Süden grünlichgraue, vulkanoklastische Sandsteine ein (Pfeil), Arenaria di Val Sabbia, Colle di Varena; (b) Algenkrusten und Fenstergefüge in einem Mudstone der Gorno-Formation, ein weiterer Hinweis auf den tidalen Bildungsraum dieser Formation, Val di Scalve, Maßstab 1 cm; (c) diskordanter Kontakt zwischen Breno-Formation und San Giovanni Bianco-Formation, Passo della Presolana, Maßstab Hammer am rechten Bildrand; (d) bioturbate Gefüge in den terrestrischen Ablagerungen der San Giovanni Bianco-Formation, Colle di Varena; (e) Wiederaufarbeitungshorizont mit Tonchips in der San Giovanni Bianco-Formation, Anzeiger für eine Ablagerung nahe des Base Level, Colle di Varena; (f) dolomitischer Brekzienhorizont mit mm- bis dm-großen Klasten der Castro-Formation, Bildungen eines tidalen/lagunären Ablagerungsraumes unter hypo-/hypersalinaren Bedingungen, Castiône della Presolana, Maßstab 1 cm.

Ablagerungsraum – Der Ablagerungsraum der San Giovanni Bianco-Formation war eine semiaride Küstenebene (Berra & Jadoul 2002). Im Übergangsbereich von liegender Gorno-Formation zu hangender San Giovanni Bianco-Formation wurde oftmals eine Zunahme von Pflanzenfragmenten beobachtet. Diese steht mit einem Klimawechsel hin zu feuchteren Bedingungen während des mittleren Karn in Verbindung (Berra & Jadoul 2002).

Castro-Formation

Alter: Karn (Tuval)

Typuslokalität: Val Camonica (Jadoul et al. 1992a)

Liegende Schichten: San Giovanni Bianco-Formation

Hangende Schichten: Dolomia Principale

Lithologie & Mächtigkeit – Die von Jadoul et al. (1992a) als Castro-Formation bezeichnete Lithofazies besteht aus massiven kalkigen und dolomitischen Brekzienhorizonten mit Klasten in mm- bis dm-Größe (Tafel 1.6f) und untergeordnet aus gut geschichteten Kalksteinen. In der Vergangenheit wurden diese Gesteine in die hangenden Dolomia Principale gestellt und als basale Brekzie („Brecce basale“) der Dolomia Principale bezeichnet (Assereto & Casati 1965, Jadoul & Rossi 1982). Die deutlich abweichende Lithofazies sowohl von den liegenden klastischen und evaporitischen Gesteinen der San Giovanni Bianco-Formation als auch von den hangenden peritidalen und subtidalen Dolomiten der Dolomia Principale sowie eine weiträumige Verbreitung veranlassten Jadoul et al. (1992a) zur Etablierung dieser Formation. Im Typusgebiet nördlich des Lago d’Iseo erreicht die Castro-Formation variable Mächtigkeiten zwischen 100 und 150m, maximale Werte liegen bei knapp 300m (Jadoul et al. 1992a).

Stratigraphische Einstufung – Eine Abgrenzung der Castro-Formation zu den liegenden und hangenden Schichten ist schwierig. Übergänge sind meist nicht aufgeschlossen; die wenigen auswertbaren Übergänge sind nur graduell ausgeprägt. Aufgrund der stratigraphischen Position oberhalb der in das Tuval gestellten San Giovanni Bianco-Formation und unterhalb der an das Top der Unteren Dolo-

mia Principale gelegten Karn-Nor-Grenze kann die Castro-Formation in das Tuval gestellt werden. Die Abfolge ist arm an Fossilien; gelegentlich finden sich Ostrakoden (Jadoul et al. 1992a).

Ablagerungsraum – Die Lithofazies der Castro-Formation deutet auf einen komplexen Ablagerungsraum mit tidalen Ebenen, Lagunen und isolierten Becken hin, in dem hypo- bis hypersalinare Bedingungen herrschten (Jadoul et al. 1992a). Über die Entstehung der Castro-Formation existieren verschiedene Vorstellungen: Assereto & Casati (1965) vermuten ein transgressives Ereignis als Ursache der Brekzienentstehung; neuere Untersuchungen (Jadoul & Rossi 1982) favorisieren eine tektonische Phase mit starker differenzieller Subsidenz als Auslöser der Brekziierung. Jadoul et al. (1992a) dagegen etablierten ein komplexes genetisches Modell mit ephemeren Seen und emersiven Bereichen bedingt durch Lösungskollaps und Aufstiegsdeformation unterlagernder Evaporite sowie tektonischen Bewegungen als Hauptfaktoren.

Dolomia Principale

Alter: Nor (Lac, Alaun)

Typuslokalität: Lombardische Alpen (Lepsius 1878)

Liegende Schichten: Castro-Formation

Hangende Schichten: Argilliti di Riva di Solto

Lithologie & Mächtigkeit – Die Dolomia Principale (Hauptdolomit) treten am südlichen Rand und südlich des Arbeitsgebietes am östlichen und westlichen Ufer des Lago d’Iseo auf. Sie bestehen dort im Wesentlichen aus grauen, gut gebankten Dolomiten, mikritischen, dunklen, bituminösen Dolomiten und Brekzien. Die Abfolge beginnt über den Gesteinen der Castro-Formation mit dunklen, geschichteten Dolomiten, die lokal stromatolithische Strukturen zeigen. Das Vorkommen von Brekzien ist ein Indiz für synsedimentäre Bewegungen (Jadoul et al. 1992b). Die maximale Mächtigkeit dieser als Untere Dolomia Principale bezeichneten basalen, lagunären Abfolge wird mit 200 bis 300m angegeben. Darüber folgt eine bis zu 700m mächtige Abfolge gut gebankter Dolomite, die Oberen Dolomia Principale (Jadoul et al. 1992b). Am östlichen Rand des

Lago d'Iseo ergaben Profilaufnahmen von Jadoul et al. (1992b) maximale Mächtigkeiten dieses Lithofaziestypus von 1500 bis 2000m. Die gebankten Dolomite bilden jeweils dm- bis m-mächtige peritidale Zyklen, die sich wiederum zu etwa 5 bis 25m mächtigen „shallowing upward“-Zyklen zusammensetzen (Jadoul et al. 1992b). Gelegentlich auftretende Tepees und schwarz umrandete PISOIDE sind für höhere Bereiche einiger peritidaler Zyklen kennzeichnend. In einigen Gebieten (z.B. westliches Ufer Lago d'Iseo) lässt sich ein Wechsel zu dunklen gut gebankten Dolomiten, Kalksteinen, Turbiditen und Organika-reichen Rythmiten beobachten. Diese Gesteine werden als *Calcare di Zorzino* (Assereto & Casati 1965) oder *Aralalta Gruppe* (Jadoul 1986) bezeichnet und zeigen die Bildung von Intraplattformbecken in den höheren Bereichen der *Dolomia Principale* an. In den Übergangsbereichen zwischen diesen Intraplattformbecken und den angrenzenden höher gelegenen Plattformbereichen finden sich häufig Schüttungskörper. Patch Reefs und Mounds entwickelten sich am Rand der Hochgebiete. Die gesamte Abfolge erreicht eine maximale Mächtigkeit bis 3000m (Jadoul et al. 1992b).

Stratigraphische Einstufung – Die *Dolomia Principale* werden aufgrund einiger Faunenfunde (Tommasi 1903, Terranini 1958) in das Lac und Alaun (Nor) gestellt (Assereto & Casati 1965). Faure et al (1978) erwähnt eine Fauna mit *Isognomon exilis* (Stoppani), *Worthenia solitaria* (Costa) und *W. escheri* (Stoppani).

Ablagerungsraum – Die zyklisch aufgebaute Lithofazies der *Dolomia Principale* wurde vermutlich in einem lagunären Plattformbereich gebildet (Jadoul et al. 1992b). Die Erhaltung der Schichtung und die Abwesenheit von Bioturbation sowie der hohe organische Anteil in den Schichten der *Calcare di Zorzino* sind ein Anzeiger für eingeschränkte Wasserzirkulation und die Entwicklung anoxischer Bedingungen (Jadoul et al. 1992b). Am Top der *Dolomia Principale* konnten eine Diskordanz sowie lokal vorkommende Brekzienhorizonte kartiert werden – ein Hinweis auf subaerische Exposition am Ende der Plattformentwicklung (Jadoul et al. 1992b). Funde einiger terrestrischer Reptilien (Wild 1989) in den höchsten Bereichen der Formation

sprechen ebenfalls für eine Exposition der Karbonatplattform. Die paläogeographische Entwicklung zu dieser Zeit wurde von einer ausgeprägten synsedimentären extensionalen Tektonik und der dadurch bedingten Fragmentierung der Karbonatplattform geprägt (Jadoul et al. 1992b).

Argilliti di Riva di Solto

Alter: spätes Nor/frühes Rhät (je nach Grenzziehung)

Typuslokalität: Iseosee (Gnaccolini 1965a)

Liegende Schichten: *Dolomia Principale*, *Zorzino-Formation*

Hangende Schichten: *Calcare di Zu-Formation*

Lithologie & Mächtigkeit – Mit einem abrupten Übergang lagern den *Dolomia Principale* die klassischen Sedimente der *Argilliti di Riva di Solto* auf. Die Abfolge der *Argilliti di Riva di Solto* besteht vorwiegend aus dunklen Schiefen und (untergeordnet) Mergeln sowie mikritischen Kalksteinen. Nach Jadoul et al. (1992b) treten im Übergangsbereich zwischen den *Dolomia Principale* und der *Argilliti di Riva di Solto* häufig Rutschungen auf, was als Hinweis auf eine veränderte Architektur des Akkommodationsraums gedeutet wird. Zum Hangenden der Formation kann eine graduelle Zunahme der Kalksteine beobachtet werden. Die Mächtigkeit der Formation schwankt in den Lombardischen Alpen zwischen 100m und 1200m (Burchell et al. 1990). Südlich des Arbeitsgebietes im Bereich des Lago d'Iseo werden ca. 1000m erreicht (Gnaccolini 1965a, Assereto & Casati 1965).

Stratigraphische Einstufung – Die exakte stratigraphische Einstufung der *Argilliti di Riva di Solto* ist bisher unklar, da die enthaltene Fauna bisher keine genauen Hinweise auf das Entstehungsalter lieferte. Sie wird vor allem von Bivalven und Gastropoden dominiert, die keine chronostratigraphische Signifikanz besitzen (Faure et al. 1978). Ein Vergleich mit der Bivalvenfauna von Kössen (Nördliche Kalkalpen) scheint jedoch möglich (Faure et al. 1978), was für eine Einstufung – je nach Nor-Rhät-Grenzziehung – ins späte Nor oder frühe Rhät sprechen würde.

Ablagerungsraum – Der Wechsel von feinlaminierten und ungeschichteter Fazies ist ein Anzeichen für

einen stark variablen Ablagerungsraum (Burchell et al. 1990). Jadoul et al. (1992b) sehen einen Zusammenhang zwischen dem Einsetzen der klastisch dominierten Sedimentation und der ausgeprägten Transgression zur Zeit des späten Nor. Die Schichten der Argilliti di Riva di Solto zeigen dabei ein deutliches Onlap an strukturell bedingte Hochgebiete. Unklar ist bisher auch die Herkunft der feinklastischen Sedimente. Es wird diesbezüglich die Möglichkeit einer Anlieferung aus Nord-Nordost vom europäischen Kontinent diskutiert (Jadoul et al. 1992b). Insgesamt ergibt die Analyse der Sedimentationsbedingungen ein komplexes Muster aus eustatischem Meeresspiegelanstieg, klimatischen Veränderungen hin zu feuchteren Bedingungen und starker, tektonisch induzierter Subsidenz (Faure et al. 1978, Masetti et al. 1989, Burchell et al. 1990, Jadoul et al. 1992b). Deutlich erhöhte Subsidenzraten zu dieser Zeit werden als Hinweis auf den Beginn der Riftphase, die zur Öffnung der Tethys führte, gesehen (Bernoulli 1980, Jadoul 1986).

Calcare di Zu-Formation

Alter: frühes/mittleres Rhät

Typuslokalität: Lago d'Iseo (Gnaccolini 1965a)

Liegende Schichten: Argilliti di Riva di Solto

Hangende Schichten: Dolomia a Conchodon-Formation, Corna-Formation

Lithologie & Mächtigkeit – Mit einem fließenden Übergang (Gnaccolini 1965a) geht aus der klastisch geprägten Riva di Solto-Formation die karbonatisch geprägte Calcare di Zu-Formation hervor. Diese Formation ist südlich des Arbeitsgebietes am Ufer des Lago d'Iseo aufgeschlossen.

Die Calcare di Zu-Formation besteht aus einer Abfolge zyklisch abgelagerter Ton-, Mergel- und Kalksteine. Generell zeigen die einzelnen 3m bis 30m mächtigen (Masetti et al. 1989), asymmetrischen Zyklen jeweils einen „thickening/shallowing upward“-Trend. Nach Masetti et al. (1989) sind in der Calcare di Zu-Formation rund 60 dieser asymmetrischen Zyklen enthalten. Unter der Annahme einer Milankovitchzyklizität ergeben sich Rückschlüsse zur Bildungsdauer der Formation. Masetti et al. (1989) sehen als Ursache der Zyklizität ein Signal

von 100000 Jahren an, was einer Bildungsdauer der Formation von ca. 6Ma entspräche. Nach Assereto & Casati (1965) erreicht die Calcare di Zu-Formation im Lago d'Iseo Trog eine maximale Mächtigkeit von rund 1000m.

Stratigraphische Einstufung – Eine umfassende Beschreibung zur Mikrofazies und Paläontologie der Calcare di Zu-Formation liefert Lakew (1990). Anhand verschiedener Foraminiferen ist die Einstufung in das Rhät möglich. Die Abfolge kann in eine untere *Glomospira Glomospirella*-Zone und eine obere *Triasina hantkeni*-Zone unterteilt werden (Masetti et al. 1988). Beide Zonen entsprechen jeweils den *Choristoceras marshi*- und *Rhabdoceras suessi*-Ammonoideenzonen (Michalík 1980, Ciarpica 1985).

Ablagerungsraum – Das Lombardische Becken war zu dieser Zeit ein weiterhin absinkendes, störungsbegrenztes Becken mit einzelnen stark absinkenden Beckenbereichen wie dem Lago d'Iseo-Trog. Von angrenzenden Plattformbereichen wurden größere Mengen an Karbonatmaterial in diese Beckenbereiche transportiert (Masetti et al. 1989). Die Ausbildung einer Flachwasserfazies – Dolomia a Conchocon-Formation in der zentralen Lombardei und Corna-Formation in der östlichen Lombardei – am Ende der Ablagerung der Calcare di Zu-Formation zeigt, dass das Lombardische Becken von der Calcare di Zu-Formation verfüllt wurde (Burchell et al. (1990). Damit endete auch der terrigene Eintrag in das Becken.

Dolomia a Conchodon-Formation

Alter: spätes Rhät/Hettang?

Typuslokalität: Val Porlezza (Gnaccolini 1965b)

Liegende Schichten: Calcare di Zu-Formation

Hangende Schichten: Sedrina-Formation, Moltrasio-Formation

Lithologie & Mächtigkeit – Die Dolomia a Conchodon-Formation besteht aus einer maximal 220m (Lago d'Iseo-Trog, Assereto & Casati 1965) mächtigen Abfolge grauer bis bräunlicher, stark rekristallisierter Dolomite und mikritischer Kalksteine (Allasinaz 1992, Schönborn 1992). Dabei wechseln massive, feinkörnige Schichten mit oolithischen,

zum Teil schräg geschichteten Gesteinen. Deutliche Mächtigkeitsunterschiede (0 bis 220m) weisen auf eine anhaltende synsedimentäre Tektonik oder eine frühjurassische Erosion hin (Gnaccolini 1965b, Casati & Gaetani 1968). Top und Basis der Dolomia a Conchodon-Formation sind jedoch konkordant ausgebildet und deuten nicht auf eine Sequenzgrenze in diesen Bereichen hin (McRoberts 1994). Der Übergang von der Trias in den Jura vollzieht sich in den Profilen der Lombardischen Alpen ohne augenscheinlichen Bruch oder Hiatus.

Stratigraphische Einstufung – Die Dolomia a Conchodon-Formation ist arm an Makrofossilien. Gelegentlich treten große Spezies von *Conchodon*, *Neomegalodon* und seltenen *Chlamys* auf (Allasinaz 1992). Besonders *Conchodon* und *Neomegalodon*, zwei euryhaline Bivalvenarten, sind charakteristisch für das Rhät. Neben der stratigraphischen Stellung sind seltene Funde von triassischen Korallen ein weiteres Anzeichen dafür, dass die Dolomia a Conchodon-Formation während des späten Rhät abgelagert wurde (McRoberts 1994).

Ablagerungsraum – Als Bildungsraum der Dolomia a Conchodon-Formation wird eine weite Intraplattformlagune oder eine leicht geneigte homoklinale Rampe angenommen (McRoberts 1994). Abgeschlossene Lagunen- und oolithische Sandbankfazies umfassen den größten Teil der Dolomia a Conchodon-Formation. Das Vorherrschen der peritidalen, eingeschränkten marinen Bedingungen deutet auf einen niedrigen relativen Meeresspiegel hin (McRoberts 1994). Als Ursache dafür wird ein globaler Abfall des eustatischen Meeresspiegels vermutet, wie er von Embry (1988) für den Grenzbereich Trias-Jura beschrieben wurde.

1.4.1.4 Jura

Sedrina-Formation

Alter: spätes Hettang

Typuslokalität: Val Brembana (Francani 1967)

Liegende Schichten: Dolomia di Conchodon-Formation

Hangende Schichten: Moltrasio-Formation

Lithologie & Mächtigkeit – Die Sedrina-Formation

entwickelt sich in weiten Teilen des Lombardischen Beckens graduell aus der Dolomia a Conchodon Formation, wobei die Grenze zwischen beiden Formationen mit dem ersten Auftreten von Kieselknollen gezogen wird. Die Aufschlüsse entlang der Westküste des Lago d’Iseo sowie im Val Adrara zeigen eine 75m (Val Adrara) bis 120m (Lago d’Iseo) mächtige Abfolge eben geschichteter (0.1 bis 0.5m), peloidaler Packstones, Molusken-Brachiopodenreichen Wackestones und Packstones sowie dünnen, dunkelbraunen kieseligen Lagen und Kieselknollen (McRoberts 1994).

Stratigraphische Einstufung – Die Sedrina-Formation ist reich an Makrofossilien; besonders aus den basalen Teilen wird eine diverse Fauna mit Bivalven, Brachiopoden, Gastropoden sowie dem erstmaligen Erscheinen von *Chlamys thiollieri* beschrieben (Gaetani 1970b). Aus dem oberen Teil der Sedrina-Formation konnte *Schlotheimia* sp. und damit ein echter Anzeiger für das Hettang beschrieben werden (Gaetani 1970b). Ob die unteren Teile der Sedrina-Formation ebenfalls in das Hettang zu stellen sind, ist angesichts der schlechten Erhaltung aufgefundener Ammonoideen unklar.

Ablagerungsraum – Das Vorkommen von Echinoideen und Korallen an der Basis der Sedrina-Formation markiert in weiten Teilen des Lombardischen Beckens den Übergang von der abgeschlossenen Lagunenfazies der Dolomia a Conchodon-Formation zur offenen Lagunenfazies der Sedrina-Formation (McRoberts 1994). Die diverse Fauna zeigt das Absinken der Lombardischen Plattform und die Etablierung normalmariner subtidaler Bedingungen an.

Moltrasio-Formation

Alter: spätes Hettang/frühes Sinemur

Typuslokalität: Lake Como (Stoppani 1857)

Liegende Schichten: Sedrina-Formation

Hangende Schichten: Domaro-Formation

Lithologie & Mächtigkeit – Die Schichten der Moltrasio-Formation setzen sich aus gut geschichteten kieseligen und mergeligen Kalksteinen sowie dünnen mergeligen Lagen zusammen. Das kieselige Material ist dabei als Kieselknollen, kieseligen

Lagen, Zement oder in Form von Schwammnadeln erhalten (Schönborn 1992). Die Schichten der Moltrasio-Formation besitzen generell eine dunkle Farbe. Auffallend sind auch bei dieser Formation die lokal deutlichen Mächtigkeitsunterschiede. Sie schwankt zwischen 0m auf ehemaligen Schwellen und 4000m im Generoso Trog im westlichen Lombardischen Becken. Nach Osten, im Bereich des Lago d'Iseo (Sebino Trog) werden Mächtigkeiten zwischen 120 und 500m erreicht (Gaetani 1975). Zum Rand des Lombardischen Beckens greifen die Schichten der Moltrasio-Formation oftmals sukzessive auf ältere Schichten der Sedrina-, Dolomia a Conchodon-, Calcare di Zu- und Dolomia Principale-Formation über. Häufig finden sich zum Rand des Beckens in der Moltrasio-Formation Anzeichen ehemaliger Rutschungen, Megabrekzien und erosive Einschnitte (Bernoulli 1964).

Stratigraphische Einstufung – Die dunklen Kalksteine der Moltrasio-Formation sind generell arm an Makrofossilien. Einige Funde einer eingeschränkten Ammonoitenfauna (Rasmuss 1912) erlauben die Einstufung eines Großteils der Schichten in das Sinemur.

Ablagerungsraum – Die Gesteine der Moltrasio-Formation wurden in tieferem Wasser auf einer Tiefseeebene und den angrenzenden tektonisch induzierten, beckenrandlichen Terrassen abgelagert. Rutschungen, Megabrekzien und erosive Einschnitte gelten als Indiz für eine weit verbreitete lang anhaltende Slope-Instabilität (Bernoulli 1964) der ebenfalls absinkenden randlichen Plattformen (z.B. Trento-Plattform). Nach Winterer & Bosellini (1981) wurden im Lombardischen Becken Wassertiefen von ca. 1000m erreicht.

Domaro-Formation

Alter: Pliensbach (mittleres Carix, Montanari 1977, bis frühes Toarc Gaetani & Poliani 1978)

Typuslokalität: Val Trompia/Val Codibolo (Boni et al. 1968)

Liegende Schichten: Moltrasio-Formation

Hangende Schichten: Concesio-Formation

Lithologie & Mächtigkeit – Die Gesteine der Domaro-Formation setzen sich aus hellen, intensiv

bioturbaten Kalksteinen mit zwischengelagerten Mergeln und Tonsteinen zusammen. Sie können nach der Klassifikation von Dunham (1962) als Mudstone bis Wackestone bezeichnet werden. Die normalerweise grüngrauen Mergel gehen regional in rötliche knollige Mergel über. Besonders in der Gegend um Brescia schalten sich in den höheren Bereichen kalkige, teilweise grobkörnige Lagen ein, die als Resedimente gedeutet werden (Winterer & Bosellini 1981, Schönborn 1992). Die Mächtigkeit der Formation nimmt von West nach Ost stetig zu und erreicht im Sebinotrog 400 bis 1000m (Gaetani 1975).

Stratigraphische Einstufung – Anhand zahlreich gefundener Makrofossilien wie zum Beispiel Ammonoiten (z.B. Bettoni 1900, Fucini 1908) kann die Domaro-Formation in das mittlere Carix bis frühe Toarc gestellt werden.

Ablagerungsraum – Vergleichbar zur Moltrasio-Formation wurden die Gesteine der Domaro-Formation in tieferem Wasser abgelagert. Im westlichen Teil des Sebinotroges ergaben geometrische und sedimentologische Untersuchungen maximale Wassertiefen von etwa 1000m (Winterer & Bosellini 1981). Eingeschaltete Resedimente stammen von den das Lombardische Becken umgebenden Hochgebieten wie dem Trento-Plateau. Großräumige Rutschungen mit Blöcken aus Plattformmaterial traten am Escarpment dieser Hochgebiete auf (Winterer & Bosellini 1981).

Concesio-Formation

Alter: Toarc/Bajoc - Baton?

Typuslokalität: Val Trompia

Liegende Schichten: Domaro-Formation

Hangende Schichten: Radiolariti

Lithologie & Mächtigkeit – In großen Teilen des Sebinotroges beginnen die Schichten der Concesio-Formation mit kalkigen Brekzien. Der Großteil der Formation besteht jedoch aus einer Abfolge von gut geschichteten, graubraunen, mergeligen Kalksteinen und zwischengeschalteten graugrünen Mergeln. Die Schichten zeigen dabei eine graduelle Zunahme des Silikatanteils. Insgesamt erreicht die Formation eine Mächtigkeit von 100 bis 300m (Gaetani 1975).

Stratigraphische Einstufung – Die zeitliche Einstufung wird je nach Region unterschiedlich beurteilt. Beginnend im basalen Toarc ist vor allem die Hangendgrenze der Formation je nach Aufschluss umstritten. Die Angaben reichen von Aalen (Schönborn 1992) über Bajoc (Picotti & Cobianchi 1996) bis Baton (Schirolli 1997). Ursache hierfür sind synsedimentäre Bewegungen, die zu lokal deutlich differierenden Subsidenzraten geführt haben (Gaetani 1975).

Ablagerungsraum – Bei den basalen Brekzien der Concesio-Formation handelt es sich um Resedimente, die von den angrenzenden Hochgebieten in einen tiefen Beckenbereich transportiert wurden (Gaetani 1975). Nach Winterer & Bosellini (1981) wurde gegen Ende der Ablagerung der Formation eine Wassertiefe von mehr als 1800m erreicht.

Radiolariti

Alter: spätes Callov/Oxford/frühes Kimmeridge

Typuslokalität: -

Liegende Schichten: Concesio-Formation

Hangende Schichten: Rosso ad Aptici

Lithologie & Mächtigkeit – Bei den als Radiolariti bezeichneten Schichten, handelt es sich um gebänderte, verschiedenfarbige Hornsteinlagen (bestehend aus Radiolarien) mit zwischengelagerten siltigen Mergeln und Kalksteinen und Tonlagen. Die Hornsteinlagen enthalten keine kalkigen Nannofossilien, wohingegen sich in den zwischengeschalteten kalkigen Schichten eine von der Watznaueria-Gruppe dominierte Nannofossil-Assoziation findet (Picotti & Cobianchi 1996). Häufig sind deutliche Lösungsanzeichen und Hinweise auf Anwachssäume feststellbar. Die schlechte Erhaltung der Fossilien sowie der Mangel an Aufschlüssen haben bis jetzt eine detaillierte Untersuchung der Abfolge verhindert. Nach Gaetani (1975) besitzen die Radiolariti eine durchschnittliche Mächtigkeit von 30 bis 75m.

Stratigraphische Einstufung – Das Vorkommen von Ammonoideen ermöglicht die stratigraphische Einstufung in das späte Callov bis frühe Kimmeridge (Picotti & Cobianchi 1996).

Ablagerungsraum – Die pelagischen Abfolgen

der Tethys des Zeitraums spätes Callov bis frühes Kimmeridge setzen sich zumeist aus Radiolariten zusammen (Picotti & Cobianchi 1996). Die große Menge von Radiolarien und die geringe Menge an kalkigem Material deuten auf eine Ablagerung der Sedimente nahe oder knapp unterhalb der Kalzit-Kompensationstiefe (CCD) hin, wobei deren Lage für diese Zeit bei einer Tiefe von ca. 3km angenommen wird (Winterer 1998).

Rosso ad Aptici

Alter: spätes Kimmeridge/Titon

Typuslokalität: -

Liegende Schichten: Radiolariti

Hangende Schichten: Maiolica-Formation

Lithologie & Mächtigkeit – Die Radiolariti werden von Sedimenten überlagert, die bisher kaum untersucht wurden. Es handelt sich um mikritische, kieselig-feinkörnige Kalksteine mit Aptychen und eingeschalteten Mergeln, die als Rosso ad Aptici bezeichnet werden (Schönborn 1992). Sie besitzen meist eine rote bis bunte Färbung; mitunter treten auch grünliche bis gelbliche Kalksteine in diesen Schichten auf. Der Anteil des kieseligen Materials ist geringer im Vergleich zu den unterlagernden Radiolariten und kommt gewöhnlich in Form von Kieselknollen in den Kalken vor (Schönborn 1992). Die Mächtigkeit dieser Abfolge wird mit 20 bis 35m angegeben (Gaetani 1975).

Ablagerungsraum – Das Fehlen aragonitischer Ammonoideen und das Vorkommen von kalzitischen Aptychen weist auf eine Sedimentation zwischen Kalzit- und Aragonit-Kompensationstiefe hin (Schönborn 1992). Für die Rosso ad Aptici wird eine Wassertiefe von etwa 2km angenommen (Winterer 1998), wobei die CCD bei etwa 3km verblieb. Dieser große Unterschied in der Wassertiefe im Vergleich zu den liegenden Radiolariti ist vor allem auch vor dem Hintergrund, dass für die hangenden Sedimente der Maiolica-Formation erneut maximale Wassertiefen von 3000m angenommen werden, nicht einfach zu erklären. Eine zweimalige Vertikalbewegung von 1000m in diesen kurzen Zeiträumen scheint relativ unwahrscheinlich und müsste sich in den Sedimentationsmustern nachweisen lassen.

1.4.1.5 Kreide

Lombardische Maiolica-Formation

Alter: spätes Titon/Barreme/Apt?

Typuslokalität: südliches Tessin, (Weissert 1979)

Liegende Schichten: Rosso ad Aptici-Formation

Hangende Schichten: Marne di Bruntino-Formation

Lithologie & Mächtigkeit – Die Lombardische Maiolica-Formation überlagert konkordant die liegende Rosso ad Aptici-Formation (Barberis et al. 1990). Sie besteht im unteren Teil aus weißen, geschichteten und feinkörnigen Kalksteinen mit unregelmäßig eingeschalteten blauschwarzen Hornsteinlagen und Knollen. Der obere Teil der Abfolge setzt sich vor allem aus grauen feinkörnigen Kalksteinen mit Hornsteinlagen und Knollen zusammen, in die zum Teil dunkle bituminöse Schiefer eingeschaltet sind. Die feinkörnigen Kalke bestehen vorwiegend aus Calpionellen – den Gehäusen fossiler Protisten (pelagisches Nanoplankton). Aufschlüsse der Formation finden sich z.B. südlich des Lago d’Iseo. Dort beträgt die Mächtigkeit ca. 70m (Weissert 1981). Südwestlich des Arbeitsgebietes bei Bergamo besitzt die Lombardische Maiolica-Formation maximale Mächtigkeiten von 150m (Weissert 1981).

Stratigraphische Einstufung – Die Schichten werden biostratigraphisch in das Tithon bis frühe Apt gestellt. Einen Überblick über die Literatur zur Biostratigraphie der Lombardischen Maiolica-Formation liefert Barberis et al. (1990).

Ablagerungsraum – Die Gesteine dieser Formation wurden erstmals von Steinmann (1905, 1925) als tief-pelagische Sedimente angesprochen. Eine maximale Ablagerungstiefe von 3000m wird für den Bereich des ehemaligen Sebinotrogs vermutet (Winterer & Bosellini 1981). Das wiederholte Vorkommen von Schwarzschiefern belegt periodisch auftretende anoxische Verhältnisse während dieser Zeit (Weissert et al. 1979). Auf Schwellen lag die Wassertiefe bei etwa 400 bis 500m (Winterer 1998). Die feinkörnigen Calpionellenkalke des Tithons und der Unterkreide wurden aus weiten Teilen Europas beschrieben und stellen die verbreiteste Lithologie der Tethys dar (Bernoulli & Jenkyns 1974).

Marne di Bruntino-Formation

Alter: spätes Apt/frühes Alb

Typuslokalität: Unteres Val Brembana, (Passeri 1969)

Liegende Schichten: Lombardische Maiolica-Formation

Hangende Schichten: Sass de la Luna-Formation

Lithologie & Mächtigkeit – Die Schichten der pelagisch dominierten Lombardischen Maiolica-Formation werden im Untersuchungsgebiet von roten, grünen und schwarzen Mergeln mit häufig Organika-reichen Horizonten, siltigen Turbiditen und lokal vorkommenden Konglomeraten überlagert, die unter dem Namen Marne di Bruntino zusammengefasst werden. Die Mächtigkeit der Formation ist größeren Schwankungen unterworfen und wird von Bersezio & Fornaciari (1987) mit 20 bis 150m angegeben.

Stratigraphische Einstufung – Die Schichten der Marne di Bruntino werden in das späte Apt bis frühe Alb gestellt (Bersezio & Fornaciari 1987).

Ablagerungsraum – Die Organika-reichen Schichten der Marne di Bruntino wurden während eines weltweiten anoxischen Ereignisses gebildet (Bersezio & Fornaciari 1987). Das Becken verblieb weiterhin bei einer Wassertiefe von mehr als 2000m. Daneben deutet das Vorkommen von Rutschungsstrukturen, siliziklastischen Turbiditen (Herkunft außerhalb des Beckens) und Konglomeraten auf eine beginnende Umgestaltung des Ablagerungsraumes hin (Bersezio & Fornaciari 1987).

Sass de la Luna-Formation

Alter: spätes Alb/mittleres Cenoman

Typuslokalität: - („Sasso della Luna“ Varisco 1881, Sass de la Luna-Formation Venzo 1954)

Liegende Schichten: Marne di Bruntino-Formation

Hangende Schichten: Sass de la Luna-Formation

Lithologie & Mächtigkeit – Mit der Ablagerung massiger, dm-geschichteter feinkörniger Kalksteine und mergeliger Kalksteine beginnt die Sass de la Luna-Formation (Bersezio & Fornaciari 1987). Die Grenze zur liegenden Marne di Bruntino-Formation ist graduell ausgebildet. Die Kalksteine bestehen

nach der Klassifikation von Dunham (1962) aus Packstones bis Mudstones. Am Top der Formation finden sich oftmals rote Mergel mit kalkigen Turbiditen und intraformationellen Brekzien (Bersezio & Fornaciari 1987). Die Mächtigkeit der Formation schwankt zwischen 40m und 300m. Westlich des Lago d'Iseo werden Mächtigkeiten bis 300m erreicht (Bichsel & Häring 1981).

Stratigraphische Einstufung – Die in der Sass de la Luna-Formation enthaltenen planktonischen Foraminiferen, Radiolarien, Calcisphären und seltenen benthischen Foraminiferen erlauben die Einstufung in das Alb (Bersezio & Fornaciari 1987). Im oberen Bereich der Schichtenfolge konnten Bichsel & Häring (1981) planktonische Foraminiferen der Art *Rotalipora reicheli* (Mornod) nachweisen, welche auf das mittlere Cenoman als Ablagerungszeitraum hinweist.

Ablagerungsraum – Die Gesteine der Marne di Bruntino-Formation zeigen häufig sedimentäre Strukturen, die auf Resedimentation hindeuten. Sie werden als Ablagerungen pelagischer Turbidite interpretiert (Gelati et al. 1982). Dabei handelt es sich um den ersten weit verbreiteten kreide-zeitlichen Horizont mit Resedimentation im Lombardischen Becken (Bersezio & Fornaciari 1987) und damit um einen Anzeiger für ein ausgeprägtes topographisches Relief zu dieser Zeit.

Scisti neri

Alter: mittleres/spätes Cenoman

Typuslokalität: - (Aubouin et al. 1970)

Liegende Schichten: Sass de la Luna-Formation

Hangende Schichten: Flysch rosso

Lithologie & Mächtigkeit – Diese Formation setzt sich gewöhnlich aus feingeschichteten, roten und grauen kalkigen Mergeln und roten bis bunten Mergeln zusammen. Ihren Namen erhielt sie von den gelegentlich vorkommenden Einschaltungen schwarzer pelitischer Intervalle (Bichsel & Häring 1981). Hierbei handelt es sich um wenige cm- bis dm-mächtige, bituminöse Schichten. Stellenweise finden sich innerhalb der Scisti neri zwei Horizonte, die auf intensive Rutschungen und die Zerstörung des ursprünglichen Sedimentverbandes hinweisen.

Sie werden aufgrund ihres Habitus als „Banchi caotici“ bezeichnet (Bersezio & Fornaciari 1987). Die Mächtigkeit der Scisti neri beträgt ca. 60m. Zum Top schalten sich zunehmend dünnbankige Sandsteine ein.

Stratigraphische Einstufung – Aubouin et al. (1970) stellen die Schichten der Scisti neri aufgrund des Vorkommens von *Rotalipora cushmani* (Morrow) in das späte Cenoman.

Ablagerungsraum – Das östliche Lombardische Becken verblieb weiterhin bei einer großen Wassertiefe. In den Scisti neri enthaltene bituminöse Schichten weisen auf anoxische Bedingungen hin. Das weltweite Vorkommen anoxischer Sedimente spricht für ein bedeutendes anoxisches Ereignis während dieser Zeit (Arthur & Schlanger 1979).

Flysch rosso

Alter: spätes Cenoman/Turon

Typuslokalität: Brianza/westliches Bregamasco (Venzo 1954)

Liegende Schichten: Scisti neri

Hangende Schichten: Arenarie die Sarnico

Lithologie & Mächtigkeit – Mit dem Begriff Flysch rosso (Venzo 1954) werden rötliche, bunte oder grünliche Mergel aus der Brianza und des zentralen Bergamasco bezeichnet (Bichsel & Häring 1981). Oftmals alternieren diese Mergel mit dünnen, grauen turbiditischen Sand- und Siltsteinen. Im unteren Teil der Abfolge treten vereinzelt bituminöse Schichten auf (Bichsel & Häring 1981). Die Angaben zur Mächtigkeit schwanken mit 40 bis 120m erheblich (Bichsel & Häring 1981, Bersezio & Fornaciari 1987).

Stratigraphische Einstufung – Die Ablagerungen des Flysch Rosso werden aufgrund ihrer stratigraphischen Stellung zwischen Scisti neri und Arenarie die Sarnico sowie dem Vorkommen planktonischer und benthonischer Foraminiferen in das späte Cenoman und Turon gestellt (Aubouin et al. 1970).

Ablagerungsraum – Die Schichten des Flysch Rosso stellen hemipelagische Bildungen dar, die einen zunehmenden Einfluss terrigener Sedimente besitzen (Zunahme der Sand/Ton-Rate von 1:5 auf

1:1, Bichsel & Häring 1981).

Arenarie die Sarnico

Alter: Coniac

Typuslokalität: Pontida („Pietra di Sarnico“, „Formazione di Pratolungo“, De Alessandri 1899)

Liegende Schichten: Flysch rosso

Hangende Schichten: Conglomerate di Sirone

Lithologie & Mächtigkeit – Über den meist rötlichen Mergeln des Flysch rosso treten graue, dickbankige Sandsteine auf, die als Arenarie die Sarnico beschrieben werden. Nach Bichsel & Häring (1981) bestehen sie überwiegend aus Quarz, karbonatischen und kristallinen Gesteinsfragmenten. Neben der häufig vorkommenden Amalgamation der Schichten ist die zyklische Zunahme der Korngröße und der Schichtmächtigkeiten ein wesentliches Kennzeichen der Arenarie die Sarnico (Bichsel & Häring 1981). Häufig finden sich aufgearbeitete Foraminiferen aus dem Alb und Cenoman. Die Angaben zur Mächtigkeit schwanken je nach Region zwischen 370m (Berserzio & Fornaciari 1987) und 500m (Bichsel & Häring 1981).

Stratigraphische Einstufung – Das Vorkommen von *Marthasterites furcatus* deutet auf das Coniac als Ablagerungszeitraum der Arenarie die Sarnico hin (Bichsel & Häring 1981).

Ablagerungsraum – Die Ablagerung der Sandsteine erfolgte vermutlich durch Trübestrome (äußerer Fan-Bereich), die sich in westlicher Richtung ausbreiteten (Bichsel & Häring 1981).

Conglomerate di Sirone

Alter: spätes Coniac/frühes Santon

Typuslokalität: Brianza (Gnaccolini 1971)

Liegende Schichten: Arenarie die Sarnico

Hangende Schichten: Flysch di Bergamo

Lithologie & Mächtigkeit – Aus den Sandsteinen der Arenarie die Sarnico entwickeln sich grobkörnige Sandsteine und Konglomerate, die als Conglomerate di Sirone bezeichnet werden. Sie bestehen aus Quarz und kristallinen Gesteinsfragmenten, verschiedenen karbonatischen Gesteinsfragmenten, biogenen Komponenten sowie Bruchstücken aus

kieseligem Material (Bichsel & Häring 1981). Die Mächtigkeit der Conglomerate di Sirone schwankt zwischen 80 und 200m (Berserzio & Fornaciari 1987).

Stratigraphische Einstufung – Das Vorkommen von *Dicarinella concavata* (Brotzen) lässt eine Einstufung in das späte Coniac bis frühe Santon zu (Bichsel & Häring 1981).

Ablagerungsraum – Die Conglomerate di Sirone werden als Ablagerungen submariner Kanäle interpretiert, die beckenwärts in die fächerartigen Ablagerungen der Arenarie die Sarnico übergehen. Unterschiedliche Auffassungen werden in der Frage der Ausdehnung der Conglomerate di Sirone vertreten. Bichsel & Häring (1981) sprechen von isolierten Körpern mit einer Ausdehnung von 4 bis 7km, wohingegen Berserzio & Fornaciari (1987) von einer kontinuierlichen Verbreitung ausgehen. Angaben zur Paläoströmungsrichtung der Kanäle differieren ebenso zwischen einer südwärts gerichteten bis westwärts gerichteten Strömung (Bichsel & Häring 1981, Berserzio & Fornaciari 1987).

Flysch di Bergamo

Alter: spätes Santon/Campan

Typuslokalität: Brianza (Gelati & Passeri 1967)

Liegende Schichten: Conglomerate di Sirone

Hangende Schichten: Piano di Brenno

Lithologie & Mächtigkeit – Zwischen dem Gebiet der Brianza und dem Fluss Oglio lagert über den Gesteinen der Conglomerate di Sirone/Arenarie di Sarnico die mächtige Abfolge des Flysch di Bergamo. Neben einem hohen Anteil an karbonatischem Material bestehen die Sedimente aus feinkörnigem Material (Tonfraktion), fein- bis grobkörnigen Sandsteinen und Konglomeraten. Auffallend ist insbesondere der hohe Anteil an resedimentierten Flachwasserkarbonaten. Es handelt sich hierbei um typische Turbiditabfolgen (20cm bis 200cm), die eine große Variabilität in der Zusammensetzung aufweisen (Bichsel & Häring 1981). Maximale Mächtigkeiten von 1000m werden in der Brianza erreicht; im Gebiet von Sarnico (Lago d’Iseo) wurden Mächtigkeiten von mehr als 400m nachgewiesen (Bichsel & Häring 1981).

Stratigraphische Einstufung – Die Abfolge wurde wegen des Vorkommens von *Globotruncata fornicata* (Plummer), *Dicarinella assymetrica* (Sigal) und *Globotruncata lapparenti* (Bolli) auf das späte Santon datiert (Bichsel & Häring 1981).

Ablagerungsraum – Die Gesteine des Flysch di Bergamo werden als Ablagerungen eines mittleren bis äußeren Fan-Bereichs interpretiert (Bichsel & Häring 1981).

Piano di Brenno-Formation

Alter: Maastricht

Typuslokalität: Brianza (Kleboth 1982)

Liegende Schichten: Flysch di Bergamo

Hangende Schichten: Tabiago-Formation

Lithologie & Mächtigkeit – Oberhalb des Flysch di Bergamo sind stellenweise „aschefarbene“, olivfarbene, kalkige und sandige Mergel sowie dünnbankige mergelige Kalksteine in einer Wechselfolge aufgeschlossen (Kleboth 1982). Hinzu kommen karbonatische Resedimente, die mit wechselnder Häufigkeit und unterschiedlicher lithofazieller Ausbildung auftreten. Mikrofaziell können die Sedimente der Piano di Brenno-Formation nach Folk (1959) als Biomikrit bis biogenführender Mikrit angesprochen werden (Kleboth 1982). Die Mächtigkeit der Abfolge beträgt zwischen 120m und 200m.

Stratigraphische Einstufung – Bei der enthaltenen Mikrofauna handelt es sich zu über 99% um planktonische Foraminiferen, wobei das Vorkommen von *Globotruncana gansseri* die Einstufung in das Maastricht ermöglicht (Kleboth 1982).

Ablagerungsraum – Bei den Sedimenten der Piano di Brenno-Formation handelt es sich um hemipelagische Ablagerungen. Eine reiche Ichnofauna bestehend aus *Chondrites*, *Zoophycos*, *Planolites*, *Teichichnus* und *Paleodictyon* deutet auf eine Paläowassertiefe zwischen 1500m und 3000m hin (Castellarin, Kleboth 1982).

1.4.1.6 Tertiär

Tabiago-Formation

Alter: Paläozän/Eozän

Typuslokalität: Brianza (Kleboth 1982)

Liegende Schichten: Piano di Brenno-Formation

Hangende Schichten: ?

Lithologie & Mächtigkeit – Im Gebiet der Brianza finden sich oberhalb der kretazischen Sedimente, geschichtete Mergel, dünnbankige mergelige Kalksteine sowie dickbankige, karbonatische Brekzien und Turbidite, die als Tabiago-Formation bezeichnet werden (Kleboth 1982). Das gehäufte Vorkommen von bis zu 8.5m mächtigen Resedimenten ist ein besonderes Kennzeichen dieser Formation. Neben organogenem Detritus enthalten die Resedimente Klasten der südalpiner Schichtenreihe und karbonatische Komponenten flachmariner Herkunft. Die gesamte Mächtigkeit beträgt maximal 120m (Kleboth 1982).

Stratigraphische Einstufung – Ein Kennzeichen dieser Abfolge ist das Vorkommen von Großforaminiferen wie z.B. *Alveolina primaeva* (Reichel) und *Nummulites cf. deserti* (De La Harpe). Sie lassen eine Einstufung in das Paläozän zu.

Ablagerungsraum – Bei den Sedimenten der Tabiago-Formation handelt es sich um hemipelagische Ablagerungen, in die Resedimente eingeschaltet sind. Klasten der südalpiner Schichtenreihe und karbonatische Komponenten flachmariner Herkunft deuten auf die Nähe des sich hebenden Festlandes hin (Kleboth 1982).

1.4.2 Paläogeographische Entwicklung

Perm

Wie in weiten Teilen Europas finden sich auch in den Lombardischen Alpen die Erosionsprodukte des variszischen Gebirges. Vor allem in verbreitet vorkommenden Pull Apart-Becken wurden große Mächtigkeiten an alluvialen, fluviatilen, lakustrinen und äolischen Sedimenten abgelagert (Cassinis et al. 1986). Diese Pull Apart-Becken entstanden während einer intensiven Phase der Deformation im Bereich des ehemaligen variszischen Orogens und dessen südlichem Vorland. Während der Deformation im Zeitabschnitt Stephan bis Autun kam es zur Anlage mehrerer konjugierter Scherzonen im Bereich der Südalpen (Ziegler 1990). An tiefen Bruch-

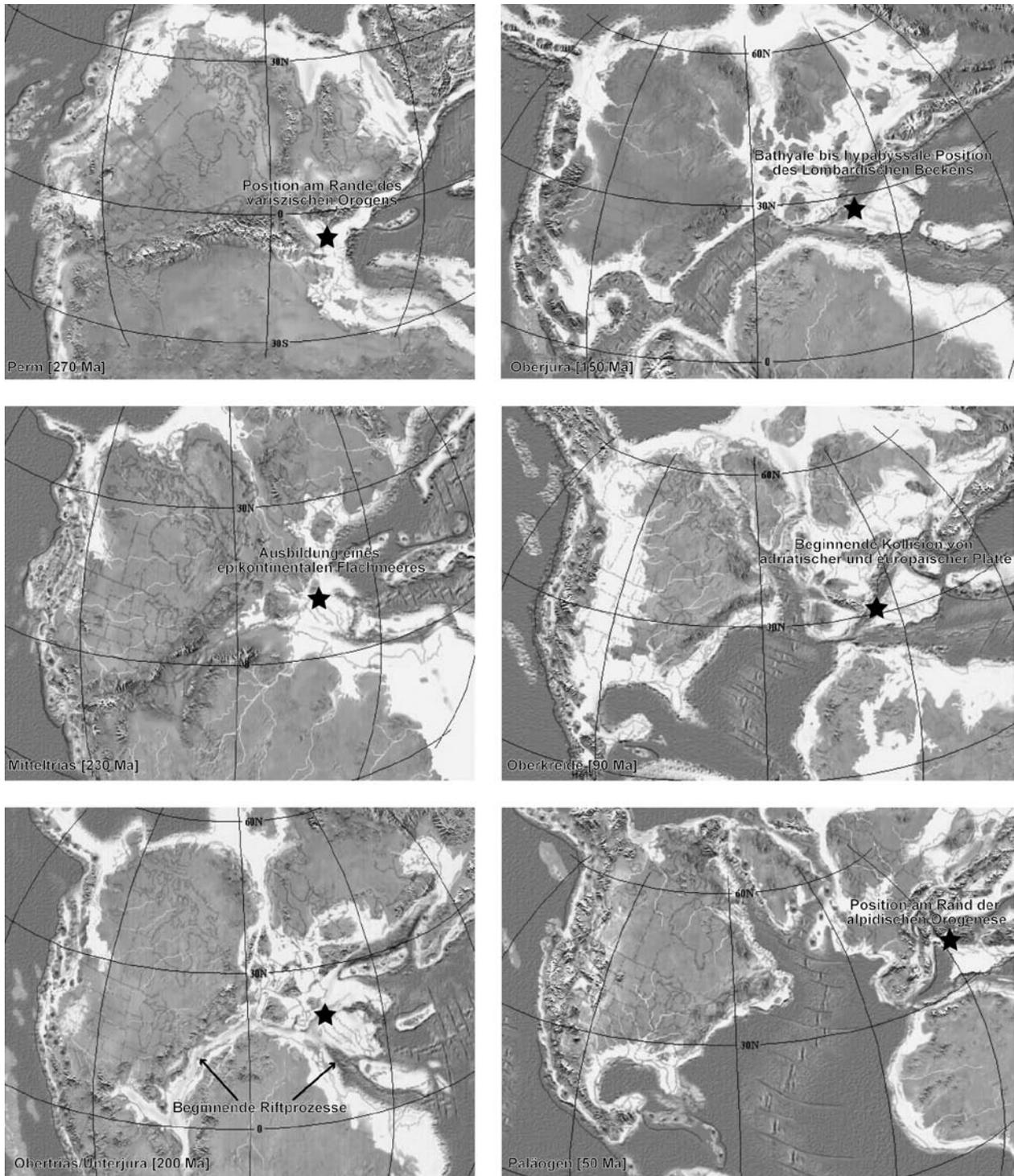


Abb. 1.4: Paläogeographische Entwicklung von Laurussia und des nördlichen Gondwana-Kontinents vom Perm bis zum Paläogen (verändert nach Blakey 2004). Die Position des Lombardischen Beckens während einzelner Zeitabschnitte wird durch die Position des schwarzen Sterns markiert. Ein wesentliches Kennzeichen ist die kontinuierliche nordgerichtete Drift des Lombardischen Beckens.

zonen erfolgte der Aufstieg von Magmen: Der daraus hervorgehende Vulkanismus – z.B. bei Bozen, Lugano und Collio – ist ein weiteres Zeugnis der umfassenden strukturellen Veränderungen zu dieser Zeit (u.a. Casati & Gnaccolini 1967, Cassinis et al. 1986).

Im Oberperm entwickelte sich über den Bereich der Südalpen ein weitflächiger Ablagerungsraum mit alluvialen Fächern im Raum Lugano, proximalen, verzweigten Flüssen im Gebiet des Comer Sees, distalen verzweigten Flüssen im Gebiet der zentralen Lombardischen Alpen (Verrucano Lombardo), die schließlich nach Osten in mäandrierende Flüsse (Grödener Sandstein, Dolomiten) und Deltas übergingen (Assereto & Casati 1965). Aus dem Gebiet der heutigen Karnischen Alpen griff wiederholt das Meer auf das Gebiet der Lombardischen Alpen über.

Während des Perms lag das Gebiet der Lombardischen Alpen nahe dem Äquator (Abb. 1.4). Es wird ein zeitweise heißes und zeitweise gemäßigtes Klima für diesen Zeitabschnitt angenommen (Assereto et al. 1973).

Trias

Mit Beginn der Trias kam es zu einer weiträumigen Überflutung des Untersuchungsgebietes. Der Bereich der Südalpen wurde Teil eines ausgedehnten epikontinentalen Randmeeres (Abb. 1.4) der Paläo-Tethys (Kälin & Trümpy 1977), in dem Evaporite, Dolomite, laminierte Tone und Silte, Mergel, dünne Sandsteinlagen, Muschelschillbänke sowie bioklastische, oolithische Kalksteine abgelagert wurden (Brack 1984). Während des Anis etablierten sich vollmarine Bedingungen; weit verbreitet finden sich Wechselfolgen von mikritischen Kalken, Mergeln, dünnen tonigen Lagen und Crinoiden-reichen Kalkareniten. Nach dem Aussterben der Riffe im Späten Perm entwickelten sich im mittleren Anis erstmals wieder Riffgemeinschaften und es kam zur Bildung von mehrere hundert Meter mächtigen Mud Mounds (u.a. Berra et al. 2005). Für das späte Anis lässt sich eine abrupte, signifikante Vertiefung des Ablagerungsraumes im Bereich der Lombardischen Alpen feststellen (Assereto & Casati 1965). Die Riffe des mittleren Anis konnten dem Anstieg

des relativen Meeresspiegels während dieser Zeit nicht mehr folgen („drowning“). Es herrschte eine Sedimentation eines tieferen Schelfbereichs vor (Falletti & De Donatis 1999). Für den Zeitraum des späten Anis und des Ladin lässt sich eine deutliche Differenzierung des Ablagerungsraumes feststellen. Sie steht mit der beginnenden Öffnung der Neo-Tethys in Verbindung (Dercourt et al. 1993). Dabei kam es zu einer westwärts gerichteten Ausbreitung und Verzweigung von Meeresarmen der Tethys. Die nachgewiesenen tektonischen Bewegungen waren begleitet von vulkanischen Aktivitäten (z.B. Dezzo-Vulkanite). Differenzielle Subsidenz im Bereich der heutigen Südalpen führte zur Bildung tieferer Becken mit hemipelagischen oder turbiditischen Sedimenten – teilweise unter anoxischen Bedingungen – und zur Ablagerung mächtiger Vulkanoklastika (Wengen-Formation). Auf den Hochzonen entstanden progradierende oder aggradierende Karbonatplattformen, die sich in ihrer Ausbildung und Zusammensetzung deutlich von den Riffgemeinschaften des mittleren Anis unterschieden. Die Untersuchung zweier dieser Karbonatplattformen bildet ein Hauptziel dieser Arbeit. Abbildung 1.5 gibt einen Überblick über die paläogeographische Position des Arbeitsgebietes während des Ladin/Karn und die heute aufgeschlossenen Karbonatplattformen dieses Alters.

Die weit verbreiteten vulkanischen Aktivitäten sowie die differentielle Subsidenz im Bereich der heutigen Südalpen wurden wie oben bereits erwähnt als ein Hinweis auf ein frühes, im Laufe des Ladin jedoch abgebrochenes Riftereignis im Bereich der westlichen Tethys gewertet (Bechstädt et al. 1978). Spätere Untersuchungen (Castellarin & Vai 1982, Castellarin et al. 1988) ergaben, dass der kalkalkalin-shoshonitische Vulkanismus eher auf eine transtensive/pressive Tektonik zurückzuführen ist. Nachlassende Subsidenz, die zunehmende Verfüllung der verbliebenen Beckenbereiche und ein Abfall des eustatischen Meeresspiegels führten im frühen Karn zu einer teilweisen Emersion der zuvor gebildeten Karbonatplattformen (Assereto & Casati 1965, Gaetani et al. 1986). Von Süden breiteten sich während des Karn progradierende Deltas aus, die große Mengen an terrigenem Material in diesem

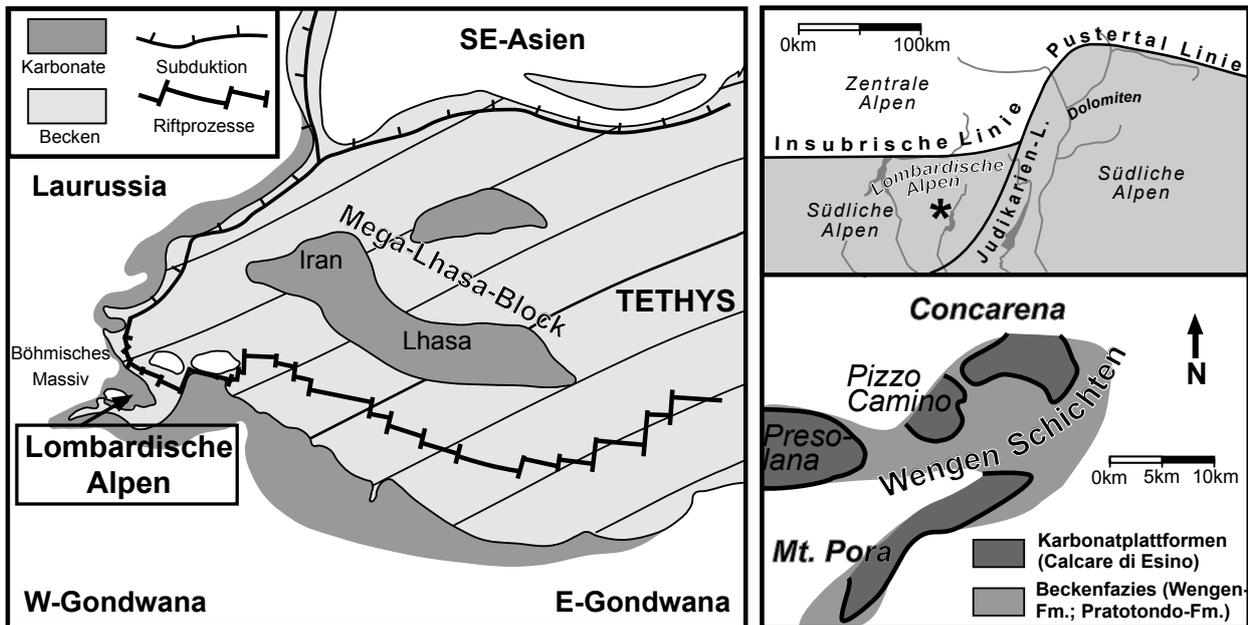


Abb. 1.5a (links): Paläogeographische Karte der westlichen Tethys während des Ladin/Karn und die Position der heutigen Lombardischen Alpen (nach Dercourt et al. 1993).

Abb. 1.5b (rechts): Schematische paläogeographische Karte des Arbeitsgebietes für den Zeitabschnitt des Ladin/Karn und die Position der Lombardischen Alpen; Die Karbonatplattformen des Calcare di Esino verzahnen sich mit den zeitgleichen Beckensedimenten der Wengen-Fm.

nun randmarinen Ablagerungsraum sedimentierten (Arenaria di Val Sabbia). Der Ursprung dieser klassischen Schüttungen wird in einem Inselbogen gesehen, der sich im Gebiet des heutigen Bergamo-Brescia-Schio befand (u.a. Garzanti & Jadoul 1985, Gnaccolini & Jadoul 1988). Bohrungen im Bereich der Poebene ergaben ebenfalls zahlreiche Hinweise auf einen extensiven ladinischen bis karnischen Plutonismus/Vulkanismus bei gleichzeitiger, ausgeprägter Erosion (Brusca et al. 1982). Während des Nor war der Bereich der Lombardischen Alpen Teil eines großräumigen, nach Norden einfallenden Ablagerungsraumes (Laubscher & Bernoulli 1977). In Mittelitalien kam es zur Ablagerung alluvialer Sedimente, die in Delta- bis Sabkha- und schließlich in Karbonatplattform-Sedimente der Dolomia Principale (Hauptdolomit) in den Lombardischen Alpen und des austroalpinen Bereichs übergehen. Bei diesen Ablagerungen handelt es sich um die letzten großen fröhdolomitisierten Karbonatplattformen der Erdgeschichte (Dercourt et al. 1993). Intraplattformbecken in den Dolomia Principale waren häufig störungsbegrenzt und sind ein Hinweis auf die beginnende Riftphase, die schließlich zur Öffnung der westlichen Neo-Tethys (Ligurischer

Ozean) führte (Jadoul 1986). Gegen Ende der Trias kann in den Ablagerungen eine abrupte Umstellung der Sedimentation im Bereich des Lombardischen Beckens beobachtet werden. Angesichts der weiten Verbreitung von Schwarzschiefern wird vermutet, dass sich das Klima der damaligen Zeit deutlich veränderte (Masetti et al. 1989, Muttoni et al. 2005). Faziesdifferenzierungen sowie große Mächtigkeitsunterschiede in den Ablagerungen der obersten Trias zeugen vom Einfluss der stattfindenden Riftprozesse.

Jura

Zu Beginn des Jura setzten sich die in der Trias begonnenen Riftprozesse im Bereich der westlichen Tethys fort (Abb. 1.4). Dabei kam es vermutlich zu einer geringen Rotation des Großkontinents Laurasia entgegen des Uhrzeigersinns (Dercourt et al. 1993). Im Gebiet der heutigen Südalpen wurden deutliche Anzeichen auf eine ausgeprägte Ost-West-gerichtete Ausdehnung nachgewiesen (Gaetani 1975, Winterer & Bosellini 1981). Dies führte zu einer starken Differenzierung des Ablagerungsraumes. Rasch absinkende, in sich gegliederte Beckenbereiche (z.B. Lombardisches Becken, Gaetani

1975) wurden von Plattformbereichen (z.B. Trento-Plattform) begrenzt (Winterer & Bosellini 1981). Einen Überblick zur Paläogeographie des östlichen Lombardischen Beckens gibt Abbildung 1.6. Insgesamt erscheint der westliche Rand der Neo-Tethys als ein komplexes Gebilde von einzelnen Blöcken, die mehr oder weniger voneinander isoliert waren (Dercourt et al. 1993). Das Lombardische Becken befand sich innerhalb des Kontinentalrandes in einer distalen Position (Kálin & Trümpy 1977). Am Rande der Plattformen ereigneten sich während des Lias ausgeprägte Rutschungen und es kam zur Ablagerung von Olistholithen und Turbiditen (Bernoulli 1964). Gleichzeitig bildeten sich bis zu 4km mächtige Beckensedimente (Abb. 1.6). Auf Schwellen finden sich häufig Hinweise auf Erosion und episodisches Auftauchen (Winterer & Bosellini 1981). Während des Mitteljura „beruhigte“ sich die Sedimentation im Lombardischen Becken. Die Sedimente verteilten sich gleichmäßiger über den gesamten Ablagerungsraum – ein Indiz auf ein nachlassen der Riftprozesse und Übergang des Kontinentalrandes in das Driftstadium (Winterer & Bosellini 1981). Es kam zur verbreiteten Ablagerung hemipelagischer Sedimente (z.B. Radiolarite, Kalke bestehend aus Nannoplankton), die auf tiefmarine Bedingungen (bathyal bis hypabyssal, Winterer & Bosellini 1981) hindeuten (Abb. 1.4). Das Vorkommen kalkfreier Horizonte wurde mit einer Sedimentation unterhalb der Karbonatkompensationstiefe (CCD) erklärt (Winterer & Bosellini 1981). In einer neuen Arbeit von Muttoni et al. (2005) wird dagegen die paläogeographische Position (nahe einer äquatorialen Upwelling-Zone) als Hauptursache der verbreiteten Radiolaritbildung vermutet.

Im obersten Jura erfolgte – wie in weiten Teilen der Erde – die Ablagerung feiner, aus Coccolithen bestehender aragonitischer Sedimente. Bituminöse Einschaltungen in diesen Sedimenten sind ein Anzeichen für teilweise anoxische Bedingungen zu dieser Zeit (weltweites anoxisches Ereignis, Weisert et al. 1979).

Kreide

In der Unterkreide änderte sich die Sedimentation im Lombardischen Becken erneut. Nach einer lan-

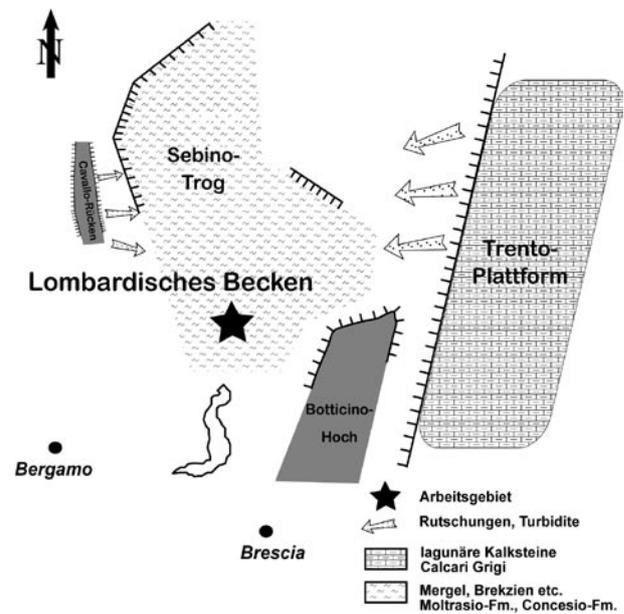


Abb. 1.6: Schematische paläogeographische Situation im östlichen Lombardischen Becken während des Unterjura (verändert nach Schönborn 1992). Die Position der Störungen basiert auf einer palinspastischen Rekonstruktion dieses Gebietes (Schönborn 1992).

gen Phase der tektonischen Ruhe und hemipelagischer Sedimentation schalteten sich wiederholt klastische Sedimente in die Ablagerungen ein. Die Ursache für diese Veränderungen wird in der Öffnung des Nordatlantiks sowie in einer großräumigen Spannungsänderung im Bereich der westlichen Tethys gesehen (Abb. 1.4). Es kam zu einer Umstellung von einem sinistral-extensiven in ein dextral-kompressives Spannungsfeld (Laubscher & Bernoulli 1977). Dies war bedingt durch die beginnende Kollision der Adriatischen Platte mit Europa (Hsü 1971, Trümpy 1982, Laubscher & Bernoulli 1982, Dercourt et al. 1993, 2000). Das Vorkommen mächtiger resedimentierter Kalksteine deutet ein sich entwickelndes Relief im Lombardischen Becken an (Abb. 1.7).

Die Oberkreide ist gekennzeichnet durch das verbreitete Vorkommen von mächtigen terrigenen Flyschablagerungen. Im Gebiet des heutigen Lago d’Iseo finden sich Ablagerungen submariner Fächer, die westwärts in distale Turbidite übergehen (Bichsel & Häring 1981). Fragmente aus dem Grundgebirge sowie das verbreitete Vorkommen sedimentärer Klasten deuten auf die Erosion eines sich im Norden bis Nordwesten (südalpine oder

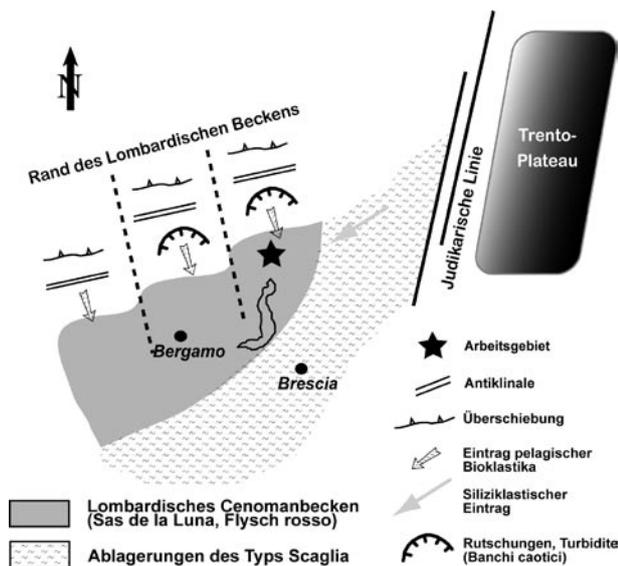


Abb. 1.7: Schematische paläogeographische Situation im östlichen Lombardischen Becken während der Oberkreide (verändert nach Bersezio & Fornaciari 1989). Vom Trento-Plateau wurden Siliziklastika in das Becken geschüttet. Gleichzeitig kam es zur Ausbildung einer Hochzone im Norden des Beckens sowie verbreiteter Resedimentation am Rande dieses Hochgebietes.

austro-alpine Provenance) hebenden Kontinentalrandes hin (Castellarin 1976, Bernoulli & Winkler 1990). Die Anlage erster Überschiebungssysteme (eolpaine Phase) wurde für den Zeitraum Oberkreide/Paläozän nachgewiesen (Brack 1984, Schönborn 1992).

Wechselnde Mächtigkeiten der Ablagerungen lassen eine strukturelle Differenzierung des Lombardischen Beckens erkennen. Schwellen wechseln mit tieferen Beckenbereichen ab (Abb. 1.7). Es kam zu einer kleinräumlichen, faziellen Differenzierung, die sich bis in das Tertiär fortsetzte. Gegen Ende der Kreide nahm der terrigene Einfluss kontinuierlich ab und es dominierte erneut die hemipelagische Sedimentation. Dies wird als ein Hinweis auf eine tektonische Ruhephase in dieser Zeit gesehen. Als Ursache dafür könnte aber auch ein Anstieg des eustatischen Meeresspiegels in Frage kommen (Kleboth 1982). Das häufige Vorkommen von Flachwasser-Partikeln in der Obersten Kreide ist ein Anzeichen für einen ehemaligen flachmarinen Ablagerungsraum (Kleboth 1982).

Tertriär/Quartär

Die paläogeographische Situation und Sedimentation zu Beginn des Tertiärs unterscheidet sich nicht wesentlich von der der Kreide (Kleboth 1982). Das Wiedereinsetzen der detritischen Schüttungskörper gegen Ende des Paläozäns zeigt eine erneute Veränderung des Ablagerungsraumes an (mögliche tektonische Bewegungen oder Meeresspiegelschwankungen). Lokal begrenzte Turbiditfächer werden als Hinweis auf die seit der Oberkreide ablaufende Kontinentkollision (eolpaine Phase) gesehen (Dercourt et al. 1993, 2000).

Die Entwicklung ab dem Eozän ist schwieriger zu deuten. Wenige Aufschlüsse im westlichen Bergamasco und Tessin zeigen ein Fortbestehen eines Beckenbereiches in diesen Gebieten an. Neben hemipelagischen Sedimenten treten Turbiditablagerungen und nachfolgend mächtige Molassesedimente auf (Gunzenhauser 1985). Während einer Phase der Krustendehnung im Bereich spätes Eozän/Oligozän kam es zur Intrusion mächtiger Batholithe (Adamello, Bergell). Erst nach dieser Phase erfolgte vermutlich eine starke Heraushebung der westlichen Südalpen. Tektonische Untersuchungen im Bereich der Lombardischen Alpen (Schönborn 1992) konnten eine starke Deformationsphase mit der Ausbildung mehrerer Überschiebungssysteme für das Miozän nachweisen (neolpaine Phase).

1.4.3 Struktureller Bau

Die als Lombardische Alpen bezeichnete Region gehört geologisch zum Südalpin. Diese Region ist durch eine Tektonik gekennzeichnet, die von Überschiebungen in Form von Rampensystemen und einer zum Teil intensiven Faltung der Gesteine dominiert wird (Laubscher 1985). Die Ursache für diese ausgeprägte Tektonik liegt in der komplexen Kollision der adriatischen Platte mit Europa. Dabei wurde in drei abgrenzbaren Hauptphasen der alpidische Bogen gebildet. Es wird unterschieden zwischen der eolpainen Phase (Oberkreide-Paläogen), der mesolpainen Phase (Paläogen) und einer neolpainen Phase (Neogen) (Laubscher 1974, Trümpy 1982).

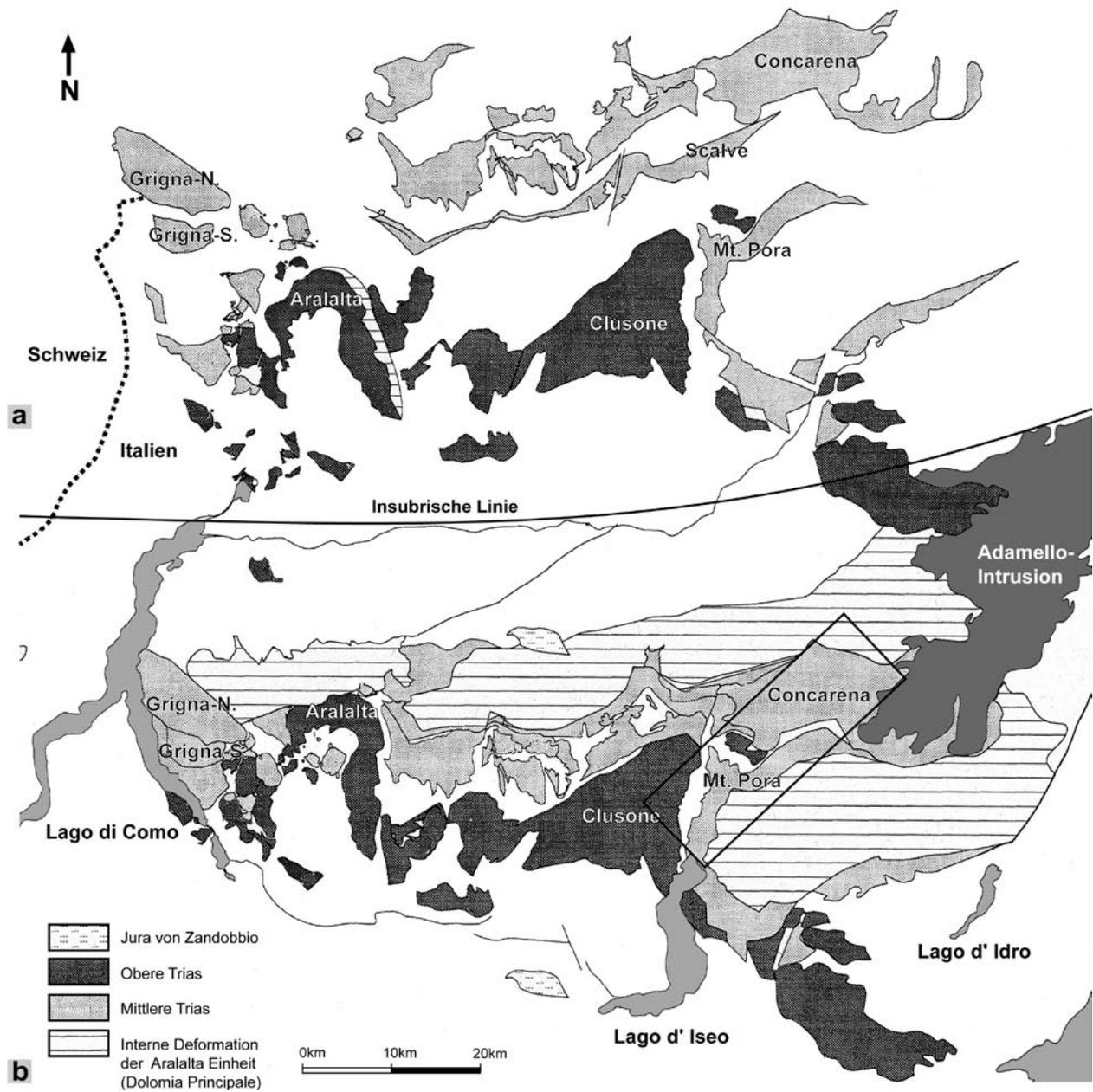


Abb. 1.8: Palinspastische (a) und aktuelle Position (b) der überschobenen mittel- und obertriassischen Einheiten der Lombardischen Alpen (verändert nach Schönborn 1992). Wichtige Einheiten wurden beschriftet. Das Arbeitsgebiet (Rechteck) umfasst im Wesentlichen die Einheiten der Concarena und des Monte Pora. Die palinspastische Rekonstruktion ergibt nach Schönborn (1992) eine Überschiebungsweite von 15-17 km zwischen diesen beiden Einheiten.

Die Lombardischen Alpen als zentraler Teil der Südalpen bestehen aus einem Überschiebungsgürtel. Er enthält Ost-West streichende Zonen, die von Gesteinen des Grundgebirges im Norden und sich nach Süden verjüngenden, sedimentären Einheiten aufgebaut werden (Schönborn 1992). Der Verkürzungsbetrag dieses Überschiebungsgürtels beträgt nach Laubscher (1985) ca. 40-60km. Demgegenüber geht Schönborn (1992) von einer minimalen

Verkürzung von 80-110km für den Bereich der Lombardischen Alpen aus.

Eine Datierung der einzelnen südvergenten Überschiebungssysteme ist im Bereich des Arbeitsgebietes – den östlichen Lombardischen Alpen – mit Hilfe der Adamello Intrusion (43-30Ma) möglich (Brack 1984, Schönborn 1992). Diese mehrphasige Intrusion mit einer generellen Verjüngung von Süd nach Nord (Del Moro et al. 1983) ermöglicht die

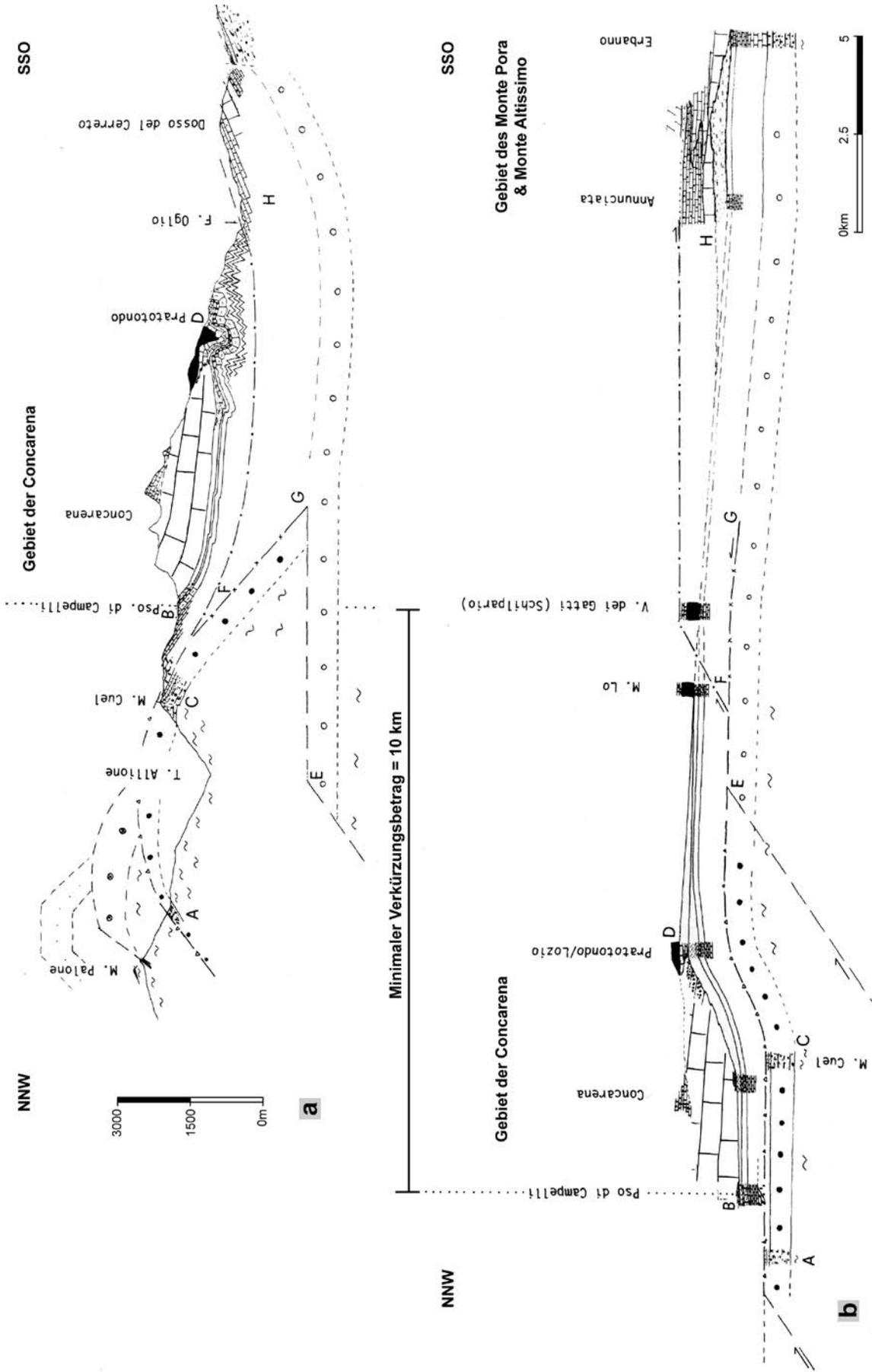


Abb. 1.9: Strukturelle Bilanzierung von Pizzo Camino/Concarena- und Monte Pora-Einheit (verändert nach Brack 1984).

Abb. 1.9a: Interpretation des aufgeschlossenen Profils mit der vermuteten Lage der überschiebenden Einheiten.

Abb. 1.9b: Paläogeographische Abwicklung des Profils und ermittelte ursprüngliche Entfernung zwischen Concarena- und Monte Pora-Einheit.

Unterteilung der Deformation im Bereich der östlichen Lombardischen Alpen in zwei Hauptphasen. Zwischen diesen zwei deformativen Hauptphasen kam es in einer Phase der Dehnung zur Intrusion des Adamelloplutons (Laubscher 1983). Schönborn (1992) definiert für den Bereich der Lombardischen Alpen vier Überschiebungssysteme, von denen insbesondere das Überschiebungssystem 1 für das Arbeitsgebiet, das untere Val Camonica, von Bedeutung ist (Abb. 1.8). Zwischen den permo-triassischen Abfolgen des Monte Pora und Monte Altissimo im Süden sowie der Pizzo Camino-Concarena-Einheit im Norden befindet sich ein Überschiebungshorizont, der dem Überschiebungssystem 1 zugeordnet wird (Schönborn 1992). Da die entsprechenden Strukturen von der Intrusion des Adamello-Batholiths geschnitten werden, wird es als Prä-Adamello-zeitlich angesehen (Brack 1984). Neben einer kontaktmetamorphenen Überprägung der Faltung und Schieferung dieses Überschiebungssystems im Bereich der Intrusion wird die in den triassischen Schichten angelegte Faltung von N-S bis NNW-SSO streichenden magmatischen Gängen geschnitten und deformiert (Brack 1984). Die Datierung dieser Gänge ergab ein Alter zwischen 96 und 50Ma (Berra et al. 1991, Lardelli 1981, Zingg et al. 1976). Demnach war das Überschiebungssystem 1 hauptsächlich in der Oberkreide bis Eozän aktiv (Schönborn 1992). Es kann damit der eoalpinen Deformationsphase zugeordnet werden. Der Transport konzentrierte sich auf wenige große Überschiebungen im Bereich des östlichen Lombardischen Beckens. Als Hauptdetachmenthorizonte gelten die Schichten der Carniola di Bovegno (Skyth/Anis) und der San Giovanni Bianco-Formation (Karn) (Schönborn 1992). Der minimale Verkürzungsbetrag des Überschiebungssystems 1 beträgt für den Bereich der östlichen Lombardischen Alpen ca. 17km (Tafel 13. Sektion H & K bei Schönborn 1992).

Eine 2D-Bilanzierung der Überschiebung der Pizzo Camino-Concarena-Einheit auf die sich im Süden des Arbeitsgebietes befindlichen Abfolgen wurde von Brack (1984) durchgeführt (Abb. 1.9). Zwei Abscherhorizonte im Bereich der Carniola di Bovegno und der San Giovanni Bianco-Formation gliedern die permotriassische Abfolge des Ar-

beitsgebietes in drei mechanisch-kompetente und strukturell selbstständig entwickelte Einheiten (Brack 1984). Ausgehend von zwei initialen Überschiebungsrampen von 30° ergibt sich aus der Konstruktion des Val Camonica-Profiles ein minimaler Verkürzungsbetrag von 10km über den Profilabschnitt (Abb. 1.9). Dieser Wert beträgt damit mehr als 50% der gesamten Verkürzung des Überschiebungssystems 1, die sich auf das komplette südalpine Profil bezieht (Abb. 1.8). Der minimale Verkürzungsbetrag von 10km im Bereich des Val Camonica-Profiles muss bei der 2D-stratigraphischen Vorwärtssimulation der permotriassischen Beckenentwicklung berücksichtigt werden.

Entlang der östlich des Arbeitsgebietes gelegenen Judikarischen Linie traten zu dieser Zeit vermutlich sinistrale Blattverschiebungen auf (Doglioni & Bosellini 1987). Hinweise darauf finden sich in den jüngsten Teilen der Adamello-Intrusion, die von diesen Bewegungen betroffen waren (Schönborn 1992). Die Ursache für die sinistralen Blattverschiebungen lag in der stärkeren Verkürzung der Lombardischen Alpen im Vergleich zu den östlichen Südalpen (Doglioni & Bosellini 1987). Die Bewegungen entlang der Judikarischen Linie wurden dabei durch eine ehemalige Hinge-Zone gesteuert, die sich zwischen den strukturell paläo-geographischen Einheiten der mesozoischen Trento-Plattform und des mesozoischen Lombardischen Beckens befand (Doglioni & Bosellini 1987). Die Folge waren Horst- und Grabenstrukturen („flower structures“) in diesem Bereich, die durch die zeitgleichen Ablagerungen des Lombardischen Flysch (Scaglia) nachgezeichnet werden (Doglioni & Bosellini 1987). Druckbestimmungen an Mineralparagenesen der Kontaktaureole des Adamello-Batholiths ergaben für den nördlichen Bereich Werte zwischen 2 und 3kbar (McRae 1983), für den südlichen Bereich wurden Werte zwischen 3 und 3.5kbar ermittelt (John & Blundy 1992). Diese Werte korrespondieren mit einer Überlast von ca. 7 bis 13km und sind ein wichtiger Anhaltspunkt für die Abschätzung der maximal erreichten Sedimentmächtigkeiten im Untersuchungsgebiet. Darüber hinaus ergibt sich ein Anhaltspunkt für die erodierten Mächtigkeiten seit der Intrusion – hinzugenommen die Heraushebung

des Batholiths auf eine heutige Höhe von ca. 1500 bis 3500m über dem Meeresspiegel.

Ein weiteres Indiz auf eine rasche Heraushebung der Lombardischen Alpen liefert das Vorkommen detritischer pliozäner Ablagerungen in einigen Tälern der Lombardischen Alpen (330-450m üNN, Boni & Cassinis 1973). Neben eingeschalteten marinen Mergeln enthalten sie Gerölle der karnischen Arenaria di Val Sabbia – ein Hinweis auf das erreichte Erosionsniveau. Die Ursache für diese Hebung lag in den einsetzenden isostatischen Ausgleichsbewegungen der Alpen. Möglich ist jedoch auch, dass die Hebung mit der Ausbildung einer Peripherallbulge der nördlichen Apenninen in Verbindung stand (Brack 1984, Schönborn 1992).

1.4.4 Paläoklima während des Ladin/Karn

Das Klima während des Ladin und Karn unterschied sich deutlich von den heutigen Klimaten der Erde. Die Ursache dafür lag in der Bildung des Großkontinents Pangaea. Da sich Pangaea über die Nord- und Südhalbkugel erstreckte, herrschten zu dieser Zeit große Luftdruckgegensätze zwischen Nord und Süd. Eine unterschiedlich starke Erwärmung zwischen Pangaea und der Tethys führte ebenfalls zu deutlichen Luftdruckunterschieden, in deren Folge

es zu einer Verschiebung der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) nach Norden kam (Kutzbach & Gallimore 1989, Parrish 1993). Diese großen Luftdruckunterschiede erzeugten kontinuierliche, großräumige Luftströmungen, in deren Folge sich ein monsunartiges Klima in weiten Teilen der Erde entwickelte, der so genannte Megamonsun (Kutzbach & Gallimore 1989).

Anhand verschiedener numerischer Klimamodelle (u.a. Kutzbach & Gallimore 1989, Crowley et al. 1989, Klein 1994, Kutzbach 1994) konnte das Klima der Pangaea rekonstruiert werden (Abb. 1.10). Das Gebiet der heutigen Lombardischen Alpen lag zu dieser Zeit zwischen 15°N und 25°N am westlichen Rand der Tethys (Dercourt et al 1993), einem Gebiet, welches durch ein warmes und zeitweise feuchtes Klima gekennzeichnet war.

Sedimentologische und isotopengeochemische Untersuchungen an ladinischen/karnischen Karbonatplattformen der Lombardischen Alpen (Mutti & Weissert 1995) liefern Hinweise auf deutliche Variationen der Niederschlagsintensität zu dieser Zeit, deren Ursache in diesem ausgeprägten Monsunklima gesehen wird. So finden sich signifikante frühdiagenetische Kennzeichen wie zum Beispiel die Lösung meteorischer Kalzitminerale, Korrosion, Dolomitierung oder die Bildung von Hämatitkrusten (Mutti & Weissert 1995).

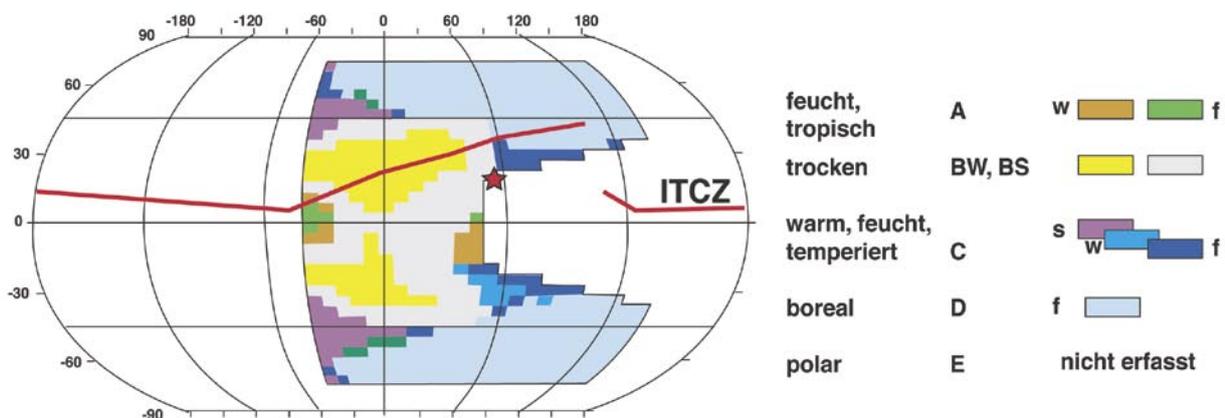


Abb. 1.10: Klimamodell der Pangaea für den Zeitabschnitt der Obertrias (verändert nach Kutzbach 1994). Die Position des Lombardischen Beckens markiert der rote Stern. Abkürzungen nach der Köppen-Klassifikation (1932): (A) feucht, tropisch; (BW/BS) trocken; (C) warm, feucht, temperiert; (D) boreal; (E) polar; (w) Sommerregen; (f) ganzjährig Regen; (s) trockene Sommer. Die rote Linie zeigt die Verschiebung der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) zu dieser Zeit an.

Die Monsunzirkulation wird im Wesentlichen von der Insolationsrate gesteuert (Kutzbach & Gallimore 1989). Da die Insolation wiederum von der orbitalen Bewegung der Erde (Milankovitch-Zyklichkeit) beeinflusst wird, wurden oftmals zyklischen Ablagerungen der Trias auf diese zurückgeführt (u.a. Goldhammer & Harris 1989, Reijmer et al. 1994). Informationen zum Klima werden benötigt, um Paläo-Oberflächentemperaturen abzuleiten, einem wesentlichen Inputparameter der 1D-thermischen Modellierung.

KAPITEL 2: GIS-GESTÜTZTE DIGITALE DATENKOLLEKTION

2.1 Einführung

Geo-Informationssysteme (GIS) ermöglichen die raumbezogene Darstellung und Verknüpfung von Datenbeständen. Durch die Einbeziehung räumlicher Komponenten erhält man eine Vielzahl von Auswertemöglichkeiten wie z.B. Flächenberechnungen und Statistiken. Der datenbankartige Aufbau erlaubt überdies die effektive Speicherung, Verwaltung und Auswertung von Daten. Die Hauptfunktionen eines GIS sind: (a) die Dateneingabe mittels GPS, Digitalisierung, Scanner u.a.; (b) die Verwaltung von Daten in einer Datenbank bzw. einem File-System; (c) die Daten-Analyse d.h. Datenauswertung, logische Abfragen, Verschneidungen, Interpolation, Statistiken und (d) die Datenausgabe, also die Präsentation und der Druck der raumbezogenen Daten (Liebig 1997). Die Realisation und Funktionalität eines GIS ist grundsätz-

lich nicht nur von der verwendeten Soft- und Hardware, sondern auch von dem Datenbestand und den erstellten Anwendungen abhängig.

Die im Rahmen dieser Arbeit verwendete Software ArcView™ der Firma ESRI ist ein weit verbreitetes GIS, mit dessen Hilfe Raster- und Vektordaten (z.B. digitale topographische Karten) dargestellt und bearbeitet werden können (Abb. 2.1).

2.2 Zielsetzung

Die geologische Aufnahme, Proben- und Messwertekollektion sowie Probenbearbeitung liefern zusätzlich zu den vorhandenen Daten eine umfassende Datenbasis, die schwierig zu verwalten ist. Ziel dieses Projektes sind die Integration und Kombination der im Gelände gewonnenen Daten mit den vorhandenen Datensätzen des Arbeitsgebietes. Dies umfasst die Integration von Positionsdaten (GPS) von Aufschlüssen, deren topographische Höhe, Lithologie, Struktur und stratigraphische Stellung sowie die Integration von Positionsdaten der

Geo-Informationssysteme

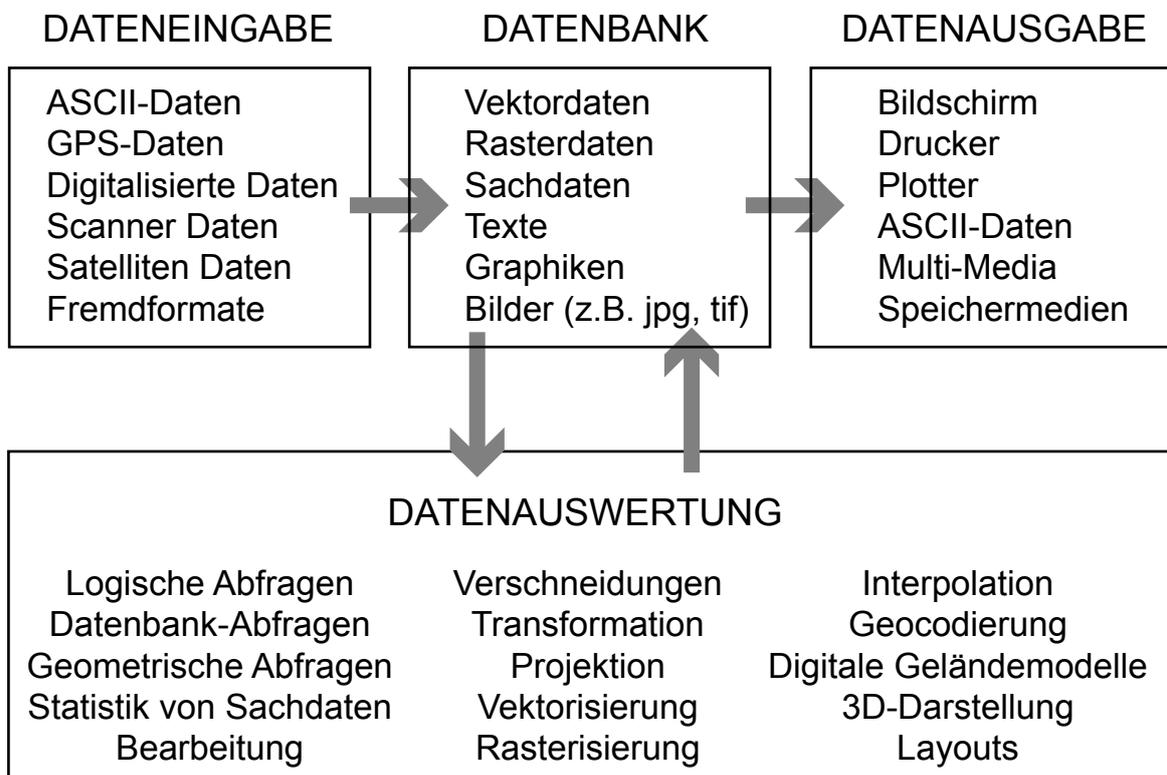


Abb. 2.1: Aufbau und Arbeitsweise eines Geo-Informationssystems.

Probennahmepunkte. Im Labor gewonnene Messwerte sollen zudem den Positionsdaten in Form von Attributdaten zugeordnet werden, so dass eine laufende Kontrolle der zahlreichen Details zur Lithologie, Stratigraphie etc. sicher gestellt wird.

Da das Arbeitsgebiet zum Teil schwer zugänglich ist, ist eine Überprüfung der gemessenen Mächtigkeiten einzelner geologischer Horizonte notwendig. Die Erstellung eines digitalen Höhenmodells dient der Berechnung von Flächen und Volumina der Karbonatplattformen. Dies ist erforderlich, um die nachfolgenden Beckenmodellierungen quantitativ zu verifizieren. Die Erfassung der Datenbestände in einem GIS dient ferner dem zukünftigen schnellen Zugriff auf die umfassenden Daten, deren Analyse ebenso wie auch der Darstellung und Kombination verschiedener Daten. Sie bildet damit die Grundlage der nachfolgenden integrierten Beckenmodellierung.

2.3 Methodik

Daten

Raumbezogene (z.B. geographische, geologische oder geodätische) Daten setzen sich aus der Geometrie von Objekten und ihrer Beschreibung in Attributen (Sachdaten) zusammen. Die Geometrie eines Objektes besteht wiederum aus einem bestimmten Grafiktyp (Punkt, Linie, Polygon) und den dazugehörigen Grafikattributen (z.B. Linienstärke). Zugeordnete Sachattribute (z.B. Geologie, Messwerte) liefern beschreibende Informationen.

Die Objekte stehen dabei in einem Bezug zur Erdoberfläche und werden mit Hilfe eines Koordinatensystems beschrieben. Dies geschieht in Form von geographischen Koordinaten oder durch die Projektion in ein anderes Koordinatensystem.

Die Objektverwaltung in einem GIS erfolgt in thematischen Karten, den Layern (Liebig 1997). Alle Layer können nach Bedarf miteinander kombiniert und auf dem Bildschirm dargestellt werden. Damit ist eine schnelle und einfache Auswertung der im Feld gewonnenen Daten möglich.

Vektordaten

Die Darstellung einzelner Objekte erfolgt meist in

Form von Vektorgrafiken. Das Basiselement einer Vektorgrafik ist der Punkt, der in einem kartesischen Koordinatensystem durch eine x-, eine y- und unter Umständen eine z-Komponente beschrieben wird. Die Kombination von Punkten ermöglicht dann die bildliche Wiedergabe verschiedener Objekte (Linien, Texte etc).

Rasterdaten

Neben der Darstellung als Vektorgrafik können Objekte in einem GIS auch in Form von Rastergraphiken beschrieben werden. Ein Raster besteht aus einer Serie von Zellen, denen jeweils ein bestimmter Farb- oder Grauwert zugeordnet ist. Die Zellen (Pixel) sind wiederum in einzelnen Zeilen und Spalten angeordnet. Rastergraphiken werden z.B. durch das Scannen von Luftbildern oder Karten erzeugt.

ArcView

Die Datensystematik von ArcView™ besitzt (vereinfacht beschrieben) folgende Hierarchie:

- Projekt
- GIS-Dokumente (Views, Tabellen etc.)
- Themen und Objekte

Dem Projekt entspricht eine Projektdatei (*.apr), die im Laufe einer Bearbeitung auf verschiedene Dateien zugreift (z.B. *.shp, Datei, in der die Geometrie des Objekts gespeichert ist; *.dbf, dBASE-Datei, in der die Attributinformationen der Objekte gespeichert sind). Werden Daten in eine Projektdatei geladen, können sie mit Hilfe der so genannten GIS-Dokumente weiterverarbeitet werden. So erfolgt z.B. die Anzeige der Daten mit Hilfe eines „Views“. Die Bearbeitung geladener Datenbestände findet in den Datenbank-Tabellen statt. Ein wesentlicher Vorteil des GIS ist die Möglichkeit, beliebig viele Views, Tabellen etc. in einem Projekt zu öffnen (für Details siehe ArcView™-Manual).

In ArcView™ wird die höchste Ebene durch den Bereich der Themen und Objekte definiert. Themen und Objekte werden innerhalb eines Views dargestellt. Vergleichbar der Projektdateistruktur ist auch in einem View die Integration beliebig vieler The-

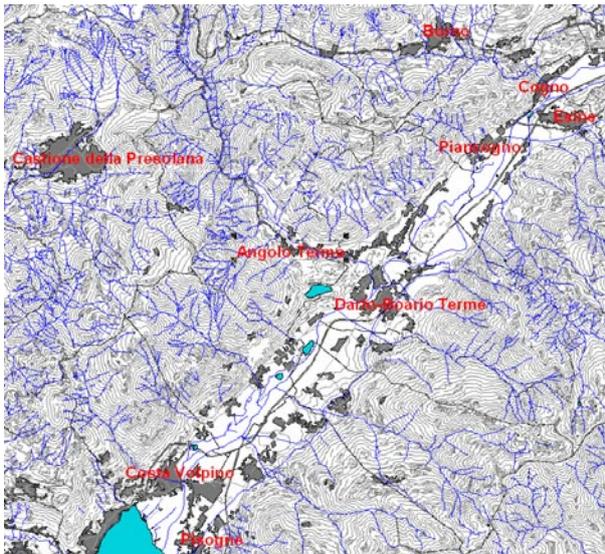


Abb. 2.2: Ausschnitt des Basisdatensatzes, der für das Arbeitsgebiet zur Verfügung stand. Neben digitalen Höhenlinien enthielt er Angaben zur Bebauung, dem Gewässer- und Straßennetz.

men oder Objekte möglich. Alle sichtbar geschalteten Themen und Objekte werden dabei nach dem Layer-Prinzip übereinander abgebildet.

2.4 ArcView-Projekt Val Camonica

Projektgrundlage

Die Grundlage des hier erstellten ArcView-Projektes bildet eine von der Unità Organizzativa Attiva Generali e di Conoscenza del Territorio Struttura Analisi e Informazioni Territoriali (www.regione.lombardia.it) erarbeitete digitale Kartenbasis der Lombardei im Maßstab 1:10.000. Das verwendete Koordinatensystem basiert auf dem System von Gauss-Boaga und dem geodätischen Datum Roma 40 (International 1924). Neben einer Karte der Isolines enthält die Datenbasis unter anderem Angaben zum Straßennetz, der Bebauung oder dem Flussnetz (Abb. 2.2). Zu jedem Thema existieren drei Shape-Dateien (für Details siehe ArcView™ Manual). Diese Datenbasis wurde mit den im Gelände gewonnenen Daten verknüpft.

Die Kartierung stratigraphischer Kontakte erfolgte mit Hilfe eines GPS-Gerätes (GPS=Globales Positionssystem) von Garmin (GPS12). Zur exakten Positionsbestimmung müssen mindestens drei Satelliten mit dem GPS-Gerät erfasst werden. Be-

finden sich mindestens vier Satelliten innerhalb des Radius des Gerätes ist zusätzlich eine Höhenbestimmung des Aufschlusses möglich.

Für die Aufnahme wurde das Koordinatensystem WGS 84 (World Geodetic System) verwendet, welches weit verbreitet ist und deshalb problemlos in andere Koordinatensysteme umgerechnet werden kann. Insgesamt konnten 247 Aufschlüsse eingemessen werden. Für die weitere Bearbeitung im Labor wurden 202 Proben aus allen aufgeschlossenen Lithologien entnommen. Aufgrund des zum Teil eingeschränkten Satellitenempfangs (tief eingeschnittene Täler, stark bewaldete Hänge) konnten lediglich 144 der 202 Proben einem exakten GPS-Wert (68 Werte) zugeordnet werden. Die Umrechnung der GPS-Werte in das Koordinatensystem des Basisdatensatzes erfolgte mit Hilfe der Software ALLTRANS™. Einen Beispieldatensatz aus dem Arbeitsgebiet zeigt Tabelle 2.1.

Ferner wurden folgende Daten in das ArcView-Projekt integriert:

- gemessene Werte zur Vitritreflexion
- gemessene Werte zur Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopie ausgewählter kalzitischer Zementproben
- aufgenommene Profile
- eine detailliert kartierte, 7km² große Fläche im Bereich des Plattformabhangs der Pora-Karbonatplattform
- Panorama-Aufnahmen wichtiger Aufschlüsse und verschiedener Plattform-Beckenübergänge

2.5 Datenauswertung & Zwischenergebnisse

Zur Berechnung eines digitalen Höhenmodells und der Auswertung der Daten wurden die ArcView™-Programmerweiterungen Spatial-Analyst und 3D-Analyst eingesetzt.

Zunächst wurde anhand der vorhandenen Isolines-Daten ein digitales Höhenmodell des Untersuchungsgebietes berechnet. Wegen der unregelmäßigen Verteilung der Daten kam die Methode der Triangulation zum Einsatz. Dabei wird ein Dreiecksnetzwerk (TIN: Triangulated Irregular Network) aus

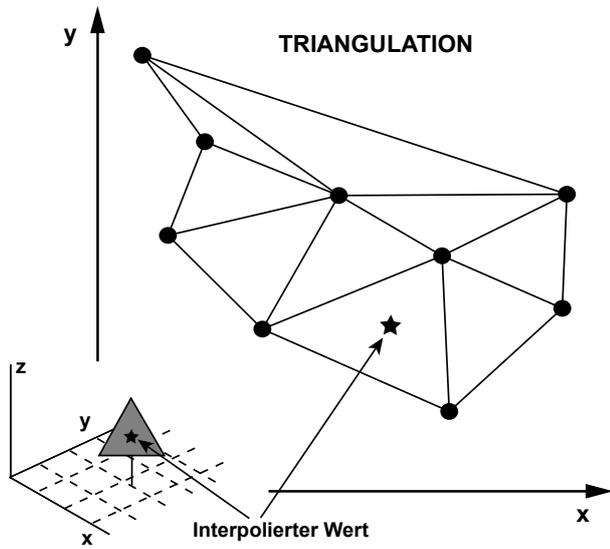


Abb. 2.3: Erzeugung eines Dreiecksnetzwerkes (TIN) aus einem PunkttHEMA und Interpolation zusätzlicher Daten. Mit den erzeugten TIN's können vielfältige Analysen wie z.B. Volumen- oder Flächenberechnungen durchgeführt werden.

den einzelnen Datenpunkten konstruiert. Die für die Konstruktion des Höhenmodells benötigten zusätzlichen Daten wurden aus den vorhandenen Datenpunkten interpoliert (Abb. 2.3).

In einem TIN-basierten Höhenmodell kann man die

Oberfläche und das Volumen oberhalb und unterhalb einer definierten Niveauläche berechnen. Außerdem wird der projizierte Flächeninhalt angegeben. Dies ist erforderlich, um erste quantitative Aussagen für Sedimentkörper (z.B. Karbonatplattformen) zu treffen. Modellierte Sedimentations- und Akkumulationsraten können direkt mit den berechneten rezenten Sedimentvolumina verglichen werden.

Die Abbildung 2.4 zeigt das berechnete digitale Höhenmodell des Concarena-Massivs. Ausgehend von einem Referenzniveau bei einer Höhe von 1550m (gemittelte Basis der Concarena-Plattform) wurde für die heute relativ vollständig aufgeschlossene Plattform ein Mindestvolumen an kompaktiertem Karbonat von 10,15km³ berechnet. Die aufgeschlossene Oberfläche der Concarena beträgt ca. 43,79km² (umhüllende Fläche der Topographie). Mit diesen Daten ist eine erste Abschätzung des Karbonat-Volumens möglich. Bei einer angenommenen Sedimentationsdauer des Calcare di Esino von ca. 3,8Ma entspräche das berechnete Volumen einem sedimentierten kompaktierten Karbonatvolumen von ca. 2671m³/a. Für die Berechnung wurde eine Fläche von 14-16km² mit einem Umfang von 17-18km berücksichtigt.

NAME	X WERT	Y WERT	ALTIMETER	FORMATION	FALLWERT
3A	1584926	5077502	940	Top Camorelli	208/19
4A	1584958	5077555	950	Prezzo	206/14
ALTI1	1591809	5085296	1525	Breno/SGB	332/28
ALTI2	1592782	5085922	1410	Top Breno	340/21
ALTI3	1592668	5085753	1332	Gorno	338/14
ALTI4	1592733	5085458	1070	Esino/CMB	324/35
ALTI5	1592863	5085574	1062	Gorno	332/30
ALTI6	1593478	5086040	1010	Breno	322/26
ALTI7	1593114	5086325	1150	Breno	338/26
ALTO1	1583737	5079153	1470	Gorno	236/31
ALTO2	1583929	5079612	1520	Gorno	295/22
ALTO3	1584015	5080067	1570	Gorno	282/22
ANFU1	1588786	5080782	700	Servino	330/10
ANFU10	1587724	5080977	1180	Angolo	323/24
ANFU2	1588993	5081350	640	Verrucano	312/30
ANNU1	1595729	5087195	620	Wengen	341/35
ANNU10	1594387	5086363	730	Esino/Wengen	328/33
ANNU11	1593990	5086551	870	CMB	304/28

Tabelle 2.1: Beispieldatensatz des erstellten Arcview-Projektes (SGB = San Giovanni Bianco-Formation; CMB = Calcare Metallifero Bergamasco).

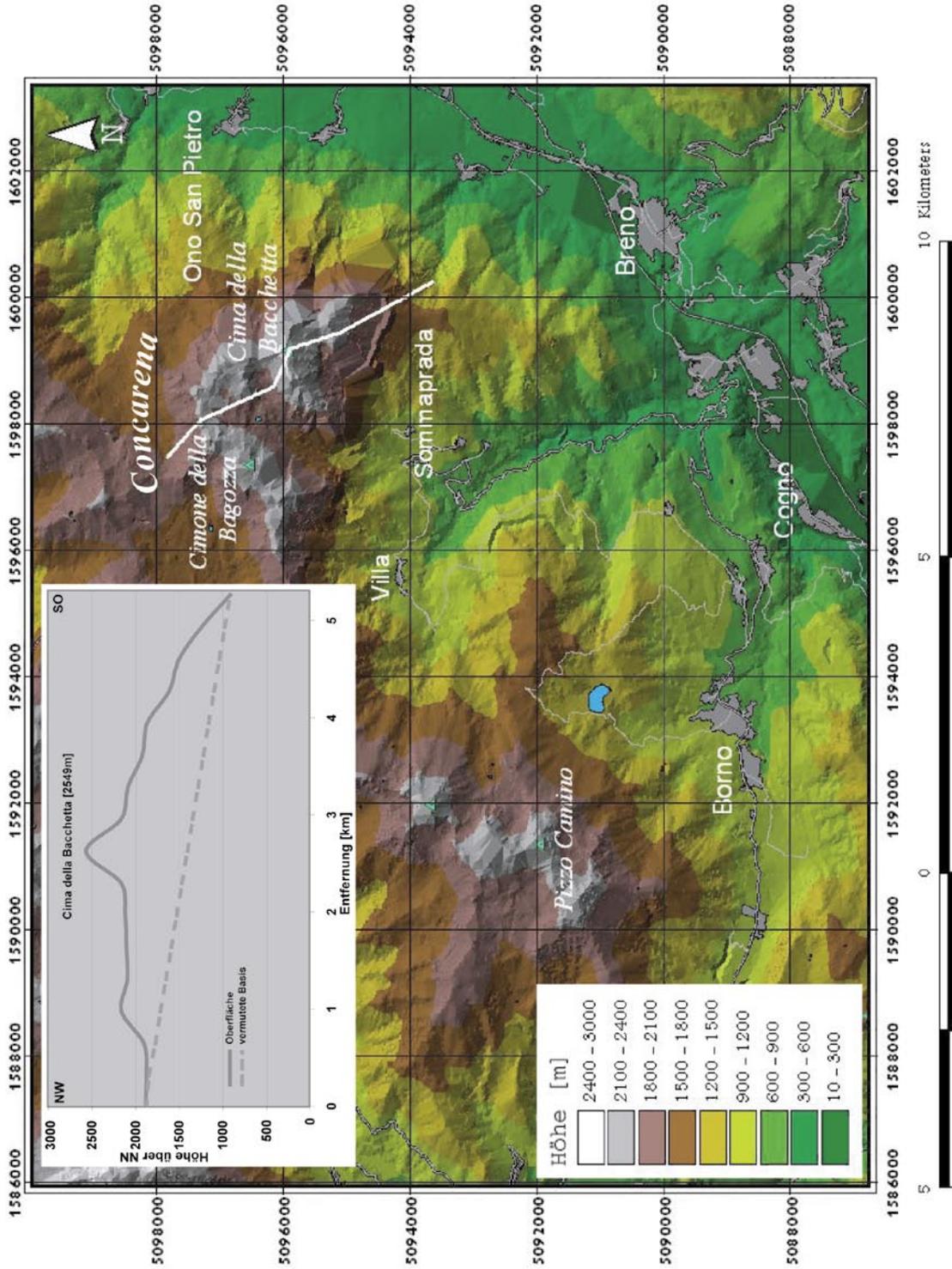


Abb 2.4: Berechnetes digitales Höhenmodell des Concarena- und Pizzo Camino-Massivs sowie der für die Bestimmung der durchschnittlichen Mächtigkeit der Concarena gewählte Profilschnitt. Die Basis der Karbonatplattform wurde zwischen den aufgeschlossenen Basisbereichen des Calcare di Esino im Nordwesten und Südosten der Concarena gemittelt. Koordinaten: WGS 72; Projektionssystem Gauss-Boaga.

Dieser Wert kann in eine Mindestakkumulationsrate an karbonatischem Sediment transferiert werden. Dazu wird die durchschnittliche Dichte für Kalkstein von $2,72\text{g/cm}^3$ verwendet, mit der sich eine Mindestakkumulationsrate von ca. 450 bis $515\text{g/m}^2\text{a}$ berechnen lässt. Zieht man die Kompaktion und Zementation des ursprünglich abgelagerten Karbonats und damit eine höhere Dichte um $2,9\text{g/cm}^3$ in Betracht (siehe Kapitel 3), so ergeben sich etwas höhere Werte der Karbonatakkumulation zwischen 485 bis $553\text{g/m}^2\text{a}$. Dieser Wert beinhaltet nicht das in das Becken exportierte Karbonat (z.B. Turbidite der Pratotondo-Formation).

Entlang eines NW-SE gerichteten Profilschnittes durch die Concarena (Abb. 2.4) wurde zusätzlich die heute aufgeschlossene durchschnittliche Mächtigkeit von ca. 520m entlang dieses 2D-Schnittes ermittelt.

Die Abschätzung des Volumens der Pora-Karbonatplattform ist nicht möglich, da nur ein Teil des Plattformkörpers aufgeschlossen ist. Dieser umfasst eine Fläche von ca. $15\text{-}16\text{km}^2$. Die Berechnung der aufgeschlossenen Oberfläche der Plattform entlang des Val Camonica und des Val di Scalve ergab einen Wert von ca. $38,74\text{km}^2$. Sie liegt damit nur geringfügig unter dem Wert der für die Concarena ermittelt wurde.

KAPITEL 3: ZEMENTATION UND KOMPAKTION DER MITTEL- BIS SPÄTTRIASSISCHEN KARBONATPLATTFORMEN

3.1 Einführung

Intensive Zementation ist ein oft beobachtetes Phänomen triassischer Karbonatplattformen (u.a. Stoppani 1858, Assereto & Kendall 1977, Mutti 1994, Frisia-Bruni et al. 1989, Russo et al. 2000, Keim & Schlager 2001). Insbesondere die Präzipitation früher mariner Zemente spielt eine Schlüsselrolle bei der Stabilisation dieser Karbonatplattformen. Hinzu kommt, dass sie auch zu einem nicht unerheblichen Teil zur totalen Karbonatproduktion der Karbonatplattformen beitragen (u.a. Blendinger 1984).

3.2 Zielsetzung

Die Untersuchung der im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Esino-Karbonatplattformen (Concarena-, Pora-Plattform) in Bezug auf das Ausmaß der synsedimentären bzw. frühdiagenetischen Zementation ist notwendig, um Hinweise auf die während der Versenkung abgelaufene Kompaktion zu erhalten. Frühmarine Zemente haben Einfluss auf das Kompaktionsverhalten der abgelagerten Plattformkarbonate. Es ist davon auszugehen, dass eine ausgeprägte frühe Zementation zu einer deutlichen Herabsetzung der Kompaktion führt. Die Abschätzung des Ausmaßes der frühen Zementation bildet daher die Grundlage einer realitätsnahen Modellierung (Versenkung und stratigraphische Simulation) der Pora- und Concarena-Karbonatplattform.

3.3 Verteilung der Zemente

Der erste Schritt zur Bewertung der Zementation und Kompaktion ist die übersichtsmässige Aufnahme der Verteilung der Zemente. Im Folgenden werden die aufgefundenen Zemente der verschiedenen Faziesbereiche von Concarena- und Pora-Plattform beschrieben.

3.3.1 Concarena-Karbonatplattform

Die Concarena zeichnet sich durch eine ausgeprägte Zementation in allen Plattformbereichen aus. Eine Besonderheit ist dabei das Vorkommen von Arealen fast vollständiger Zementation. Die entstandenen Gesteine werden als Zementsteine (Cementstones *sensu* Wright 1992) bezeichnet. Nach der Definition von Wright (1992) handelt es sich dabei um einen Kalkstein, der fast vollständig aus fibrösen Zementen (gewöhnlich durch Verdrängung und/oder Rekristallisation) zusammengesetzt ist. Komponenten oder biogenes *in-situ* Material bilden hierbei kein stützendes Gerüst mehr.

Lagune

Deutliche Hinweise auf eine frühmarine Zementation finden sich vor allem im oberen zugänglichen Teil der lagunären Abfolge (Cima della Bacchetta). Zahlreiche Horizonte zeigen Anreicherungen von Pisoiden in Form von Caliche-Krusten. Die aus dunkleren kalzitischen und helleren dolomitischen Laminen gebildeten PISOIDE besitzen eine Größe von wenigen Millimetern bis einigen Zentimetern. Aufgerissene und zerbrochene PISOIDE mit anschließender Verheilung der Frakturen deuten auf die gelegentliche Aufarbeitung oder Austrocknung in diesem Bereich hin.

Synsedimentäre Brekzierung einzelner Horizonte mit anschließender Infiltration von feinkörnigem, mikrokristallinem Dolomit in einer roten tonigen Matrix („terra rossa“ Assereto & Kendall 1977; Mutti 1994) sind weitere Kennzeichen. Hinzu kommt das zum Teil gehäufte Vorkommen dunkler botryoidaler Zemente, die nach dem Anschlagen einen deutlichen Geruch von H₂S ausströmen. Unter dem Mikroskop konnte in einer Probe eine Bedeckung des botryoidalen Zementes mit feinkörnigem geschichtetem, peloidalem Sediment beobachtet werden (Tafel 3.2b). In weiteren Proben sind die Porenräume zwischen den Zementen fast vollständig mit Peloiden gefüllt. Tropfsteinzemente, symmetrische und asymmetrische Meniskuszemente vervollständigen das Bild.

Die aufgefundenen Zemente werden als Indikatoren von inter- bis supratidalen Bedingungen mit häufiger

Exposition interpretiert.

Rückriff

Das wesentliche Kennzeichen im Übergangsbereich von der Lagune zum Rückriff (Cima della Bacchetta) ist das massive Vorkommen von Karbonatzementen. Diese Zemente bilden dm- bis m-mächtige linsenförmige Gebilde, die über ihre benachbarte Umgebung hinausragen (Tafel 3.1a). An der Basis dieser Gebilde finden sich cm- bis dm-mächtige Botryoide. Die dunkel gefärbten, nach H₂S riechenden Botryoide werden wiederum von cm- bis dm-mächtigen isopachen Zementkrusten überdeckt (Tafel 3.1b). Diese Zementkrusten bestehen aus alternierenden bis zu 5mm mächtigen hellen, leicht dolomitischen und dunklen kalzitischen Lagen, die während einzelner Zementationsphasen gebildet wurden. Unter dem Mikroskop ist zu erkennen, dass sich die Lagen aus schmalen mm-langen Kalzitnadeln aus fibrösem Kalzit zusammensetzen. Dieser fibröse Kalzit zeigt eine undulöse Auslöschung mit einem radiaxial-fibrösen Auslöschungsmuster (Tafel 3.2a). Feinkörnige Bioklasten, vor allem Foraminiferen, Bivalven- und Gastropodenreste, weisen Anzeichen von Rekristallisation auf.

Isopache Krusten sind Indikatoren für eine synsedimentäre marine Zementation (u.a. Kendall 1985). Botryoide kommen demgegenüber häufiger in vadosen Bereichen vor (Assereto & Folk 1980). Dies wird als ein Hinweis auf wechselnde Fluidzusammensetzungen, möglicherweise ausgelöst durch Meeresspiegelschwankungen, gesehen. Der deutlich wahrnehmbare H₂S-Geruch deutet auf die Reduktion von Sulfat und damit auf eine zeitweilige Erhöhung des pH-Wertes hin. In Folge der pH-Wert Erhöhung kam es vermutlich im Bereich der Lagune und des Rückriffs zu einer Zunahme der Karbonatpräzipitation mit der damit einhergehenden Bildung von Zementsteinen (siehe u.a. Ehrlich 1996).

Riffgürtel

Im Vergleich zu den bisher beschriebenen Faziesgürteln besitzen die aufgenommenen Bereiche des Riffgürtels (Cima della Bacchetta) einen volumetrisch geringeren Gehalt an frühen Zementen. Die Zementation fand hauptsächlich in einer Zone

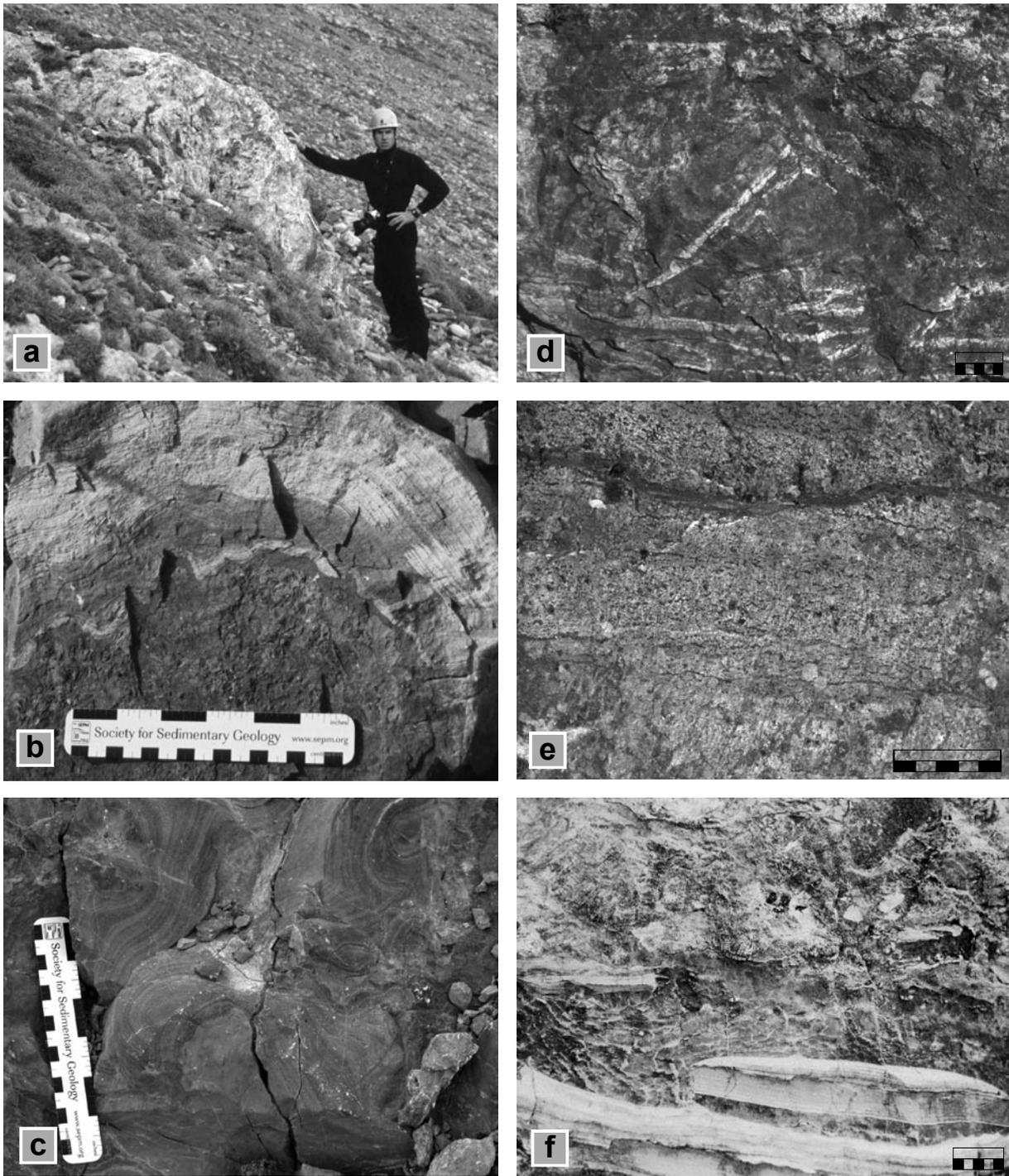
mit Kolonien des Mikroproblematikum „*Tubiphytes*“ *multisiphonatus* sowie im Bereich des aus Scleractinien gebildeten Riffrandes statt. Vor allem in Letzterem treten große offene Hohlräume in cm- bis dm-Größe auf. An Zementen konnten radiaxial-fibröse Kalzite in Lagen mit einer Mächtigkeit von maximal 3mm zusammen mit späten Blockkalziten beobachtet werden. Sie bildeten sich in schmalen ehemaligen Hohlräumen und/oder zwischen und in den Ästen der Korallen. Wie in den anderen Faziesgürteln trat auch in den Gesteinen des Riffgürtels eine frühe Zementation und spätere Rekristallisation biogener Komponenten auf.

Plattformabhang

Ähnlich wie im Rückriffbereich finden sich auch im oberen Bereich des Plattformabhanges der Conca-massive, isopache Zementkrusten (Cima della Bacchetta, Klettersteig Nr. 81a, Valle del Baione). Sie zeigen eine graue Färbung und bestehen aus zahlreichen mm- bis cm-mächtigen Lagen, die sich aus fibrösen Kalziten zusammensetzen. Mehrere Generationen dieser Krusten formen globose Strukturen (Tafel 1.3c) von mehreren Dezimetern Durchmesser; eine Einstufung als Zementstein (*sensu* Wright 1992) ist möglich. In der Literatur wurden diese Strukturen häufig als „Riesenoolith“, „Großoolith“ oder „*Evinospongiae*“ beschrieben (u.a. Frisia-Bruni et al. 1989, Russo et al. 2000). Die mikroskopische Untersuchung der fibrösen Kalzite ergab eine undulöse Auslöschung der einzelnen Kristalle. Dabei zeigten sie ein radiaxial-fibröses Muster. Die Bildung isopacher Zemente deutet auf das Vorherrschen marin-phreatischer Bedingungen im Bereich des Plattformabhanges hin.

3.3.2 Pora-Karbonatplattform

Die heute aufgeschlossene Pora-Karbonatplattform besteht im Wesentlichen aus den Ablagerungen des Plattformabhangs. Nur in einem relativ eng begrenzten Gebiet südlich des Monte Pora finden sich Anzeichen des ehemaligen Riffgürtels. Dieser Bereich zeigt eine deutlich höhere Erosionsanfälligkeit im Vergleich zu den kompakten Schüttungskörpern des Riffabhangs. Die Folge ist heute ein starker Gras-



Tafel 3.1: Zementation und diagenetische Gefüge der ladinisch/karnischen Plattformkarbonate

(a) m-mächtige linsenförmige Gebilde aus botryoidalen und isopachen Zementen im Bereich von Rückriff/Lagune der Concarena-Karbonatplattform, Cima della Bacchetta, Axel Emmerich liefert den Maßstab; (b) massive frühe Zementation im Bereich Rückriff/Lagune, der untere Teil setzt sich aus dunklen Botryoiden zusammen, darüber folgen isopache Krustenzemente, Concarena-Karbonatplattform, Cima della Bacchetta; (c) massive frühe Zementation in Form von „*Evinospongiae*“ im Bereich des Oberen Plattformabhanges, Concarena-Karbonatplattform, Cima della Bacchetta; (d) Anschnitt eines Tepees im Topbereich der Pora-Karbonatplattform, Val di Scalve, Maßstab 5 cm; (e) Fenstergefüge in den inter- bis subtidalen Karbonaten des Calcare Rosso oberhalb der Pora-Karbonatplattform gehören zu den frühen diagenetischen Gefügen, Val di Scalve, Maßstab 5 cm; (f) typische Calichebildung mit zerbrochenen Resten des initialen Sediments, Calcare Rosso, Dosso della Sessa, Maßstab 5 cm.

bewuchs der flacher geneigten Hänge und somit eine schlechte Aufschlusssituation. Nur vereinzelt treten Klippen mit den Gesteinen des Calcare di Esino zu Tage. Im Gegensatz zu den mächtigen lagunären Abfolgen der Concarena konnte die sicherlich ursprünglich vorhandene lagunäre Fazies für die Pora-Karbonatplattform bisher nicht nachgewiesen werden.

Riffgürtel

Im Bereich vereinzelt aufgeschlossener Felsklippen im Gebiet des oberen Val Gola und des Dosso della Sessa fanden sich in den Gesteinen des Calcare di Esino große Mengen von botryoidalem Zement. Die radial angeordneten Kalzitkristalle erreichen eine Länge von mehr als 10cm („raggioni“ Assereto & Folk 1980). Die Zemente bildeten sich vor allem in den oberen Bereichen ehemaliger Hohlräume wie z.B. Tepees, Hohlräume im Riffbereich und Karsthohlräume. Assereto & Folk (1980) vermuten auf Grund der hohen gemessenen Sr-Werte sowie der charakteristischen rechtwinkligen Kristallenden, dass es sich bei diesen Zementen um ehemaliges aragonitisches Material handelt. Während der Diagenese kam es jedoch zur Verdrängung des aragonitischen Materials durch mikrosparitischen Kalzit. Das Vorkommen dieser Zemente deutet auf eine Bildung unter vadosen oder auch hypersalinaren Bedingungen hin (Assereto & Folk 1980).

Calcare Rosso & Plattformabhang

Die intensive Zementation im Topbereich der Karbonatplattformen des Calcare di Esino ist ein bereits seit vielen Jahren bekanntes Phänomen (u.a. Assereto et al. 1977). Der Fokus dieser Arbeiten lag auf einer Abfolge, die im Topbereich verschiedener Karbonatplattformen der Lombardischen Alpen aufgeschlossen ist und als Calcare Rosso bezeichnet wird. Die maximalen Mächtigkeiten dieser Schichten werden mit 0-50m angegeben (u.a. Assereto et al. 1977, Mutti 1994).

Im Arbeitsgebiet lässt sich eine kontinuierliche Abnahme der Mächtigkeit und Intensität von SW nach NO feststellen. Leicht zugänglich sind die Aufschlüsse im Val di Scalve, der hier eine bis zu 100m mächtige Abfolge zeigen. Es finden sich m-mächtige

Tepeestrukturen (Basisbereich des Calcare Rosso, Tafel 3.1d) sowie zahlreiche Brekzienhorizonte. Die Brekzien setzen sich aus Klasten zerbrochener Tepees und den Resten laminiertes Krusten, bestehend aus radialen Zementen, zusammen. Ähnlich dem lagunären Bereich der Concarena kam es auch hier nach der synsedimentären Brekziierung zur Infiltration von feinkörnigem mikrokristallinem Dolomit und Silt in einer roten tonigen Matrix („terra rossa“ Assereto & Kendall 1977). Hinzu kommt das verbreitete Auftreten von peloidalen Mudstones mit laminaren Fenstergefügen (Tafel 3.1e) und Pisoiden. Die ehemaligen Hohlräume sind mit feinkörnigen, dunklen Sedimenten und mikritischen Zementen sowie hellen, sparitischen Zementen (Blockkalzit) gefüllt.

Ein weiteres Phänomen sind die im Val di Scalve aufgeschlossenen, als „*Evinospongiae*“ bezeichneten, isopachen Krusten. Sie befinden sich unterhalb des Calcare Rosso in den Ablagerungen des Plattformabhanges der Pora-Plattform. Die globosen Strukturen besitzen eine vergleichbare Ausbildung und Durchmesser wie an der Concarena. Isoliert vorkommende und zusammenhängende „*Evinospongiae*“ umfassen in diesem Bereich bis zu 70% des gesamten Karbonatvolumens.

Neben dem Val di Scalve treten die Ablagerungen des Calcare Rosso auch unterhalb des Monte Pora im Bereich des Dosso della Sessa auf. Die Mächtigkeit beträgt etwa 150m. Aufgeschlossen sind wie auch im Val di Scalve mehrere Brekzienhorizonte (Tafel 3.1f) und Horizonte mit Tepeestrukturen. Schichten bestehend aus intraklastischen „Tonchips“ in einer Grundmasse von peloidalem feinkörnigem Sediment, das lagenweise als dolomitischer Mudstone ausgebildet ist, wechseln mit feinkörnigen Horizonten, die ein ausgeprägtes laminares Fenstergefüge aufweisen. Die Überlieferung dieser ehemaligen Hohlraumgefüge ist gewöhnlich an eine frühe Zementation – d.h. vor der flachen Versenkung – gebunden (Demicco & Hardie 1994).

Die intensive Zementation der Poraplattform ist zweigeteilt. In den Schichten des Plattformabhanges finden sich isopache Zemente („*Evinospongiae*“), die auf marin-phreatische Bedingungen bei der Zementation dieses Bereiches hindeuten. Da-

rüber folgt z.T. mit scharfer Grenze die Abfolge des Calcare Rosso, die aus zahlreichen m-mächtigen peritidalen Zyklen besteht. Sie weisen eine zum Teil intensive Deformation auf. Häufig enthaltene Brekzienhorizonte sind Indizien für die wiederholte Aufarbeitung in diesem Bereich. Daneben deutet das Vorkommen von botryoidalem Zement, Pisoliten usw. auf eine Bildung unter vadosen oder auch hypersalinaren Bedingungen hin. Die unterschiedliche Mächtigkeit dieses Verkarstungshorizontes mit maximalen Mächtigkeiten im Gebiet der Hochzone der Camorelli-Karbonatbank/Dezzo-Vulkans und minimalen Mächtigkeiten im Beckenbereich bei Cogno sowie das Vorkommen in weiten Teilen der Lombardischen Alpen spricht für einen Abfall des eustatischen Meeresspiegels als Ursache der intensiven Verkarstung (siehe auch Jadoul et al. 1992c).

3.4 Kathodolumineszenz

Methodik

Mit Hilfe der Kathodolumineszenz können verschiedene Generationen von Karbonatzementen identifiziert werden. Sie werden dabei auf Basis ihrer Kathodolumineszenzfarbe, der Intensität, der Lumineszenz und Zonierung charakterisiert. Die Ursachen der durch die Elektronenstrahlung angeregten Lumineszenz sind bis heute nicht vollständig geklärt (Machel et al. 1991, Pagel et al. 2000). In Karbonaten sind vor allem enthaltene Mn^{2+} -Ionen oder die Ionen Seltener Erden (Sm^{3+} , Eu^{2+} und Eu^{3+}) als Auslöser der Lumineszenz bekannt (u.a. Mason & Mariano 1989).

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde die Methode der Kathodolumineszenz angewendet, um Zemente, die während der frühmarinen Diagenese/Diagenese bei flacher Versenkung entstanden sind (z.B. radiaxial-fibröse Zemente), von Zementen der tieferen Versenkung (z.B. zonierte Blockzemente) abzugrenzen (Zeeh & Bechstädt 1994). Neben den Geländebeobachtungen ermöglicht die Bestimmung der Kathodolumineszenz zudem eine Abschätzung des Anteils der frühmarinen Zemente im Vergleich zur gesamten Zementation der Karbonatplattformen.

Für die Bestimmung der Kathodolumineszenz wur-

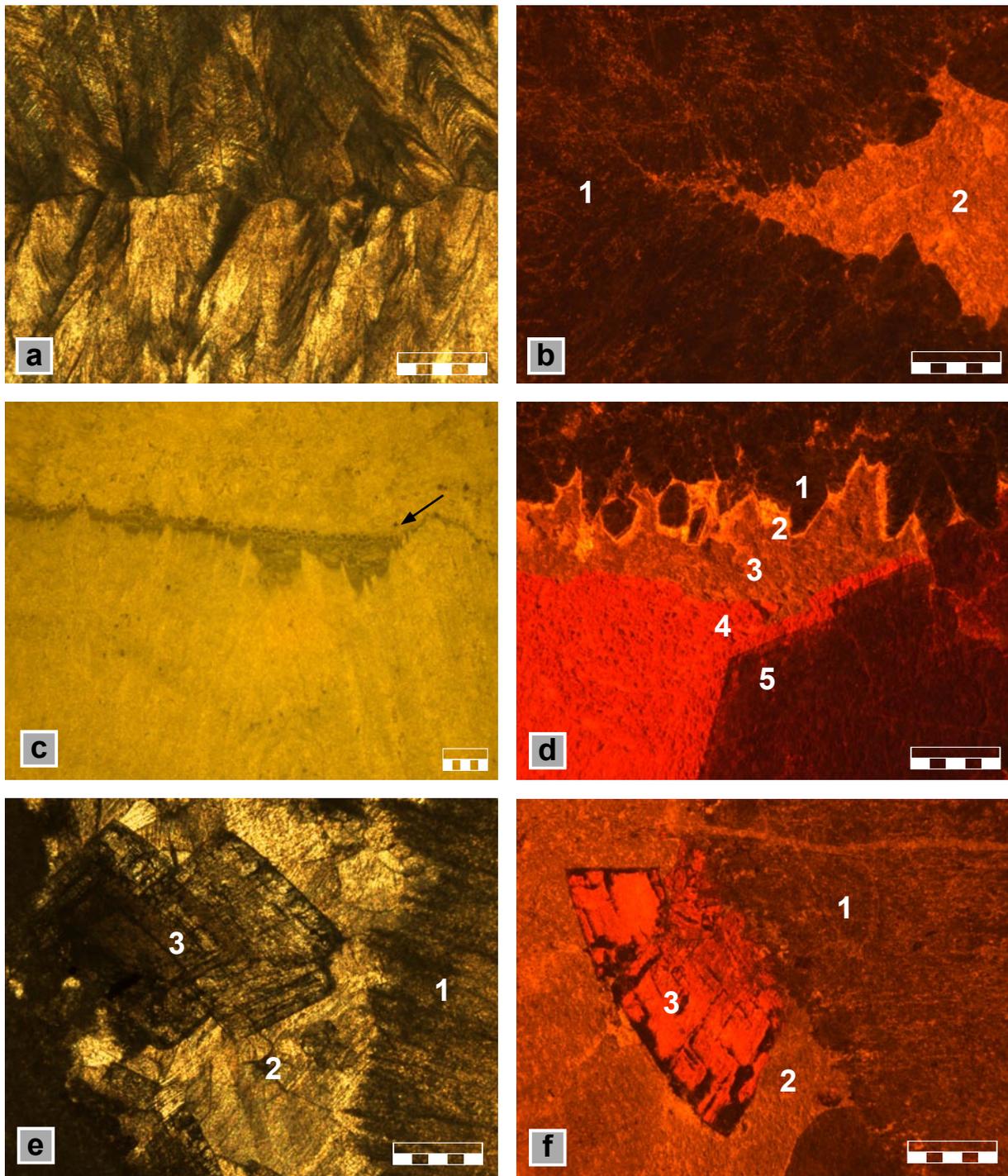
de ein Leica/Leitz DM RP Mikroskop, ausgestattet mit Leica N Plan 2,5x/0,07 P und Pl Fluotar 5x/0,12 P Linsen verwendet. Das Mikroskop wurde mit einer CITL Kaltkathode des Typs CCL 8200 mk3 betrieben. Die Untersuchung der Dünnschliffe erfolgte in einer Vakuumkammer, wobei die Abtastung des Schliffes in x und y-Richtung durchgeführt wurde. Die angelegte Spannung betrug 20kV bei einer Stromstärke von 400 bis 600 μ A. Mit Hilfe einer Leica DFC 480 Digitalkamera war es möglich, Bilder der verschiedenen Zemente aufzunehmen.

Lumineszenzverhalten

Unter der Kathodenstrahlung zeigen die botryoidalen Zemente aus der Lagune der Concarenaplattform (Cima della Bacchetta) und aus den höheren Bereichen der Pora-Plattform (Oberes Val Gola, Val di Scalve) eine fleckenhafte, schwache, leicht orangefarbene Lumineszenz. Die ursprünglich aragonitischen, im hypersalinar-vadosen Bereich gebildeten Zemente erfuhren vermutlich durch den Einfluss Mg-armer meteorischer Wässer eine frühdiagenetische Umwandlung in Kalzit (Assereto & Folk 1980).

Der in den Gesteinen der Concarena häufig vorkommende radiaxial-fibröse Zement – Bildung von isopachen Krusten in Lagune/Rückriff und Riff-abhang (Cima della Bacchetta) – besitzt keine oder nur eine sehr schwache, fleckenhafte Lumineszenz (Tafel 3.2d).

Zemente der flachen Versenkung wie der Hundezahnzement kommen in allen untersuchten Faziesbereichen der Concarena vor (Cima della Bacchetta, Val di Baione, Sommaprada, Pso. di Campelli, La Tavola). Sie sind gekennzeichnet durch eine sehr schwache Lumineszenz der früh gebildeten Phasen. Die Farbe ist dabei überwiegend ein dunkles Orangerot. Später gebildete Bereiche dieser Zemente zeigen eine wechselnde Abfolge von stark leuchtenden, roten bis gelben ringförmigen Anwachsstreifen, was auf wechselnde Fluidzusammensetzungen schließen lässt. Das Wachstum der Hundezahnzemente setzte häufig auf den früher gebildeten radiaxial-fibrösen Zementen auf, von denen sie durch ihren Habitus leicht unterschieden werden können.



Tafel 3.2: Mikroskopische Aufnahmen verschiedener Zemente der ladinisch/karnischen Plattformen (a) radiaxial-fibröser Zement, unter gekreuzten Polarisatoren erkennt man die gebogenen Bruchflächen der Kristalle, Concarena, Cima della Bacchetta, Maßstab 1 mm; (b) botryoidaler Zement wird von gradierten Peloidlagen überdeckt, Geopetalgefüge, Concarena, Cima della Bacchetta, Maßstab 1 mm; (c) Probe vom Topbereich der Poraplattform, es lassen sich drei verschiedene Zemente unterscheiden, 1 botryoidaler Zement, 2 Blockkalzit, 3 Satteldolomit, Dosso della Sessa, Maßstab 1 mm; (d) früher sehr schwach lumineszierender radiaxil-fibröser Zement (1) und orange lumineszierender später Blockkalzit (2), Cima della Bacchetta, Maßstab 1 mm; (e) verschiedene Zemente der tieferen Versenkung, es können fünf Generationen unter Kathodolumineszenz unterschieden werden, Cima della Bacchetta, Maßstab 1 mm; (f) Abfolge von schwach lumineszierendem botryoidalem Zement (1), orange lumineszierendem Blockkalzit (2) und kräftig orange lumineszierendem Satteldolomit, Dosso della Sessa, Maßstab 1 mm.

Den Hundezahnzementen folgen in den untersuchten Proben Blockkalzite, die den verbliebenen Porenraum (Tafel 3.2e) sowie die während der Versenkung entstandenen Mikrorisse ausfüllen. Im Durchlicht relativ gleichförmig ausgebildet, zeigen sie dagegen unter der Kathode eine deutliche Zonierung. Die Farbe der Lumineszenz schwankt zwischen verschiedenen Rot- und Orangetönen. Es konnte eine Abfolge von drei bis fünf Wachstumsgenerationen mit unterschiedlichen Graden der Lumineszenz in diesem Zementtyp festgestellt werden (Tafel 3.2e). In einigen Proben wird der zonierte Blockkalzit von tiefrot lumineszierenden Kristallen verdrängt. Hierbei handelt es sich vermutlich um Satteldolomit (Tafel 3.2f).

3.5 Isotope

Zielsetzung

Das Vorkommen isopacher, aus radial-fibrösen Zementen bestehender Krusten wird gewöhnlich mit einer Entstehung unter marin-phreatischen Bedingungen in Beziehung gesetzt (Kendall 1985; Boni et al. 1994; Zeeh et al. 1995). Es existieren jedoch auch Untersuchungen, die einen signifikanten meteorischen Einfluss bei der Bildung dieser Zemente vermuten (Frisia-Bruni et al. 1989, Mutti & Weissert 1995).

Um Informationen zur Zusammensetzung der bei der Zementation beteiligten Fluide zu gewinnen, wurden einige ausgewählte, homogene und unalterierte Proben der radial-fibrösen Zemente auf ihre Gehalte der Isotope $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ überprüft. Zum Vergleich erfolgten ferner eine Messung an einer mikritischen Probe aus dem Beckenbereich (angenommene primäre Isotopenzusammensetzung der marinen Fluide) sowie Messungen von botryoidalen Zementen, die während der vadosen Zementation entstanden.

Methodik

Stabile Isotope desselben Elements unterscheiden sich geringfügig in ihren physikalischen und thermodynamischen Eigenschaften. Sie reagieren deshalb auch unterschiedlich in physikalischer und chemischer Hinsicht. Eine Folge ist zum Beispiel

eine größere Reaktivität des leichten gegenüber des schweren Isotops. Während einer Mineralbildung reichert sich daher das leichte Isotop stärker an als das schwere Isotop. Man nennt diesen Prozess Fraktionierung. Die häufigsten stabilen Isotope des Sauerstoffs sind ^{16}O und ^{18}O , die des Kohlenstoffs ^{12}C und ^{13}C . Mit ihnen werden die Bedingungen während der Karbonatdiagenese untersucht (u.a. Tucker and Wright 1990). Die Isotopzusammensetzung einer Probe wird in der Form von $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ ausgedrückt, was das Verhältnis zu einem definierten Standard widerspiegelt:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_x}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{std}}} \right) - 1 \right] \times 10^3 \quad (3.1)$$

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_x}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{std}}} \right) - 1 \right] \times 10^3 \quad (3.2)$$

Der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert eines Karbonates ist abhängig von der Isotopzusammensetzung eines Fluides, von dem es ausgefällt wird, und von einem bestimmten Fraktionierungskoeffizienten zwischen dem Fluid und der festen Phase, der wiederum von der Temperatur und anderen Faktoren beeinflusst wird. Während der Diagenese kann es zu einer Alterierung der primären Sauerstoffisotopensignatur kommen. Das Ausmaß dieser Alteration gibt Aufschluss über die Herkunft der Fluide. Möglich ist eine meteorische, eine marine oder eine evaporitische Herkunft.

Der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert ist abhängig vom $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalt des CO_2 , welches im Fluid, von dem ein Mineral ausgefällt wird, gelöst ist. Eine Alterierung des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes während der Diagenese hängt vom Kohlenstoffgehalt im Fluid ab. Die Bestimmung des $\delta^{13}\text{C}$ kann zur Abschätzung des Einflusses von meteorischen Wässern (z.B. Anlieferung von CO_2 aus dem auflagernden Boden) oder von organischem Material (Reife) während der Diagenese genutzt werden.

Die Analyse der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope wurde durch Dr. M. Joachimski am Geologischen Institut der Universität Erlangen durchgeführt. Die Proben wurden nach den Vorgaben von Wachter & Hayes (1985) mit 100%-tiger Phosphorsäure bei einer Temperatur von 75°C behandelt. Mit einem Finnigan-Mat-252-Massenspektrometer erfolgte hierauf die Messung der Isotope. Für die Kalibration wurde der NBS-19 Standards ($\delta^{18}\text{O} = -2,20\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}$

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
PROBE	RECHTSWERT	HOCHWERT	HÖHE	$\delta^{18}\text{O(V-PDB)}$	Std. Abw.	$\delta^{13}\text{C(V-PDB)}$	Std. Abw.	FAZIES	ZEMENTE
Nr. P1	1597969.76	5095869.27	1830	-4.21	0.01	2.85	0.01	Esino Slope	radialaxial-fibröser Zement
Nr. P 9.2	1597781.45	5095756.28	1830	-5.06	0.02	2.59	0.01	Esino Slope	radialaxial-fibröser Zement
Nr. P 9.1	1597781.45	1597781.45	1830	-5.36	0.02	2.78	0.02	Esino Slope	radialaxial-fibröser Zement
Nr. P 6	1597854.26	5095796.45	1830	-4.3	0.02	3.00	0.02	Esino Slope	radialaxial-fibröser Zement
Nr. P 3	1597909.50	5095836.63	1830	-4.57	0.01	2.92	0.01	Esino Slope	radialaxial-fibröser Zement
Nr. CP 6.2	1599179.44	5095699.63	2549	-7.42	0.02	3.31	0.01	Esino Lagune	botryoidaler Zement
Nr. CP 6.1	1599179.44	5095699.63	2549	-5.69	0.01	3.55	0.01	Esino Lagune	radialaxial-fibröser Zement
Nr. CP 3.3	1599069.03	5096529.33	2403	-5.31	0.02	3.82	0.02	Esino Lagune	radialaxial-fibröser Zement
Nr. CP 3.2	1599179.44	5095699.63	2549	-5.13	0.02	4.20	0.01	Esino Lagune	radialaxial-fibröser Zement
Nr. CP 2.2	1597773.64	5095819.63	1850	-5.09	0.01	3.28	0.01	Esino Slope	radialaxial-fibröser Zement
Nr. CP 2.1	1597773.64	5095819.63	1850	-4.78	0.01	2.93	0.02	Esino Slope	radialaxial-fibröser Zement
Nr. 22070201	1605438.77	5111640.42	1060	-5.65	0.02	3.64	0.01	Esino Lagune	radialaxial-fibröser Zement
Nr. 150802	1584806.11	5079636.43	1430	-9.34	0.02	2.67	0.01	Esino Riff	botryoidaler Zement
Nr. 15070203	1597950.43	5094329.59	1205	-3.81	0.03	1.87	0.02	Esino Slope (distal)	mikritische Grundmasse
Nr. 15070201	1597950.43	5094329.59	1205	-5.82	0.02	2.26	0.01	Esino Slope	spartitischer später Zement

Tabelle. 3.1: Gemessene $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte verschiedener Zemente aus dem Calcare di Esino sowie der mikritischen Grundmasse. Spalte 1: Probennummer; Spalte 2 und 3: geodätische Einordnung nach Gauss-Boaga, Roma40; Spalte 4: Höhe über NN; Spalte 5 und 7: Werte in ‰; Spalte 6 und 8: Standardabweichung in ‰; Spalte 9: Faziesbereich; Spalte 10 beprobt Material.

= 1,95‰) verwendet. Die Ausgabe der Werte erfolgte in (‰) relativ zum V-PDB Standard, der die Isotopzusammensetzung eines Belemniten (*Belemnitella americana*) aus der kretazischen Pee-Dee-Formation von South Carolina widerspiegelt. Sauerstoffisotopen können auch in Relation zum SMOW-Standard (Standard Mean Oceanic Water) angegeben werden. Dabei handelt es sich um eine definierte Zusammensetzung von Sauerstoffisotopen ($\delta^{18}\text{O} = 30,91\text{‰}$) einer rezenten Meerwasserprobe. Ein Fluid mit positiven $\delta^{18}\text{O}$ -Werten ist relativ zum SMOW Standard angereichert. Negative Werte zeigen eine relative Verarmung des Fluids an $\delta^{18}\text{O}$ gegenüber dem SMOW-Standard an. Eine Umrechnung $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ in $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ und umgekehrt kann mit folgenden Formeln durchgeführt werden (Coplen et al. 1983):

$$\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})} = 1,03091 \delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})} + 30,91 \quad (3.3)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})} = 0,97002 \delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})} - 29,98 \quad (3.4)$$

Isotopzusammensetzung

Die Isotopzusammensetzung der mikritischen Grundmasse einer Probe aus dem distalen Bereich des Riffabhanges der Concarena, der radialaxial-fibrösen Zemente und der botryoidalen Zemente findet sich in der Tabelle 3.1. Die gemessenen Werte werden mit publizierten Werten weiterer Abfolgen

des Ladin/Karn verglichen (Abb. 3.1). Als Referenz für das Meerwasser des Ladin/Karn werden die Isotopenwerte von Korte (1999) verwendet (Messung an Brachiopodenschalen).

Die mikritischen Probe lieferte einen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von -3,81‰. Im Vergleich zu den Referenzwerten für das ladinisch/karnische Meerwasser von Korte (-3 bis -1‰, Korte 1999) kann eine mäßige Verringerung hin zu einem leichteren Wert festgestellt werden (Abb. 3.1). Das gleiche gilt auch für den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert, der mit 1,87‰ gemessen wurde (2 bis 3‰, Korte 1999).

Die ermittelten Werte der radialaxial-fibrösen Zemente (Concarena-Plattform) ergaben für $\delta^{18}\text{O}$ eine deutlichere Verringerung (2 bis 4‰) gegenüber den marinen Referenzwerten (Abb. 3.1). Sie besitzen einen Mittelwert von -5,01‰. Für die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der radialaxial-fibrösen Zemente (Mittelwert: 3,23‰) lässt sich dagegen keine signifikante Abweichung vom Referenzbereich feststellen.

Eine nochmalige Verringerung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gegenüber dem ladinisch/karnischen Meerwasser liefert die Analyse der botryoidalen Zemente. Mit Werten von -7,42‰ (Concarena-Plattform) und 9,34‰ (Pora-Plattform) tendieren sie deutlich zu leichteren Sauerstoffisotopen hin (Abb. 3.1). Ähnlich wie bei den radialaxial-fibrösen Zementen kann auch hier keine signifikante Abweichung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte vom Referenzbereich festgestellt werden.

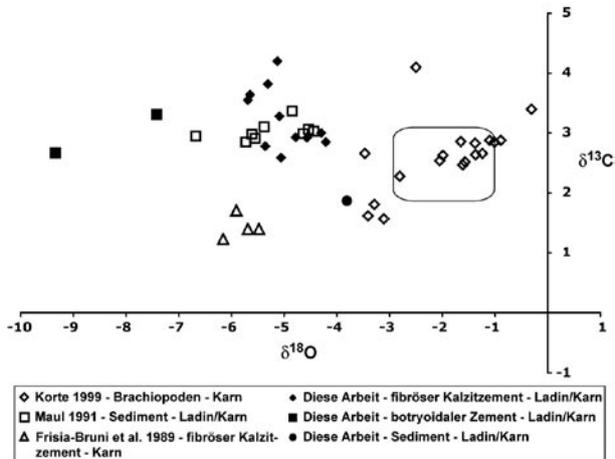


Abb. 3.1: Diagramm der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gegen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte einiger ladinisch/karnischer Karbonate der westlichen Tethys. $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind in ‰ angegeben. Basierend auf den von Korte (1999) durchgeführten Messungen an Brachiopodenschalen ergibt sich eine primäre Komposition des Meerwassers dieser Zeit zwischen +3‰ bis +2‰ $\delta^{13}\text{C}$ und -3‰ bis -1‰ $\delta^{18}\text{O}$.

3.6 Zusammenfassung & Zwischenergebnisse des Kapitels

Die beschriebenen Zementassoziationen der Concarena- und Pora-Karbonatplattform zeigen eine gute Übereinstimmung mit publizierten Abfolgen anderer Plattformen des Calcare di Esino (z.B. Grigna und Valle Brembana, Frisia-Bruni et al. 1989, Mutti & Weissert 1995). Ein Kennzeichen der Esino-Plattformen sind das verbreitete Vorkommen von Emersionshorizonten und die intensive Verkarstung in ihren obersten Bereichen. Bemerkenswert ist das verbreitete Vorkommen einer massiven frühen Zementation („*Evinospongiae*“) in den Ablagerungen des Calcare di Esino, was ein Indiz für vergleichbare Bildungsbedingungen in weiten Teilen der heutigen Lombardischen Alpen ist. Insbesondere die lagunären Bereiche und das Areal des Rückriffs der Concarena verfügen über eine frühmarine Zementation, die bis zu 90% des gesamten Karbonatvolumens stellen kann. Im Bereich des Riffandes wurden dagegen wesentlich geringere Gehalte an Zement beobachtet (40 bis 50%). Im Bereich des oberen Riffabhanges (Concarena- & Pora-Plattform) konnte ebenfalls eine massive frühe Zementation nachgewiesen wer-

den. Der volumetrische Anteil an Zement ist hier in manchen Bereichen ähnlich hoch wie im Rückriff- und Lagunenbereich der Concarena (bis 70% des gesamten Karbonatvolumens). Insgesamt trägt die frühe Zementation der Concarena und Pora-Karbonatplattform 30 bis 40% zur gesamten Karbonatproduktion bei, was z.B. bei der Concarena einem Anteil von 3 bis 4km³ an der heute aufgeschlossenen Plattform entspräche. Hinzu kommt die deutliche Verringerung des initialen Porenraumes. Die ausgewerteten Dünnschliffe zeigen eine Verfüllung des initialen Porenraumes mit frühmarinen Zementen von 55 bis 75%. Diese intensive Zementation verursachte eine Lithifikation der Plattform, wodurch die Kompaktion signifikant herabgesetzt wurde.

Für die Ermittlung der Kompaktion wurde eine einfache Berechnung der Volumenverringerng bei zunehmender Versenkung durchgeführt. Auf Basis empirischer Untersuchungen wurde festgestellt, dass die Gesteinsporosität exponentiell mit der Tiefe abnimmt (Stüwe 2000). Es besteht folgende allgemeine Beziehung:

$$\phi(z) = \phi_0 \exp(-r_c \cdot z) \tag{3.5}$$

- ϕ : Porosität
- ϕ_0 : initiale Porosität
- z : Tiefe in m
- r_c : gesteinspezifischer Kompaktionskoeffizient

Dies gilt allerdings nur unter der Voraussetzung, dass sich das Volumen der Karbonatplattform durch Abnahme der Porosität verringert. Hieraus folgt, dass das Gesteinsvolumen ohne Porenraum bei der Versenkung immer konstant bleibt (Stüwe 2000). In den Karbonatplattformen des Arbeitsgebietes wurden durchschnittlich 30 bis 40% des Porenraumes durch frühe Zemente verfüllt, wobei diese Zemente vermutlich von außen zugeführt wurden. Die initiale Porosität ergibt sich aus dem Verhältnis des Porenvolumens zum Gesamtvolumen des Gesteins $(1 - \rho_s / \rho_d)$. Für Kalkstein wird ein mittlerer Wert von 0,5 bis 0,6 angegeben (z.B. Goldhammer 1997). Daraus ergibt sich bei Verringerung von 55 bis 75% eine initiale Porosität von 0,27 bis 0,125 für die Plattformkarbonate des Calcare di Esino.

Für die Abschätzung der Mächtigkeit einer Einheit zu bestimmten Zeiten oder Tiefen und der ursprünglichen Mächtigkeit wurde folgende lineare Gleichung verwendet (van Hinte 1978):

$$h_x = ((1-\phi)h)/(1-\phi_x) \quad (3.6)$$

h_x : Mächtigkeit zur entsprechenden Zeit/Tiefe

h : aktuelle maximale Mächtigkeit

ϕ_x : Porosität zur entsprechenden Zeit/Tiefe

ϕ : aktuelle Porosität

Für die Concarena-Karbonatplattform konnten folgende Werte ermittelt werden:

h : 1500m

ϕ : 0,05-0,1

ϕ_0 : 0,27-0,125

Es ergibt sich dementsprechend eine ursprüngliche dekomprimierte Mächtigkeit von 1550m bis 1950m.

Für die Pora-Karbonatplattform ergeben sich folgende Werte:

h : 450m

ϕ : 0,05-0,1

ϕ_0 : 0,27-0,125

Die ursprüngliche dekomprimierte Mächtigkeit der Pora-Karbonatplattform betrug unter Berücksichtigung einer intensiven Zementation zwischen 460m und 585m

Die gemessenen stabilen Sauerstoffisotope der untersuchten Zemente sind durch eine Verringerung gegenüber den normalen marinen Werten gekennzeichnet. Eine vergleichbare Verringerung wurde von Bearbeitern zeitgleicher Abfolgen aus dem Bereich der westlichen Tethys beobachtet (Nördliche Kalkalpen: Maul 1991, Satterley et al. 1994, Zeeh 1995; Lombardische Alpen: Frisia-Bruni et al. 1989, Mutti & Weissert 1995). Das Vorkommen vadoser Zemente und die ausgeprägte Verkarstung im Topbereich der beiden untersuchten Plattformen

lassen einen signifikanten meteorischen Einfluss bei der Fraktionierung der Isotope vermuten. Mutti & Weissert (1995) sehen im ausgeprägten Monsunklima (siehe Kapitel Einführung – Klima) die Ursache für die Verringerung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte. Das Verhältnis der Sauerstoffisotope im Niederschlag ist dabei umgekehrt proportional zur Menge des Niederschlags (Rozanski et al. 1992). Die Isotopenzusammensetzung der untersuchten frühen Zemente des Ladin/Karn soll daher die Verringerung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und die durch das ausgeprägte Monsunklima bedingte Salinität im Oberflächenwasser widerspiegeln (Mutti & Weissert 1995). Für die hier untersuchten Proben kann jedoch die Überprägung der Werte während der tiefen Versenkung (Mikrorisse, Satteldolomit etc.) nicht ausgeschlossen werden.

Die an den Zementen gemessenen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte liegen im Vergleich zu den publizierten Daten anderer Plattformen des Calcare di Esino/Calcare Rosso (Frisia-Bruni et al. 1989, Mutti & Weissert 1995) im Bereich der marinen Referenzwerte von Korte (1999). Die Frage nach der Mitwirkung von atmosphärischem Kohlenstoff bei der Fraktionierung der Kohlenstoffisotope ist schwer einzuschätzen. Bei einem ausgeprägten Monsunklima sollten auch die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte verringert sein. Dies konnte für die untersuchten Proben indes nicht festgestellt werden. Es wird deshalb eher von einem marin-phreatischen Ursprung der aus radiaxial-fibrösen Zementen bestehenden Krusten des Untersuchungsgebietes ausgegangen.

KAPITEL 4: GEOMETRISCHE ANALYSE DER MITTEL- BIS SPÄTTRIASSISCHEN KARBONATPLATTFORMEN

4.1 Einführung

Die geometrische Analyse liefert wichtige Informationen über die interne Struktur und Ablageungsgeschichte einer Karbonatplattform. Darüber hinaus ergibt sie Hinweise auf die Art der Plattform-/Beckenübergänge. Bisher existieren nur für die anisische Camorelli-Karbonatbank (Gaetani & Gorza 1989) und für die karnische Karbonatrampe der Breno-Formation (Gnaccolini & Jadoul 1988) Untersuchungen zur Faziesverteilung und Plattformgeometrie. Für die Karbonatplattformen des ladinisch/karnischen Calcare di Esino gibt es demgegenüber bisher kein Modell, das die Plattformentwicklung beschreibt. Anhand der erfassten Geometrien ist es möglich, die Entwicklung des Akkommodationsraumes für den Zeitraum Ladin/Karn in diesem Teilbereich des Lombardischen Beckens zu rekonstruieren. Unter Akkommodationsraum versteht man dabei den Raum, der innerhalb eines Zeitintervalls für die Sedimentation zur Verfügung steht (Posamentier et al. 1988).

4.2 Zielsetzung

Durch die Auswertung von Panoramafotos und Geländeskizzen im Bereich des Pizzo Camino, der Concarena, des Monte Altissima und des Monte Pora und die Kartierung des Plattform-Beckenüberganges der Pora-Karbonatplattform wurde ein Modell der Entwicklung der im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen ladinisch/karnischen Esino-Karbonatplattformen aufgestellt. Dieses qualitative Modell bildet die Grundlage für die nachfolgenden Modellierungen der im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Plattform- und Beckenbereiche.

4.3 Methodik

Die im Gelände mit einer Analogkamera aufgenommenen Serienbilder wurden mit einem handelsüblichen Fotobearbeitungsprogramm (Adobe™ Pho-

toshop 7.0) zu Panoramen zusammengefügt. Unter Zuhilfenahme von Zeichnungen und den Geländeaufzeichnungen erfolgte im Anschluss die geometrische Auswertung. Zur graphischen Darstellung der Interpretationen wurden die Graphikprogramme FreeHand10 von Macromedia™ und Illustrator10 von Adobe™ verwendet. Der Plattform-Beckenübergang der Pora-Plattform lieferte aufgrund des starken Bewuchses nur eingeschränkt auswertbare Aufnahmen. Aus diesem Grund wurde hier eine geologische Kartierung des Plattform-Beckenrandes durchgeführt.

Einen Überblick über die Lage der aufgenommenen Panoramen liefert Abbildung 4.1.

4.4 Gebiet der Concarena

Concarena-Karbonatplattform

Im Bereich der Concarena-Plattform sind folgende Fazieszonen aufgeschlossen:

- Riffabhäng-Fazies, die den größten Teil des Concarena-Massivs umfasst und eine Mächtigkeit bis max. 1500m besitzt. Eine Unterteilung in einen proximalen bzw. distalen Riffabhäng ist möglich (Calcare di Esino/Pratotondo-Formation).
- Becken-Fazies (Wengen-Formation) im Basisbereich der Concarena-Plattform mit einer maximalen Mächtigkeit von 200m.
- Zyklisch aufgebaute Lagunen-Fazies im Bereich der Cima della Bacchetta mit einer aufgeschlossenen Mächtigkeit von ca. 800m.
- Riff-Fazies im Bereich der Cima della Bacchetta mit einer Mächtigkeit zwischen 15m und 60m.

Das Einsetzen der Plattformentwicklung der Concarena ist unklar. Aufschlüsse im östlichen Teil zeigen jedoch den Kontakt zwischen dem Calcare di Esino und der unterlagernden Wengen-Formation (Ono San Pietro, La Tavola). Hier erreichen die Sedimente des Riffabhanges auch ihre größte

Mächtigkeit mit etwa 1500m gestapelten, massiven Debris Flows. Die Fazies des Riffabhangs ist an allen Seiten der Concarena-Plattform erhalten. Besonders am östlichen und südlichen Rand können großdimensionale Clinoformen identifiziert werden. Die Geometrie dieses Plattform-Beckenüberganges zeigt Ablagerungscharakteristika *sensu* Schlager & Ginsburg (1981a). Am Ostrand der Concarena im

Bereich von La Tavola kennzeichnen eine kletternde Progradation der grobklastischen Schüttungskörper und eine Verzahnung mit den vulkanoklastischen Beckensedimenten der Wengen-Formation den Übergang vom Riffabhang in das Becken. Die Mächtigkeit und die Anzahl der karbonatischen Debris Flows, die den Beckensedimenten zwischengeschaltet sind, nehmen kontinuierlich zu.

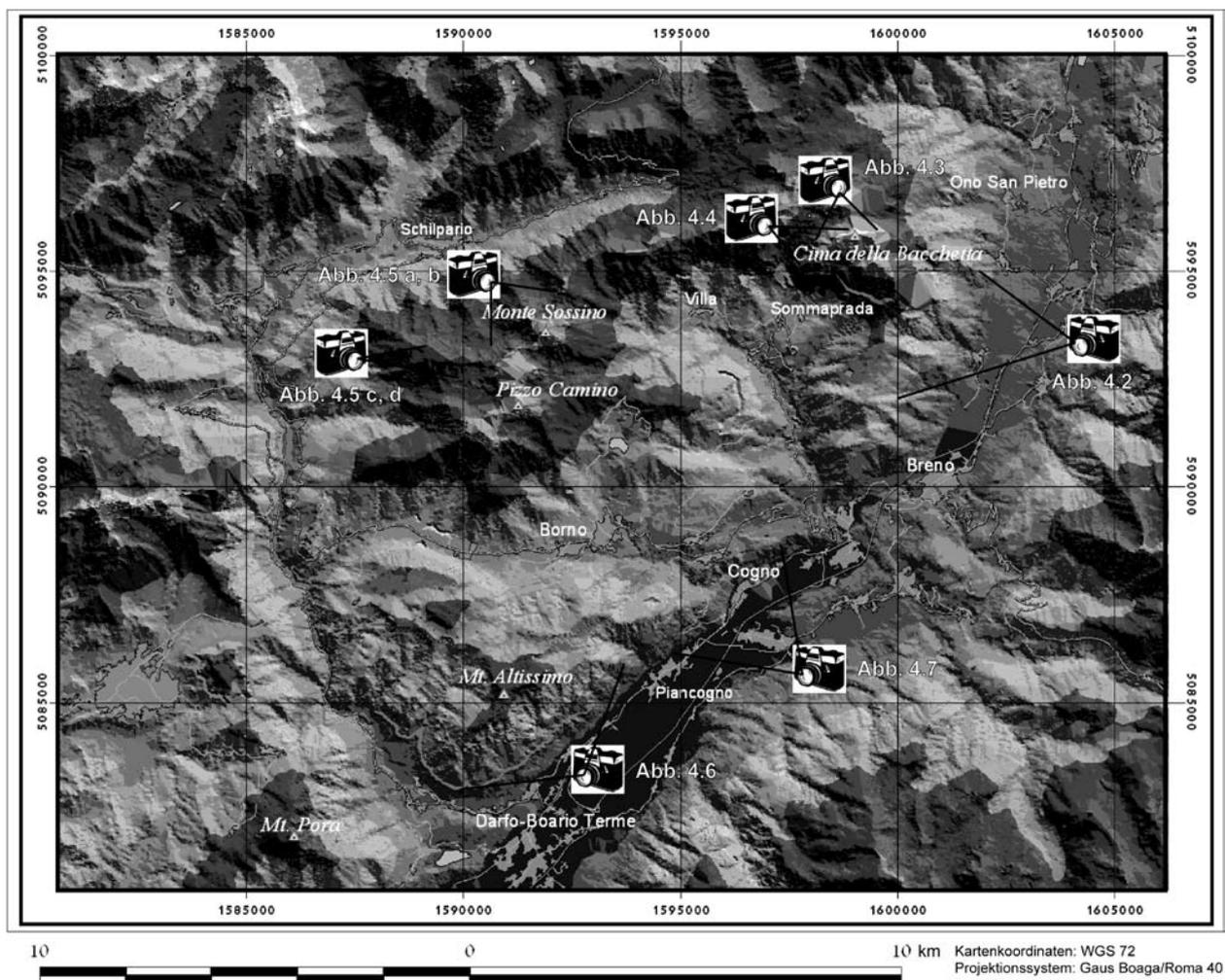


Abb. 4.1: Lagekarte der aufgenommenen Panoramabilder. Die Kartengrundlage wurde mit ArcView 3.3 generiert. Die Abbildungsnummern neben den Photoapparaten verweisen auf die im Text beschriebenen Panoramen.

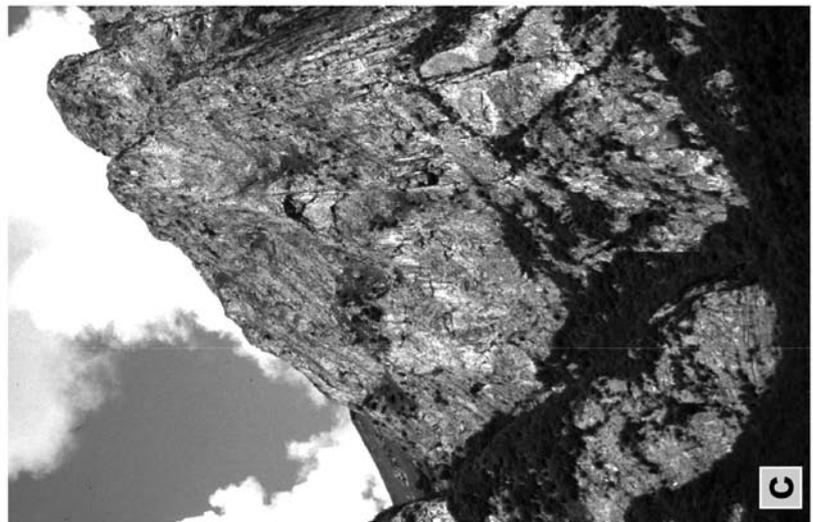
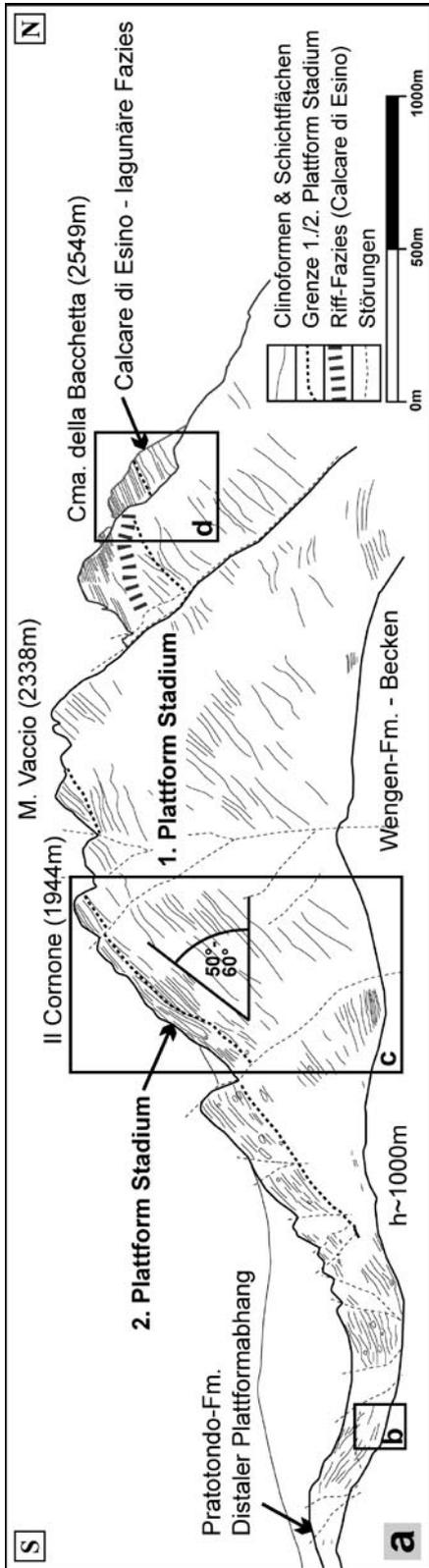
Abb. 4.2 (folgende Seite): Skizze und Photographien der Ostwand der Concarena.

4.2a: Interpretation der Schichtung, Clinoformen und Geometrien. Die Concarena zeigt eine 2-phasige Plattformentwicklung. Die Verstellung der Concarena lässt sich am besten im Bereich der Lagunen-Fazies nachweisen.

4.2b: Distale Plattformabhang-Fazies im Südtteil der Concarena. Die Schüttungskörper gehen in diesem Bereich in gut gebankte z.T. mikritische Kalksteine über (Pratotondo-Formation).

4.2c: Im proximalen Bereich des Plattformabhangs lassen sich die zwei Stadien der Plattformentwicklung nachweisen (siehe auch Interpretation in Abb. 4.2a).

4.2d: Lagunäre Fazies unterhalb der Cima della Bacchetta. Auch hier zeigt sich eine 2-phasige Entwicklung der Karbonatplattform.





Dies deutet auf eine hohe Karbonatproduktion zu diesem Zeitpunkt der Plattformentwicklung hin. Auch die distalen Bereiche der Schüttungskörper sind als Brekzien und Konglomerate ausgebildet. Die relativ hohe Menge an klastischem Input in das Becken sowie die moderate Progradation der Schüttungskörper sind das Kennzeichen des in diesem Gebiet aufgeschlossenen Basisbereichs der Concarena (leicht ansteigende Progradation *sensu* Bosellini 1984).

Am südlichen Rand der Concarena im Gebiet von Pratotondo ändert sich die geometrische Konfiguration der Schüttungskörper. Es lässt sich eine signifikante Mächtigkeitsreduktion der proximalen Schüttungskörper feststellen (Abb. 4.2a, c). Die hier abgelagerten Sedimente des Riffabhanges sind jünger im Vergleich zu den Aufschlüssen des östlichen Plattformrandes. In den distalen Bereichen gehen sie in die gut gebankten, dm-mächtigen, dunklen mikritischen Kalksteine der Pratotondo-Formation über („flattening out“ *sensu* Bosellini 1984). Eine Verzahnung mit den Schichten der Wengen-Formation ist nicht mehr feststellbar. Der vulkanoklastische Eintrag, der diese Formation kennzeichnet, war zu diesem späteren Zeitpunkt der Plattformentwicklung deutlich zurückgegangen. Als Ursache für die Umstellung der Sedimentation in diesem späteren Stadium kommt eine signifikante Abnahme der Karbonatproduktion in Betracht. Der natürliche Verfall des Systems wurde dabei vermutlich durch einen Abfall des eustatischen Meeresspiegels (Gaetani et al. 1998) bei gleichzeitiger Segmentierung der Becken ausgelöst (Assereto & Casati 1965; Brack 1984). Denkbar wäre auch eine Abnahme der Höhe des Riffabhanges durch eine zunehmende Verfüllung des Beckens und damit ein geringerer Gradient in diesem Bereich. Die schlechte Aufschlussituation im Beckenbereich lässt jedoch

keine Aussagen zur Verfüllung des Beckens zu.

Die heute aufgeschlossenen Gradienten des Plattformabhanges betragen ca. 50° bis 60° (Abb. 4.2a, c). Für die Ermittlung des Riffabhangwinkels muss jedoch die Schrägstellung der Plattform, die bis zu 30° beträgt, berücksichtigt werden. Daraus ergeben sich für den Plattformabhang ursprüngliche Winkel zwischen 20° und 30°. Diese relativ geringe Neigung ist für Plattformen der Trias mit diesen Mächtigkeiten ungewöhnlich. In den Dolomiten variieren die Winkel verschiedener Riffabhänge bei Mächtigkeiten größer als 800m zwischen 30° und 40° (Bosellini, 1984).

Dieser Unterschied der Concarena-Plattform zu den in den Dolomiten aufgeschlossenen Plattformen lässt sich nur durch eine differentielle isostatische Subsidenz zwischen dem Plattform- und Beckenbereich erklären, da synsedimentäre Störungen zwischen beiden Bereichen bisher nicht nachgewiesen werden konnten. Außerdem ist die scheinbar oblique-tangentiale Form der Schüttungskörper durch die spätere tektonische Schrägstellung der Plattform und durch der daraus resultierenden Deformation des Plattformabhanges begründet (Abb. 4.2a). Die Umstellung der Sedimentation scheint jedoch im Fall der Concarena nur bedingt auf eine zunehmende Verfüllung des Beckens und dementsprechend geringere Ablagerungsgradienten zurückführbar zu sein (nur schwach ansteigende Progradation, relativ große Höhendifferenz zwischen Plattformrand und Beckenbereich in diesem späten Stadium). Die ebenmäßige Bankung der Pratotondo-Formation (Abb. 4.2a, b) deutet auf eine eingeschränkte Sauerstoffzufuhr und damit geringe Bioturbation im Beckenbereich hin.

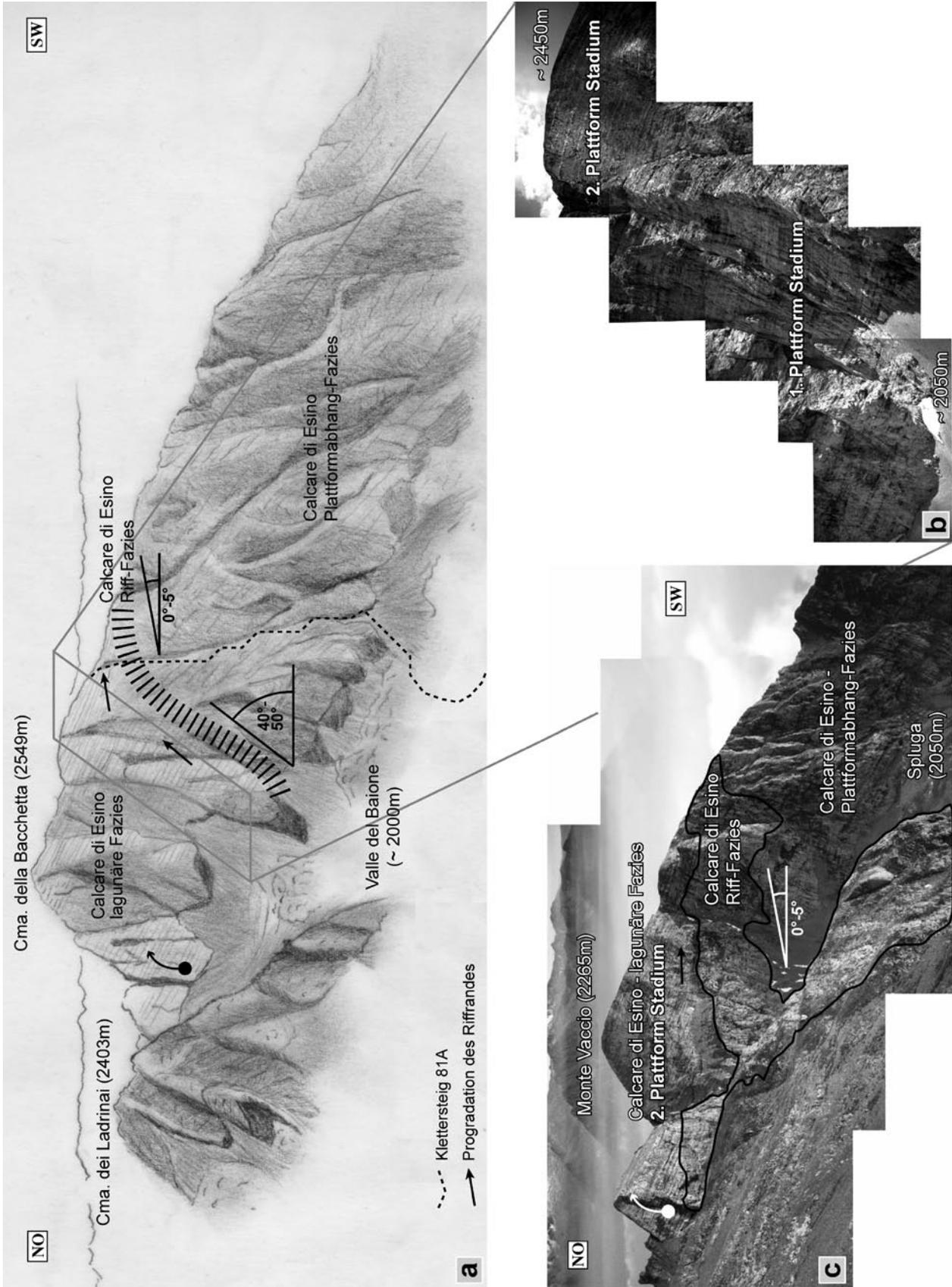
In den nordwestlichen und zentralen Bereichen der Concarena (Cima della Bacchetta, Monte Vaccio) ist

Abb. 4.3 (vorherige Seite): Lagune und Riffgürtel der Concarena im Bereich der Cima della Bacchetta.

4.3a: Panoramafoto der Nordwand der Cima della Bacchetta. Das Profil zeigt die mächtige Lagune der Concarena-Karbonatplattform.

4.3b: Vergrößerung der lagunären Fazies des 1. Plattformstadiums. In diesem Bereich finden sich häufig -mächtige symmetrische Zyklen.

4.3c: Gipfelbereich der Cima della Bacchetta mit den Sedimenten des 2. Plattformstadiums. Die lagunäre Abfolge setzt sich hier aus gestapelten, m-mächtigen asymmetrischen Zyklen zusammen. Im Vordergrund sind die Gesteine des Riffgürtel aufgeschlossen (A. Emmerich liefert den Maßstab).



die lagunäre Fazies der Plattform in einer Mächtigkeit von ca. 800m überliefert (Abb. 4.2d, 4.3a-c). Sie setzt sich im unteren Teil aus gut gebankten „shallowing-deepening- upward“-Zyklen zusammen (Abb. 4.3b). Die Zyklen sind überwiegend symmetrisch aufgebaut, wobei eine detaillierte Untersuchung der mehrere Meter mächtigen, hauptsächlich sub- und intertidalen Zyklen noch aussteht.

Im höheren Teil der lagunären Abfolge ist eine signifikante Abnahme der Schicht- und Zyklenmächtigkeit festzustellen (Abb. 4.3a, 4.4b). Im Gegensatz zu den während des ersten Stadiums gebildeten Zyklen, sind die Zyklen des zweiten Stadiums der Plattformentwicklung deutlich asymmetrisch aufgebaut (Abb. 4.3c). Die gut gebankten „shallowing-upward“-Zyklen enthalten häufig Tepees, PISOIDE sowie vadose und phreatische Zemente (siehe auch Kapitel 3). Sie wurden vermutlich im inter- bis supratidalen Bereich gebildet.

Eine exakte Unterteilung der zwei Stadien der Plattformentwicklung ist schwierig. Die aufgeschlossene lagunäre Fazies zeigt eher einen graduellen Übergang zwischen dem ersten und zweiten Stadium (Abb. 4.3, 4.4). Die Veränderungen können jedoch mit der Umstellung der Sedimentation am Riffabhang in Verbindung gebracht werden.

Größere Teile des Riffandes sind im Bereich des Gipfels der Concarena am topographisch und stratigraphisch höchsten Punkt der Abfolge, der Cima della Bacchetta, aufgeschlossen (Abb. 4.3c, 4.4c). Am Rückriff finden sich die in Kapitel 3 beschriebenen linsenförmigen Gebilde aus frühen Zementen. Daneben treten „*Tubiphytes*“ *multisiphonatus* Framestones auf, die Hügel von 1.5m Höhe und einer Ausdehnung von mehr als 4m bilden. Sie verzahnen sich mit Wacke-/Packstones, die feinkörnige Bioklasten wie Bivalven und Gastropoden, Pelloide, sessile inkrustierende Foraminiferen, Algen

und mikritisierte Wurmröhren enthalten. Der Riffgürtel besteht aus Framestones, die durch *in-situ* vorkommende Scleractinien gebildet wurden. Die Scleractinienkolonien der Concarena sind etwa 3 bis 4m hoch und besitzen einen Durchmesser von etwa 10m. Die gegenseitige Verzahnung der Kolonien ermöglichte die Bildung eines 15 bis 60m breiten Riffgürtels. Korallen der Ordnung Scleractinia existieren seit der Trias und erschienen am Ende des Ladin in weiten Teilen der Tethys (z.B. Flügel 2002).

In Richtung des obersten Plattformabhanges schließen sich dm-mächtige Talusblöcke an. Hinzu tritt wiederum das Mikroproblematikum vom Typ „*Tubiphytes*“ *multisiphonatus*. Am Nordwestrand der Cima della Bacchetta kann die geometrische Entwicklung des Riffandes rekonstruiert werden. Auch hier lässt sich die zweiphasige Entwicklung der Plattform nachweisen (Abb. 4.4a). Der untere Teil zeigt heutige Winkel der Progradation zwischen 40° bis 50° nach Süden. Unter Berücksichtigung der Plattformkipfung von 25° bis 30° nach Süden ergibt sich für das erste Stadium der Plattformentwicklung ein ursprünglicher Progradationswinkel von 65° bis 80°. Es fand also zu dieser Zeit nur eine moderate Progradation statt. Im höheren Teil, dem zweiten Plattformstadium, beträgt der heutige Progradationswinkel dagegen 0° bis 5°. Dies entspricht einem ursprünglichen Wert von ca. 30°. Demnach muss es zu dieser Zeit zu einem deutlichen Abfall des eustatischen Meeresspiegels oder zu einer Abnahme der totalen Subsidenz gekommen sein.

Pizzo Camino-Karbonatplattform

Das einzige bisher vorhandene biostratigraphische Grundgerüst zur Plattformentwicklung des Calcare di Esino wurde in wesentlichen Teilen im Bereich

Abb. 4.4 (vorherige Seite): Zeichnung und Panorama der Nordwestwand der Cima della Bacchetta sowie Panorama des Monte Vaccio.

4.4a: Zeichnung und Interpretation der Schichten, Clinoformen und Geometrien der Nordwestwand der Cima della Bacchetta. Die zwei Stadien der Plattformentwicklung spiegeln sich hier in einer unterschiedlich starken Progradation des Riffgürtels wieder. Anhand der lagunären Fazies kann die tektonische Verstellung der Plattform abgeschätzt werden.

4.4b: Die zwei Stadien der Plattformentwicklung im Bereich der ehemaligen Lagune.

4.4c: Progradation des Riffgürtels über die Sedimente des Plattformabhanges während des zweiten Stadiums (Bereich des Monte Vaccio).

des Pizzo Camino aufgestellt (Balini et al. 2000). Aufgrund der rezenten räumlichen Nähe und der vermutlichen Zugehörigkeit zum Plattformsystem der Concarena soll hier kurz auf die geometrischen Verhältnisse dieser Plattform eingegangen werden.

Im Bereich der Pizzo Camino-Plattform sind folgende Fazieszonen aufgeschlossen:

- Slope-Fazies (Esino-Formation) mit Mächtigkeiten bis 350m. Eine Unterteilung in proximalen und distalen Slope ist möglich.
- Becken-Fazies (Wengen-Formation) im Basisbereich der Pizzo Camino-Plattform mit maximalen Mächtigkeiten von 220m.

Im Bereich des Pizzo Camino ist nur ein geringer Rest der ursprünglichen Karbonatplattform vorhanden. Riff- oder Lagunenfazies konnten bisher nicht nachgewiesen werden. Am Fuße des Monte Sossino oberhalb von Schilpario und am Passo di Corna Bussa ist es möglich, die Geometrie der Clinoformen aufzunehmen. Zu sehen ist eine typisch oblique-tangentiale Form (Bosellini 1984) mit einem Auslaufen der Schüttungskörper in den ehemaligen Beckenbereich (Abb. 4.5a-d). Wie die Concarena ist die Pizzo Camino-Karbonatplattform leicht gekippt. Die heutigen Winkel der Schüttungskörper können daher nicht als die ursprünglichen betrachtet werden. Heutige Einfallswerte liegen zwischen 30° und 50°, nach der Korrektur ergeben sich Werte zwischen 25° und 35°, die in der Größenordnung der Winkel der Concarena-Plattform liegen. Das Vorkommen von Plattformbrekzien und Turbiditen bis etwa 90m unterhalb der eigentlichen Plattform sowie deren kontinuierliche Zunahme und ansteigende Mächtigkeit zum Hangenden deuten auf eine Progradation der Plattform hin.

Ein Vergleich der Mächtigkeit der Slopefazies des Pizzo Camino mit der Slopefazies der benachbarten Concarena und der Mächtigkeit der Beckensedimente deutet daraufhin, dass die Plattform ursprünglich eine wesentlich größere Ausdehnung und Mächtigkeit besaß. Die aufgeschlossenen vulkanoklastischen und karbonatischen Beckensedimente der Wengen-Formation zeigen im Bereich der obersten 90m den Einfluss der Pizzo Camino-Plattform in Form von eingeschalteten karbonatischen Turbiditen und Brekzienhorizonten (distaler Plattformabhang, Fopponi-Gebiet). Dies widerspricht der Auffassung von Balini et al. (2000), wonach die Basis der Plattform oberhalb dieser Beckensedimente am Fuß der massig ausgebildeten Schüttungskörper (proximaler Plattformabhang) gelegt wird (siehe Balini et al. 2000, Fig. 10). Daraus ergeben sich weit reichende Konsequenzen für die Alterseinstufung der Pizzo Camino-Plattform. Sie kann daher nicht als rein karnische Bildung angesehen werden (siehe Balini et al. 2000, Fig. 14). Ausgehend von den heute vorhandenen Plattformresten muss vielmehr von einem Einsetzen der Riffentwicklung im späten Ladin (*Regoledanus-Zone*) ausgegangen werden. Die Etablierung einer Zeitlinie, die Clinoformen schneidet (siehe Balini et al. 2000, Fig. 14, Fig. 15), sollte vermieden werden.

4.5 Gebiet des Monte Pora und Monte Altissimo

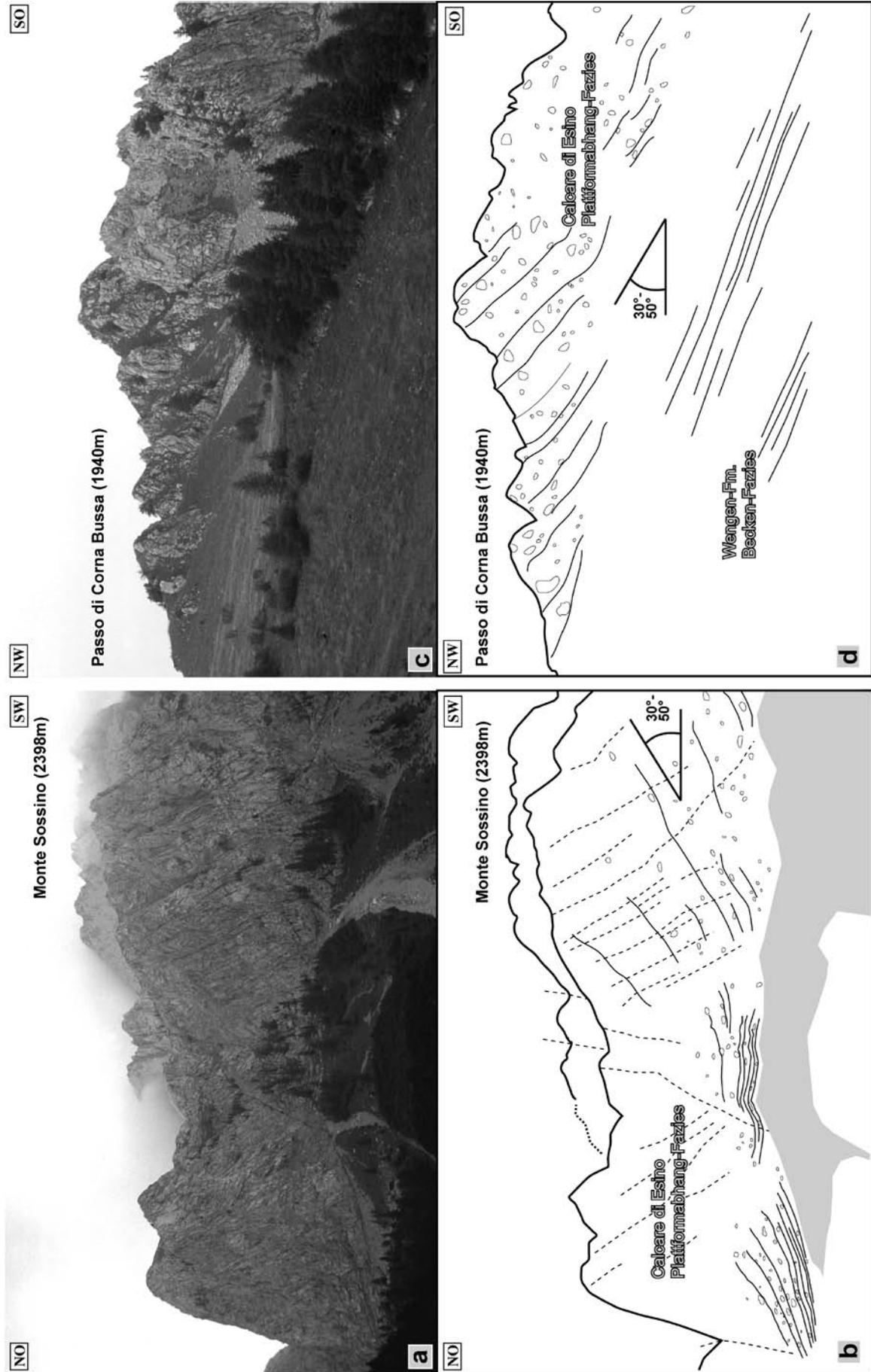
Für die im südlichen Val Camonica aufgeschlossene Karbonatplattform (Pora-Plattform) sind folgende Fazieszonen nachweisbar:

- Plattformabhang-Fazies südwestlich und nordöstlich des Monte Pora mit einer maximalen aufgeschlossenen Progradationsweite von ca. 12km und einer maximalen Mächtigkeit von 450m. Eine Unterteilung in proximalen und dis-

Abb 4.5 (folgende Seite): Plattform-Beckenübergänge der Pizzo Camino-Karbonatplattform mit einer Interpretation der Clinoformen und Geometrien.

4.5a, b: Die Nordwestwand des Monte Sossino zeigt den Übergang der Plattformabhang-Fazies des Calcare di Esino in die Beckenfazies der Wengen-Formation. Die aufgeschlossenen Schüttungskörper besitzen in den proximalen Bereichen Winkel zwischen 30° und 50°.

4.5 c, d: Verzahnung von Calcare di Esino und Wengen-Formation am Passo di Corna Bussa. Die schräg gestellten Schichten der Wengen-Formation zeigen ähnlich der Concarena eine tektonische Kippung der Plattform an.



talen Slope ist möglich.

- Becken-Fazies (Wengen-Formation) hauptsächlich im Nordosten des Monte Pora mit einer maximalen Mächtigkeit von 200m.
- Riff-Fazies im Bereich des Monte Pora mit einer Mächtigkeit zwischen 150 und 200m.

Die heute aufgeschlossene Pora-Karbonatplattform erstreckt sich über etwa 18km entlang der Nordwestflanke des Val Camonica. Sie setzt sich zu einem überwiegenden Teil aus den Ablagerungen des Plattformabhanges zusammen. Anhand der Clinoformen lässt sich eine Progradation von 12km nach Nordosten und ca. 3km nach Südwesten rekonstruieren. Nur im Bereich des Monte Pora deuten die Ablagerungen und Geometrien auf die Reste des ehemaligen Riffandes hin. Hier besitzen die Ablagerungen des Calcare di Esino mit 150 bis 200m auch ihre geringste Mächtigkeit, was auf ein ehemaliges Hochgebiet in diesem Bereich schließen lässt. Geringere Hangneigungen aufgrund stärkerer Erosion führten zu einem starken Bewuchs und kaum vorhanden Aufschlüssen. Eine ausgeprägte Verkarstung & vadose Zementation des Calcare di Esino ist ein weiteres Kennzeichen in diesem Bereich.

Im Gegensatz zur Concarena- und Pizzo Camino-Karbonatplattform konnte für die Pora-Plattform ein früheres Einsetzen des Riffwachstums festgestellt werden. Im Bereich des Monte Alto und des Monte Pora finden sich nur im Val Gola Reste der Wengen-Formation. Erst nordöstlich des Monte Altissimo ist eine größere Mächtigkeit der Wengen-Formation von bis zu 200m erhalten. Im Bereich des Dosso della Sessa überlagern die Gesteine des Calcare di Esino mit einer ausgeprägten Grenze vulkanoklastische, grüne Sand- und Siltsteine (Pietra Verde), die in die Buchenstein-Formation zu stellen sind. Aufschlüsse südwestlich des Val Bùdrio zeigen eine Verzahnung von Schüttungskörpern der Pora-Plattform mit den als Knollenkalken bezeichneten Schichten der Buchenstein-Formation (Profil Bùdrio). Vergleiche mit dem Referenzprofil von Bagolino (z.B. Brack & Rieber 1993) ergeben

ein Einsetzen der Riffentwicklung im Bereich der *Curionii-/Gredleri-Zone* des Ladin.

Wie erwähnt besteht die Pora-Plattform zu einem Großteil aus den Ablagerungen des Plattformabhanges. Besonders deutlich ist dies im Bereich des Monte Altissimo sichtbar. Hier bilden die gestapelten, aus Megabrekzien bestehenden Schüttungskörper aufgrund ihrer geringen Anfälligkeit gegenüber der Erosion eine ca. 400m hohe Steilwand. Zahlreiche, nach Nordwesten einfallende Clinoformen können identifiziert werden (Abb. 4.6a, b). Etwa ab dem Val di Bùdrio bis in den Bereich von Cogno verzahnen sich diese Schüttungskörper mit den Ablagerungen der Wengen-Formation. Die geometrische Analyse der Clinoformen ergab für den Bereich des Monte Altissimo eine oblique-tangentiale Form mit Plattformabhangwinkeln um 30°. Detaillierte Aufschlussaufnahmen zeigen den kontinuierlichen Übergang und die Verzahnung der karbonatischen Plattformabhangsedimente des Calcare di Esino mit den tonigen und siltigen Beckensedimenten der Wengen-Formation (Abb. 4.6a, b; geol. Karte im Anhang 4). Typisch sind Brekzienlagen (gravitative Massenverlagerungen), die beckenwärts in gradierte Lagen (Turbidite) übergehen. Einzelne Schüttungen erreichen im unteren Plattformabhang Mächtigkeiten von mehr als 10m (geol. Karte im Anhang 4) und sind im Becken mehrere Kilometer zu verfolgen.

Gegen Ende der Plattformentwicklung – aufgeschlossen zwischen Piancogno und Cogno – nimmt der Winkel der Clinoformen auf 5-15° ab (Abb. 4.7a, b). Die Clinoformen haben zudem eine parallele, flach auslaufende Form (Abb. 4.7a, b; geologische Karte im Anhang). Die beckenwärtigen Bereiche (Cogno) ähneln damit gegen Ende der Plattformentwicklung vom Profil her eher einer Karbonatrampe als einer typischen Karbonatplattform. Als Ursache dieser Umstellung muss die zunehmende Verfüllung des Beckens (Wengen-Formation und Plattformschüttungen) und die damit verbundene Abnahme der Plattformhöhe angenommen werden. Abschätzungen der Wassertiefe anhand der Höhe des Plattformabhanges ergeben maximale Werte um 450m zu Beginn der Plattformentwicklung.

Der Winkel der Progradation beträgt weniger als

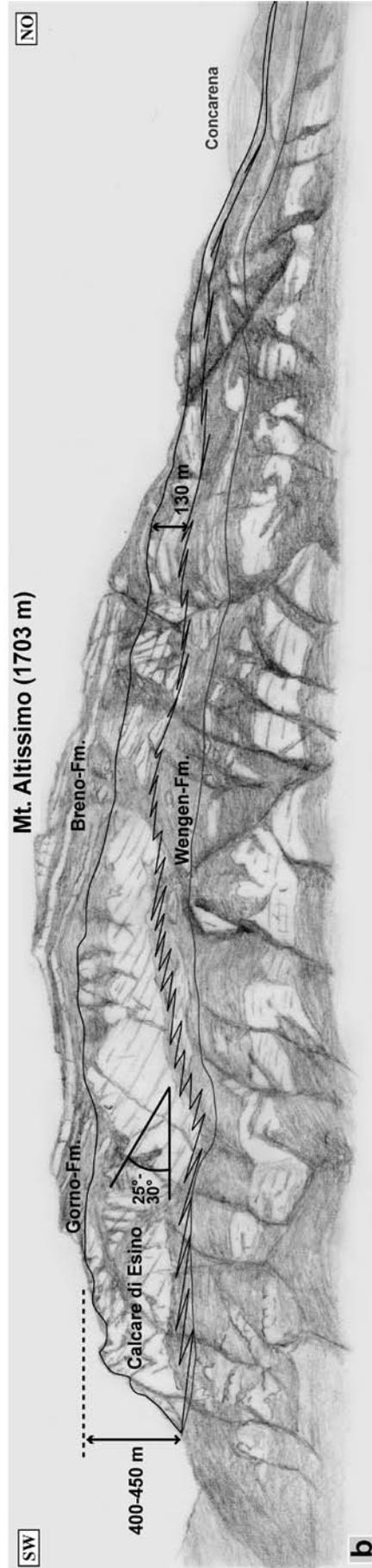


Abb. 4.6: Panorama des Plattform-Beckenüberganges der Pora-Karbonatplattform. Die stark progradierende Plattform verzahnt sich mit den Beckensedimenten der Wengen-Formation. Die kontinuierliche Reduktion des Calcare di Esino in nordöstliche Richtung zeigt die Verfüllung des Beckens zu dieser Zeit an. Dadurch änderte sich die Geometrie von einer typischen Plattform hin zu einer Karbonatrampe. Nach einer Phase der Erosion und Verkarstung folgten dem Calcare di Esino die lagunäre Gorno-Formation und die Karbonatrampe der Breno-Formation.

10°. Eine vergleichbar stark ausgeprägte Progradation findet sich bei der älteren Karbonatplattform des Rosengarten in den Dolomiten (z.B. Maurer 1999, Emmerich 2005b). Bemerkenswert sind auch die Ähnlichkeiten in Bezug auf die deutliche Asymmetrie im lateralen Wachstum der Plattform mit geringerer Progradation im Südwesten und ausgeprägter Progradation nach Nordosten. Diese Asymmetrie ist vermutlich auf die zu dieser Zeit vorhandene Topographie zurückzuführen. Die nachfolgenden siliziklastischen Schüttungen der Arenaria di Val Sabbia bestätigen die Entwicklung eines Hochgebietes in heutiger südlicher Richtung und damit die Ausbildung eines Süd-Nord-Gradienten im Ablagerungsprofil (tektonische Kippung) zur Zeit des späten Ladin und frühen Karn.

Insgesamt deutet die ausgeprägte Progradation auf hohe Karbonatproduktionsraten hin. Sie lagen ähnlich hoch wie die Karbonatproduktionsraten der Concarena (siehe Kapitel 9) und übertrafen hier bei Weitem die Rate der Neubildung von Akkommodationsraum.

Am Ende der Plattformentwicklung trat eine ausgeprägte Emersion auf, und das Becken war fast vollständig verfüllt. Die Ursache dieser ausgeprägten Emersion war hier der schon früher erwähnte Abfall des eustatischen Meeresspiegels (u.a. Jadoul et al. 1992c, Gaetani et al. 1998) im Bereich der Ladin/Karn-Grenze. Die Schichtgeometrien im Bereich des Monte Altissimo deuten darauf hin, dass es im Gegensatz zur Concarena zu einer teilweisen Erosion der höheren Plattformbereiche kam („top-lap“-Geometrie der Clinoformen). Die Ursache für diese Erosion liegt in der im Vergleich zu der Concarena-Plattform deutlich geringeren Subsidenz der Pora-Plattform.

4.6 Zusammenfassung & Zwischenergebnisse des Kapitels

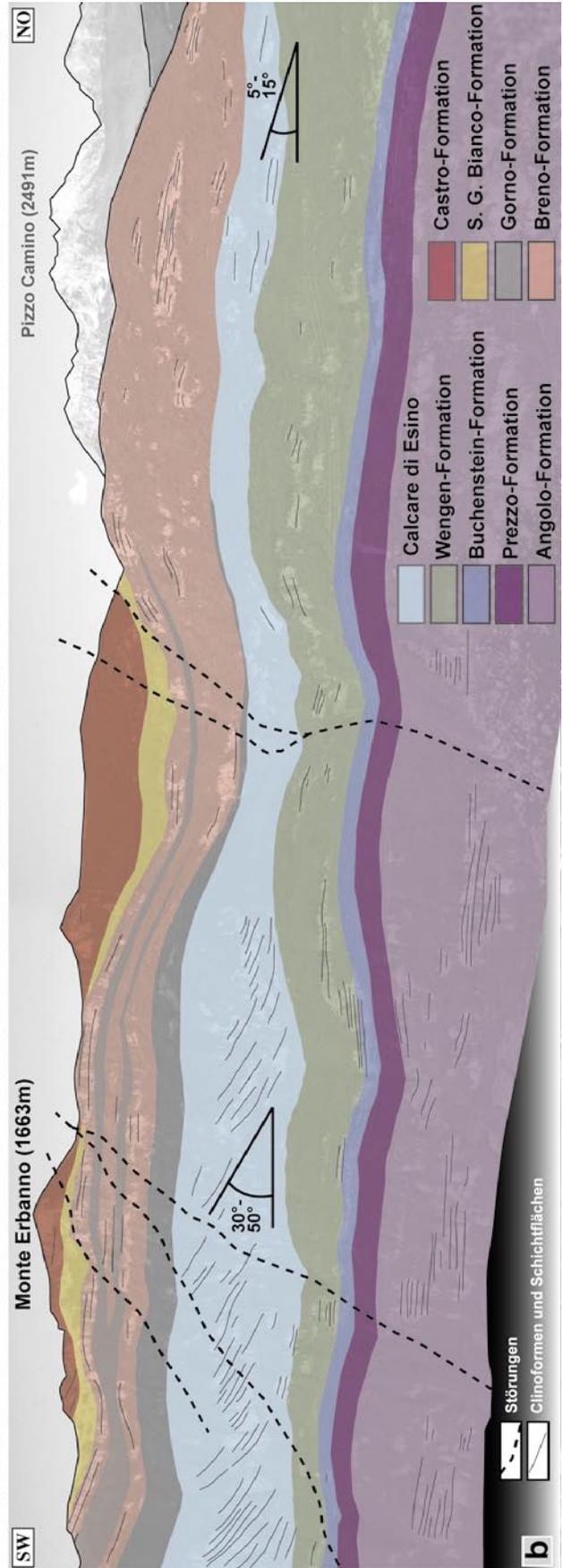
Die Differenzierung des Beckens erreicht im Arbeitsgebiet während des späten Ladin und frühen Karn einen Höhepunkt. Ausgangspunkt für die Entwicklung der Pora-Plattform ist das Gebiet, in dem sich schon die anisische Camorelli-Karbonatbank gebildet hatte. Geringe Mächtigkeiten der dort aufgeschlossenen Pora-Karbonatplattform sind ein Hinweis auf geringe Subsidenzraten und das Fortbestehen einer Hochzone im südwestlichen Teil des südlichen Val Camonica seit dem späten Anis. Die Plattformentwicklung setzte während der Ablagerung der Buchenstein-Formation ein – der Großteil der Plattform verzahnt sich jedoch mit der nachfolgenden Wengen-Formation. Bedingt durch die Kombination verschiedener Faktoren wie einer hohen Karbonatproduktion (Calcare di Esino), einem hohen Sedimenteintrag (Wengen-Formation), einer geringen totalen Subsidenz und dem Rückgang des eustatischen Meeresspiegels kam es zu einer ausgeprägten asymmetrischen Plattformprogradation bei gleichzeitiger Verfüllung des Beckens.

Im Gegensatz zur Pora-Plattform setzt die Plattformentwicklung im Concarena bzw. Pizzo-Camino-Gebiet vermutlich nicht in der Buchenstein-Formation ein, sondern erst nachdem es bereits über eine längere Zeit hinweg zur Ablagerung der Wengen-Formation gekommen war. Bisher ist jedoch auf Grund der schwierigen Aufschlusssituation unklar welche Art von Hochgebiet (früher gebildete Plattform, tektonisch oder vulkanisch bedingtes Hochgebiet etc.) das Einsetzen der Plattformentwicklung in diesem Gebiet ermöglichte. Als Ursache des späteren Einsetzens gegenüber der Pora-Plattform könnte die distale Position dieses Gebietes in Frage kommen, die ebenfalls durch die nachfolgenden karnischen Schichten angedeutet

Abb. 4.7 (folgende Seite): Sedimentologische Interpretation des Pora-Transektes zwischen Monte Erbanno und Annunciata.

4.7a: Panoramaphoto des Plattform-Beckenüberganges der Pora-Plattform.

4.7b: Formationen und Interpretation der Schichtung und Geometrie entlang der nordwestlichen Talflanke des Val Camonica. Die Schüttungskörper des Calcare di Esino zeigen eine Abnahme der Schüttungswinkel von SW nach NE. Die gesamte aufgeschlossene Abfolge umfasst einen Zeitabschnitt vom Anis bis zum Karn und ist hier ca. 1400 m mächtig.



wird.

Abweichende Plattformgeometrien und eine hohe Mächtigkeit der Concarena-Plattform deuten auf wesentlich höhere Subsidenzraten hin, als dies im südlichen Val Camonica der Fall war. Die moderate Progradation der Plattform im 1. Plattformstadium zeigt jedoch, dass die Rate der Karbonat-Produktion immer noch höher lag als die Rate der Neubildung des Akkommodationsraums. Im Bereich der Pizzo-Camino-Plattform sind lediglich Reste der ursprünglichen Plattform erhalten. Vorhandene Aufschlüsse lassen lediglich auf eine progradierende Plattform schließen.

Schon früher wurde erkannt, dass die zeitliche Einstufung des Calcare di Esino sehr variabel sein kann. In den westlichen Lombardischen Alpen (Grigna, Bergamasker Alpen) setzt die Plattformentwicklung bereits im Anis ein (Prezzo-Formation), wohingegen für die östlichen Lombardischen Alpen (Val Camonica, Brescianer Alpen) bisher von einem frühesten Einsetzen zur Zeit der Bildung der Wengen-Formation ausgegangen wurde (u.a. Casati & Gaetani 1979, Brusca et al. 1982, Brack & Rieber 1993). Für die Pora-Karbonatplattform ergeben die Untersuchungen dieser Arbeit ein Einsetzen der Plattformentwicklung zur Zeit der Buchenstein-Formation, was damit den ersten Nachweis für den Bereich der östlichen Lombardischen Alpen darstellt.

Einem rein karnischen Bildungsalter der Concarena-/Pizzo Camino-Plattform wie von Balini et al. 2000 postuliert kann nicht gefolgt werden. Die Geländebefunde zeigen deutlich die Verzahnung von Plattformabhangschüttungen mit den Beckensedimenten der Wengen-Formation, was auf einen früheren Beginn der Plattformentwicklung (spätes Ladin) schließen lässt.

Insgesamt lässt sich festhalten, dass die Beckenentwicklung im Ladin und frühen Karn ähnlich komplex wie in den Dolomiten ablief (Schlern-Formation/S. Cassian-Formation). Die differentielle Beckenentwicklung im Arbeitsgebiet und zwischen dem Bereich des Lombardischen Beckens und den Dolomiten sowie fehlende biostratigraphische Daten lassen jedoch keine exakte stratigraphische Korrelation dieser zwei Gebiete zu.

KAPITEL 5: SEQUENZSTRATIGRAPHIE

5.1 Einführung

Zahlreiche Faktoren wie z.B. Tektonik, eustatische Meeresspiegelschwankungen und Klima kontrollieren die Evolution eines Sedimentbeckens. Diese Steuerungsfaktoren lassen sich zwei wesentlichen Prozessen der Beckenevolution zuordnen: (i) der zeitlichen und räumlichen Entwicklung des Akkommodationsraumes (Raum, der für die Ablagerungen von Sediment zur Verfügung steht) sowie (ii) dem Transport und der Produktion der Sedimente. Aus der Interaktion der Schlüsselprozesse resultieren die sedimentären Ablagerungsmuster und die in den sedimentären Gesteinen überlieferten stratigraphischen Signaturen (Emery & Myers 1996). Auf der Analyse dieser Ablagerungsmuster und Signaturen basieren die Methoden der Sequenzstratigraphie.

Eine sequenzstratigraphische Analyse dient der Festlegung eines überregional anwendbaren, stratigraphischen Grundgerüsts der Beckenfüllung. Sie liefert erste Erkenntnisse zu den Sedimentationsprozessen und zur Entwicklung des Akkommodationsraumes. Neben der Korrelation, Kartierung dem optischen und physischen Tracing sedimentärer Einheiten und Fazieszonen im Gelände kann mit den Methoden der Sequenzstratigraphie auch eine Vorhersage zu ihrem stratigraphischen und räumlichen Auftreten getroffen werden. Diese Vorhersagemöglichkeit sedimentärer Einheiten und Fazieszonen bildet die Basis einer numerischen 2D-Vorwärtssimulation.

5.2 Zielsetzung

Die sequenzstratigraphische Analyse der im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen permo-triassischen Abfolgen soll bestehende bio-, litho-, und chronostratigraphische Daten aus dem Bereich des östlichen Lombardischen Beckens ergänzen. Ziel ist die Festlegung eines chronostratigraphischen Rahmens der permo-triassischen Beckenfüllung im Val Camonica. Eine verlässliche zeitliche Einstufung der Schichten ist ein wesentlicher Eingabeparameter der integrierten numerischen Beckenmodellierung.

Ein weiteres Ziel ist die Gewinnung von Informationen zur Genese und den Eigenschaften sequenzstratigraphischer Horizonte. Wichtig ist die Beantwortung der Frage, inwieweit die bisher für das Arbeitsgebiet definierten Sequenzen (Gaetani et al. 1998, Gianolla et al. 1998b) mit anderen Beckenbereichen korreliert werden können (lokal, regional, global). Dazu ist ein Vergleich der verschiedenen sequenzstratigraphischen Konzepte notwendig. Die Ermittlung erster qualitativer Daten zur Geschichte der Beckenfüllung, also zur Interaktion zwischen Sedimentanlieferung und dem zur Verfügung stehenden Akkommodationsraum, dient dem späteren Abgleich der Ergebnisse (modellierte Geometrien und Faziesverteilung im Arbeitsgebiet) aus der 2D-Vorwärtssimulation.

5.3 Grundprinzip der Sequenzstratigraphie

Die Methoden der Sequenzstratigraphie basieren auf der Erkennung und Interpretation genetisch zusammenhängender Schichtpakete, die durch Diskordanzen (Sequenzgrenzen) und den entsprechenden korrelativen Konkordanzen eingefasst werden (Nystuen 1989). In diesen Schichtpaketen können nach Gressly (1838) und Walther (1894) verschiedene Fazies gleichzeitig neben- und übereinander auftreten. Sie werden z.B. mit Hilfe von Systemtrakten verknüpft und zu einer Sequenz kombiniert (Mitchum et al. 1977a). Die Erkennung einer Sequenz beruht dabei vor allem auf der Erkennung sequenzstratigraphisch relevanter Horizonte (Sequenzgrenze, Transgressionsfläche, maximale Überflutungsfläche etc.), deren lateraler Kontinuität und Geometrie.

Die Methode der Sequenzstratigraphie hat auch Kritik erfahren. Hauptgrund hierfür ist vor allem die ungenügende Definition des sequenzstratigraphischen Vokabulars (z.B. Maßstab und Dauer einer Sequenz, Sequenzgrenze vs. Diskordanz) und das Nebeneinander verschiedener methodischer Ansätze. Diese Ansätze unterscheiden sich vor allem darin, wie einzelne Sequenzen identifiziert und unterteilt werden und in der Frage nach der Art der Prozesse, die die Entstehung der Sequenzen und der dazugehörigen Sequenzgrenzen kontrolliert haben

(Nystuen 1995). Dies führte zu zahlreichen, sich zum Teil widersprechenden geologischen Interpretationen sowie deren kontroverse Diskussion. Ein Beispiel hierfür ist unter anderem die sequenzstratigraphische Interpretation der triassischen Schichten der Südalpen.

Umfassende Einblicke in die Probleme der Sequenzstratigraphie bieten unter anderem die Arbeiten von Miall (1986, 1990) van Wagoner et al. (1988), Ross (1991), Posamentier & James (1993), Steel et al. (1993), van Wagoner (1995), Nystuen (1995) und Emery & Myers (1996).

Angesichts der verbreiteten Kritik und zur Vermeidung von Missverständnissen werden im Folgenden die gängigsten Methoden der Sequenzstratigraphie und der hier entwickelte und verwendete sequenzstratigraphische Ansatz zur Unterteilung der Abfolge im Val Camonica näher erläutert.

5.4 Methodik

Einige fundamentale Prinzipien, auf denen die Sequenzstratigraphie basiert, finden sich bereits in Arbeiten aus dem 18. und 19. Jahrhundert (u.a. Gressly 1838, Walther 1894, Chamberlin 1898). Einen Überblick über diese frühen Arbeiten gibt Nystuen (1995) oder Emery & Myers (1996).

5.4.1 *Kratonische Sequenzen, Wheelerdiagramme und Allostratigraphie*

Ihren eigentlichen Ursprung hat die Sequenzstratigraphie in den Arbeiten von Sloss (1959, 1963) und Wheeler (1958, 1959). Sie untersuchten Diskordanzen auf dem nordamerikanischen Kraton, die über große Entfernungen (interregional) nachweisbar waren. Diese Diskordanzen begrenzten jeweils eine stratigraphische Einheit von Gesteinen, eine Ablagerungssequenz. Vor allem die Arbeit von Wheeler (1958) enthielt einige sequenzstratigraphische Konzepte und war ein erster Versuch zur Einführung einer sequenzstratigraphischen Terminologie (Emery & Myers 1996). Von Wheeler (1958) stammt unter anderem der Begriff Zeit-stratigraphische Einheiten. Sie wurden in einem Zeit-Entfernungsdiagramm oder auch Wheelerdiagramm dargestellt.

Wheelerdiagramme haben eine große Bedeutung in der Sequenzstratigraphie, weil in ihnen neben den abgelagerten Gesteinseinheiten auch Schichtlücken und Diskordanzen in einem chronostratigraphischen Rahmen dargestellt werden können.

Wie bereits erwähnt sind die Sequenzen von Wheeler (1958, 1959) und Sloss (1959, 1963) von Diskordanzen begrenzt. Die Nordamerikanische Kommission für stratigraphische Nomenklatur führte 1983 für diese Art der Sequenz den Begriff allostratigraphische Einheit ein (Nystuen 1995). Dieser Begriff ist rein deskriptiv, hat keinerlei genetische Aussagen und besitzt auch keine Begrenzungen in Bezug auf den Maßstab der allostratigraphischen Einheit.

5.4.2 *Das klassische Exxon-Modell*

Mit der Entwicklung der Seismik in den sechziger und siebziger Jahren konnten zweidimensionale, seismische Aufnahmen von großen Beckenbereichen gewonnen werden. Darauf basierend entwickelten u.a. Vail & Sangree (1971), Mitchum et al. (1976, 1977a, b) und Vail et al. (1977a, b, c) Konzepte zur sequenzstratigraphischen Analyse und Interpretation der entsprechenden Becken transekte. Primäre seismische Reflektoren wurden als Schichtflächen und Diskordanzen mit einem ausgeprägten Geschwindigkeits- bzw. Dichtekontrast interpretiert. Die oftmals in den seismischen Transekten auftretenden Onlap-Muster wurden als Hinweise auf eine Interaktion der Sedimentation mit eustatischen Meeresspiegelschwankungen gedeutet. Hierdurch erhielt die Sequenz eine genetische Aussage. Da diese Art der Sequenzstratigraphie in einer Arbeitsgruppe von Exxon entwickelt wurde, wird sie auch als Exxon-Modell oder als das sequenzstratigraphische Konzept von Exxon bezeichnet.

Ablagerungssequenz und Sequenzgrenze

Die grundlegende stratigraphische Einheit des Exxon-Modells war die Ablagerungssequenz (engl.: depositional sequence). Sie wurde von Mitchum et al. (1977a) definiert. Im Gegensatz zur allostratigraphischen Einheit und den Sequenzen von Sloss (1963) wird die Ablagerungssequenz nicht nur von

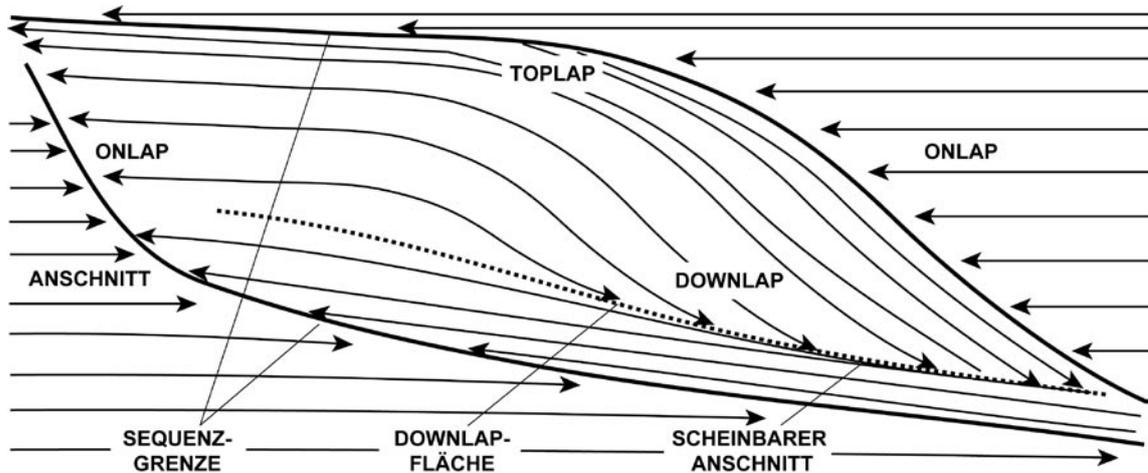


Abb. 5.1: Schematische Darstellung der geometrischen Muster, die in einer sequenzstratigraphischen Analyse untersucht werden (verändert nach Vail et al. 1991). Zu sehen sind Schichtendungen, Schichtungs-muster und Diskontinuitäten in der Schichtung mit denen eine Sequenz definiert werden kann.

Diskordanzen, sondern auch deren korrelativen Konkordanzen begrenzt. Dies hat den Vorteil, dass sie theoretisch beckenweit kartierbar ist. Der Maßstab ist ein weiterer Unterschied zwischen Ablagerungssequenz und allostratigraphischer Einheit. Die Ablagerungssequenz von Mitchum et al. (1977a) ist eine Ordnung kleiner als eine allostratigraphische Einheit.

Die eine Ablagerungssequenz begrenzenden Diskordanzen wurden als Sequenzgrenzen (engl.: sequence boundaries) bezeichnet. Nach der Definition von Mitchum et al. (1977a) repräsentieren sie einen signifikanten Hiatus, also einen Teil der geochronologischen Einheit, der nicht durch Sedimentschichten vertreten ist. Sequenzgrenzen zeigen Hinweise auf Erosion oder Nichtablagerung mit offensichtlichen Schichtterminationen, sie können jedoch mit Hilfe der Biostratigraphie und anderer Methoden (z.B. Seismik, Aufschlusskorrelation) auch in konkordante Abfolgen gelegt werden.

Sequenzarchitektur

Die Identifikation einer Ablagerungssequenz, der Sequenzgrenzen und deren korrelativen Konkordanzen in einem Transekt erfolgt mit Hilfe bestimmter geometrischer Muster. Mitchum et al. (1977b) definierten die Art der Schichtendungen von seismischen Reflektoren mit folgenden Begriffen: (i) erosiver Anschnitt; (ii) Onlap; (iii) Toplap; (iv)

Downlap; (v) Offlap (Abb. 5.1). Die Erkennung und Beschreibung einer Sequenz beruhte allein auf einer geometrischen Analyse der in der Seismik sichtbaren Ablagerungsmuster und Sequenzarchitektur. Diese Methode der seismischen Sequenzanalyse wurde von Vail et al. (1977b) mit einem genetischen Modell der Sequenzentstehung verknüpft, welches die Entstehung einer Ablagerungssequenz und der sie umfassenden Diskordanzen durch einen kompletten Zyklus des sich ändernden relativen Meeresspiegels erklärte. Darüber hinaus können verschiedene Lithologien und Fazies stratigraphisch und geographisch vorhergesagt werden. Die Verknüpfung der Ablagerungssequenz mit Änderungen des relativen Meeresspiegels war allerdings auch Anlass für eine umfassende Kritik an der Sequenzstratigraphie.

Die globale Meeresspiegelkurve

Das genetische Modell der Sequenzentstehung (Vail et al. 1977b) war die Grundlage, auf der Änderungen des relativen Meeresspiegels analysiert werden konnten. Der relative Meeresspiegel wurde dabei als ein offensichtliches Fallen und Steigen des Meeresspiegels in Bezug zu einer Landoberfläche definiert (Vail et al. 1977b). Mit Hilfe der seismischen Sequenzanalyse wurden so genannte Coastal Onlap-Kurven konstruiert. Coastal Onlap bezeichnet das landwärts fortschreitende Übergreifen von Küstenablagerungen in einer gegebenen

stratigraphischen Einheit (Mitchum et al 1977a), das mit einem Anstieg des relativen Meeresspiegels in Verbindung gesetzt wurde. Coastal Onlap konnte in zahlreichen marinen Becken verschiedenen Alters kartiert werden. Durch die chronostratigraphische Korrelation dieser lokalen und regionalen Coastal Onlap-Kurven ergab sich eine globale eustatische Meeresspiegelkurve (konstanter Bezugspunkt, z.B. Erdkern, Vail et al 1977c), die so genannte „Vail et al.-Kurve“ oder „Exxon-Kurve“. In dieser globalen eustatischen Meeresspiegelkurve spiegeln sich Meeresspiegelschwankungen verschiedener Ordnung wieder. Zyklen erster Ordnung haben eine Dauer von 200 bis 400Ma, die der zweiten Ordnung eine Dauer von 10 bis 100Ma und Zyklen der dritten Ordnung eine Dauer von 1 bis 10Ma. Später wurden noch weitere Zyklen kürzerer Dauer hinzugefügt. Die Karte der globalen eustatischen Meeresspiegelkurve dient als Standard, mit dessen Hilfe lokale und regionale Coastal Onlap-Kurven verglichen werden können. Bei fehlenden stratigraphischen Daten (Biostratigraphie etc.) wird damit, bei einer Übereinstimmung der Kurven, eine Altersaussage möglich.

Systemtrakte

Schon die Bearbeiter der ersten seismischen Transekte erkannten, dass die Ablagerungen in einem Sedimentbecken nicht gleichmäßig und kontinuierlich ausgebildet sind. Die Arbeitsgruppe von Exxon konnte anhand der Geometrie der seismischen Linien einzelne, unterscheidbare Pakete innerhalb einer Ablagerungssequenz identifizieren (Emery & Myers 1996). Für diese Pakete wurde der Begriff Systemtrakt (engl.: systems tract) verwendet. Sie bezeichneten damit eine Reihe miteinander verbundener, zeitgleicher Ablagerungssysteme (z.B. fluviatil, deltaisch, marin). Ein Ablagerungssystem umfasst dabei eine dreidimensionale Ansammlung verschiedener Lithofazies, die genetisch miteinander in Beziehung stehen (Fisher & McGowen 1967). Brown & Fisher (1977) erklärten, dass ein Sedimentbecken durch verschiedene Systemtrakte gefüllt wird, die sich als Antwort auf tektonische Bewegungen oder Änderungen im Liefergebiet über die Zeit entwickeln. Der Begriff Systemtrakt war

dementsprechend ein Synonym des von Walther (1894) geprägten Begriffs Faziesreihe.

5.4.3 Das überarbeitete Exxon-Modell

Nach der von Vail et al. (1977a, b, c) eingeleiteten Revolution der Stratigraphie wurden eine Reihe neuer sequenzstratigraphischer Ideen und Weiterentwicklungen des Exxon-Modells veröffentlicht. Es folgten jedoch auch zahlreiche Kontroversen in Bezug auf die Interpretation der stratigraphischen Geometrien, den relativen Einfluss von eustatischen gegenüber tektonischen Einflussfaktoren auf die erkannten Beckenarchitekturen und die Techniken zur Konstruktion eines globalen stratigraphischen Grundgerüsts auf der Basis eustatischer Meeresspiegelschwankungen (u.a. Miall 1990, Cloetingh 1991).

Aus diesem Grund veröffentlichte Van Wagoner et al. (1988) eine Arbeit, in der ein Überblick über die Grundkonzepte der Sequenzstratigraphie gegeben wurde, und die Terminologie kritisch überarbeitet und neu gefasst wurde. Weitere grundlegende Arbeiten wurden von Posamentier et al. (1988), Posamentier & Vail (1988) und Jervey (1988) veröffentlicht.

Sequenzen

Die fundamentale Einheit der Sequenzstratigraphie wurde von Van Wagoner et al. (1988) als Sequenz bezeichnet. Diese Sequenz wird von Diskordanzen (Sequenzgrenzen) und deren korrelativen Konkordanzen begrenzt. Im Gegensatz zur Ablagerungssequenz des klassischen Exxon-Modells wurde der Begriff Diskordanz enger definiert. Eine Diskordanz ist hiernach eine Fläche, die jüngere von älteren Schichten abgrenzt, und die Hinweise auf sub-

Sequenzordnung	Dauer	Referenz
1. Ordnung	> 50 Ma	Vail et al. (1991)
2. Ordnung	3-50 Ma	Vail et al. (1991)
3. Ordnung	0.5-3 Ma	Vail et al. (1991)
4. Ordnung	0.08-0.5 Ma	Vail et al. (1991)
5. Ordnung	0.1-0.15 Ma / 0.03-0.08 Ma	Mitchum & Van Wagoner (1991); Vail et al. (1991)

Tabelle 5.1: Sequenzen verschiedener Ordnung und deren entsprechende Bildungsdauer.

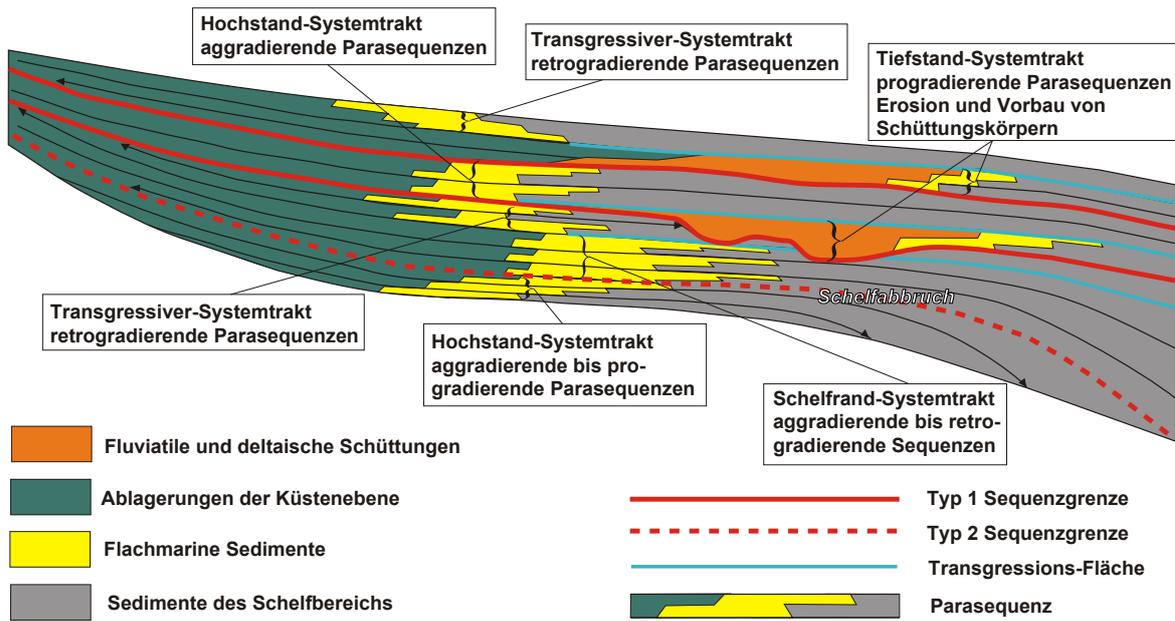


Abb. 5.2: Sequenzstratigraphische Einstufung nach dem Exxon Modell (verändert nach van Wagoner et al. 1992). Auf Basis verschiedener Systemtrakte, sequenzstratigraphischer Flächen sowie den geometrischen Ablagerungsmustern erfolgt die Definition von Typ 1 und Typ 2 Sequenzen.

aerische Erosion oder Exposition mit signifikantem Hiatus liefert (Van Wagoner et al. 1988). Die Sequenz kann weiter in Systemtrakte und Parasequenzen unterteilt werden, wobei die verschiedenen Grenzflächen ein chronostratigraphisches Grundgerüst für die Korrelation und Kartierung sedimentärer Gesteine liefern (van Wagoner et al. 1988).

Der Begriff der Sequenz erhielt auch in Bezug auf die stratigraphische Auflösung eine Erweiterung. Neben den Sequenzen 1., 2. und 3. Ordnung wurden nun auch Sequenzen 4. und 5. Ordnung (Tabelle 5.1) eingeführt (u.a. Loutit et al., 1988, Donovan et al. 1988). Diese neue, hoch auflösende Sequenzstratigraphie hatte ihren Ursprung in Arbeiten, die nicht mehr nur seismische Transekte, sondern verstärkt Aufschlüsse, Bohrkerne und Bohrlochmessungen sequenzstratigraphisch untersuchten. Nach Mitchum & van Wagoner (1991) stehen Sequenzen 3., 4. und 5. Ordnung mit zyklischen Meeresspiegelschwankungen in Verbindung, die wiederum auf die orbitalen Milankovitch-Zyklen der Exzentrizität, Schiefe und Präzession zurück geführt werden können. Damit lässt sich das sequenzstratigraphische Konzept mit dem Konzept der Zyklusstratigraphie verbinden (Nystuen 1995).

Sequenzgrenzen

Im überarbeiteten Exxon-Modell werden zwei Typen von Sequenzgrenzen unterschieden: Typ 1 und Typ 2 (van Wagoner et al. 1988, Posamentier et al. 1988).

Eine Typ 1 Sequenzgrenze kann folgendermaßen charakterisiert werden: (i) subaerische Exposition und Erosion in Verbindung mit Flussverjüngung; (ii) beckenwärtige Verlagerung der Fazies; (iii) beckenwärtige Verlagerung des Coastal Onlap; (iv) Onlap der jüngeren, überlagernden Schichten an die Sequenzgrenze. Die Typ 1 Sequenzgrenze bildet sich, wenn die Rate des eustatischen Meeresspiegelabfalls die Subsidenzrate am ablagerungsbedingten Küstenlinienabbruch (engl: depositional shoreline break) übersteigt, was einen Abfall des relativen Meeresspiegels an dieser Stelle zur Folge hat (Abb. 5.2)

Eine Typ 2 Sequenzgrenze ist im landwärtigen Teil ebenfalls durch subaerische Exposition gekennzeichnet. Im Gegensatz zur Typ 1 Sequenzgrenze zeigt sie indessen keine ausgeprägte Erosion und beckenwärtige Verlagerung der Fazies (Abb. 5.2). Sie bildet sich, wenn am Küstenlinienabbruch die Rate des eustatischen Meeresspiegelabfalls gerin-

ger als die Subsidenzrate ist. Dadurch kommt es nicht zu einem Abfall des relativen Meeresspiegels an dieser Küstenlinienposition (van Wagoner et al. 1988).

Das Grundproblem dieser Grenzziehung ist deren schwierige Anwendbarkeit in distalen Beckenbereichen. Sequenzgrenzen können in diesen Bereichen aufgrund des Fehlens deutlicher lithologischer Wechsel kaum identifiziert werden (u. a. Galloway (1989 a, b, Embry 1995). Ein weiteres Problem kann sich bei der Festlegung der Sequenzgrenze in randlichen Beckenbereichen ergeben. Dort gibt es theoretisch zwei mögliche Lösungen: (i) die Fläche, die mit dem initialen Beginn des relativen Meeresspiegelabfalls in Verbindung steht, (ii) die Fläche, die mit dem tiefsten relativen Meeresspiegel korrespondiert (Helland-Hansen & Gjelberg 1994).

Relativer Meeresspiegel und Wassertiefe

Im Gegensatz zu Vail et al. (1977b), die den relativen Meeresspiegel mit dem offensichtlichen Fallen und Steigen des Meeresspiegels in Bezug zu einer Landoberfläche beschrieben haben, wurde der relative Meeresspiegel von Posamentier et al. (1988) mit der Basis der Sedimentabfolge bzw. dem Top des Grundgebirges (engl.: basement) verknüpft. Dadurch setzen sich Änderungen des relativen Meeresspiegels nun aus der Summe der eustatischen und tektonischen Bewegungen zusammen. Wird vom relativen Meeresspiegel das akkumulierte Sediment abgezogen, erhält man einen Wert für die entsprechende Wassertiefe.

Akkommodation und Sedimentanlieferung

Jervey (1988) erkannte, dass die Ausbildung einer Sequenz auch von dem zur Verfügung stehenden Ablagerungsraum abhängt. Er führte das Konzept der Akkommodation (engl.: accommodation) ein, mit dem er den verfügbaren Raum für potentielle Sedimentakkumulation beschrieb. Dieser Akkommodationsraum ist das Resultat von Meeresspiegelschwankungen und negativer oder positiver tektonischer Subsidenz. Posamentier et al. (1988) fügte darüber hinaus den durch gleichzeitige Sedimentkompaktion/-dekompaktion und isostatische Ausgleichsbewegungen geschaffenen oder vernichteten

Raum hinzu.

Die tatsächliche Sedimentakkumulation hängt von der Sedimentanlieferung in den Akkommodationsraum ab (Jervey 1988, Posamentier et al. 1988). Im Gegensatz zum Akkommodationsraum steht die Sedimentanlieferung nicht oder nur sehr entfernt mit Meeresspiegelschwankungen in Beziehung. Sie ist vielmehr von den Verhältnissen im Hinterland (Klima, Morphologie etc.) abhängig. Obwohl der große Einfluss der Sedimentanlieferung auf die Ausbildung der Sequenzen erkannt wurde, vermutete man weiterhin, dass der sich wesentlich schneller ändernde Meeresspiegel eine dominante Rolle bei der Sequenzausbildung einnimmt (Vail et al. 1987).

Systemtrakte

Posamentier et al. (1988) und Van Wagoner et al. (1988) verwendeten und erweiterten den Begriff Systemtrakt im Rahmen von Sequenzanalysen. Zur Unterteilung einer Sequenz wurden vier Typen von Systemtrakten eingeführt: Tiefstand- (engl.: lowstand), Transgressiver- (engl.: transgressive), Hochstand- (engl.: highstand) und Schelfrand- (engl.: shelf margin) Systemtrakt (Abb. 5.2). Diese Systemtrakte wurden auf der Basis der verschiedenen Grenzflächen, ihrer Position in der Sequenz, den Stapelungsmustern so genannter Parasequenzen und nicht durch einen relativen Bezug zu einer globalen Meeresspiegelkurve definiert (Van Wagoner et al. 1988). Die Auswahl der Begriffe ist jedoch unglücklich, da sie eine genetische Beziehung zu einem sich ändernden Meeresspiegel vermuten lassen.

Parasequenzen

Der Begriff der Parasequenz wurde von Van Wagoner (1985) und Van Wagoner et al. (1988) genauer definiert. Sie bezeichneten damit eine gleichmäßige Abfolge von genetisch miteinander in Beziehung stehenden Schichten, die von marinen Überflutungsflächen begrenzt werden. Nach Van Wagoner et al. (1988) sind Parasequenzen vor allem in den Ablagerungen des Schelfs, der küstennahen Zone und der Küstenebene ausgebildet. In fluvialen und tiefmarinen Bereichen treten sie gewöhnlich nicht auf. Die Schichten einer Parasequenz

zeigen eine Verflachungstendenz, was auf eine Sedimentation in Gebieten mit begrenztem Akkommodationsraum hinweist. Die Sedimentanlieferung lag dabei über dem Fassungsvermögen des zur Verfügung stehenden Akkommodationsraumes.

Siliziklastische Parasequenzen zeigen meist ein progradierendes Muster, wohingegen karbonatische Parasequenzen aggradierende Muster besitzen (Van Wagoner et al. 1988). Marine Überflutungsflächen sind Flächen, die jüngere von älteren Schichten abgrenzen und durch eine abrupte Zunahme der Wassertiefe gekennzeichnet sind.

5.4.4 Das Galloway-Modell

Eine gründliche Analyse der sedimentären Beckenfüllung muss die dreidimensionale Verteilung von Ablagerungssystemen sowie deren Fazieskomponenten, Schichtgeometrien, Grenzflächen und kondensierten Abfolgen umfassen (Galloway 1989 a). Die fundamentalen Einheiten der Beckenfüllung sind nach Galloway (1989 a, b) genetisch-stratigraphische Sequenzen, die von maximalen Überflutungsflächen begrenzt werden.

Genetisch-stratigraphische Sequenz

Die genetisch-stratigraphische Sequenz wurde von Galloway (1989 a, b) auf der Basis von Konzepten von Busch (1959, 1971), Fisher and McGovern (1967), Fisher (1969) und Frazier (1974) definiert. Diese Arbeiten untersuchten die Architektur deltaischer Beckenfüllungen. Darin oftmals vorkommende marine Überflutungsflächen dienten der Unterteilung von stratigraphischen Einheiten bzw. von Ablagerungssystemen. Galloway (1989 a, b) erkannte die Bedeutung maximaler Überflutungsflächen und benutzte sie, um seine genetisch-stratigraphische Sequenz an der Basis und am Top abzugrenzen. Er wies außerdem darauf hin, dass Schichtlücken durch zahlreiche Prozesse entstehen können und aufgrund der Prinzipien der Massenerhaltung und Volumenaufteilung (Walther 1894, Barell 1912) in ihrer Ausdehnung räumlich begrenzt sind. Dementsprechend lässt sich die Exxonmethode nur beschränkt für die Unterteilung einer Beckenfüllung anwenden.

Die genetisch-stratigraphische Sequenz besitzt nach Galloway (1989a) zahlreiche Vorteile gegenüber der Ablagerungssequenz des klassischen Exxon-Modells. So kann die Überflutung des Beckenrandes leicht in seismischen Sektionen, Aufschlüssen und Bohrlochdaten erkannt werden. Weiterhin kann die Fläche der maximalen Überflutung in nicht-marine und tiefmarine Abfolgen interpoliert werden (Nystuen 1995). Kondensierte marine Intervalle, die mit einer maximalen Überflutung in Beziehung stehen, sind gegenüber den im Exxon-Modell verwendeten Diskordanzen oft fossilreich, so dass eine hochauflösende biostratigraphische Korrelation möglich ist. Maximale Überflutungsflächen haben überdies eine größere Ausdehnung und größeres Korrelationspotential als die Typ 2 Sequenzgrenzen des Exxon-Modells (Nystuen 1995).

Wie die Sequenzgrenze des Exxon-Modells kann jedoch auch die maximale Überflutungsfläche des Galloway-Modells in tiefmarinen Abfolgen mit Hilfe der Seismik nur sehr eingeschränkt festgelegt werden. Besser lässt sie sich durch Bohrlochmessungen (z.B. Gammastrahlung) nachweisen. Ein großes Problem des Galloway-Modells und damit Hauptkritikpunkt ist, dass die genetisch-stratigraphische Sequenz aufgrund ihrer Abgrenzung signifikante Schichtlücken (Diskordanzen, Hiati) enthält und keine einheitliche genetische Abfolge darstellt. Sie steht damit im Widerspruch zur ursprünglichen Sequenzdefinition von Mitchum et al. (1977a) und zu einem wesentlichen Ziel der Sequenzstratigraphie, der Abgrenzung separater genetischer Einheiten.

5.4.5 Das Embry-Modell

Es existieren zahlreiche Arbeiten, in denen sedimentäre Gesteinseinheiten mit einem transgressiven, liegenden und einem regressiven, hangendem Abschnitt beschrieben werden (Nystuen 1995). Diese Transgressiv-/Regressiv-Abfolgen wurden u.a. von Embry (1988, 1993), Mork et al. (1989), Johannessen & Embry (1989) und Johannessen et al. (1995) zur regionalen, sequenzstratigraphischen Analyse und Unterteilung von Sedimentbecken verwendet.

Transgressiv-Regressiv Sequenz

Die von Embry (1988) eingeführte und von Embry & Johannessen (1992) genauer definierte Transgressiv-Regressiv (T-R) Sequenz geht auf den Begriff T-R Zyklus von Johnson et al. (1985) zurück. Eine T-R Sequenz wird im Beckenrandbereich von subaerischen Diskordanzen oder Sedimentationsunterbrechungen bzw. Erosion in Folge einer Transgression und zum Becken hin von so genannten Transgressionsflächen begrenzt (Embry 1988, 1993, 1995). Eine Transgressionsfläche grenzt regressive Schichten im Liegenden von transgressiven Schichten im Hangenden ab. Sie entspricht somit dem Zeitpunkt der maximalen Regression, weshalb der Begriff Transgressionsfläche irreführend ist.

Die T-R Sequenz setzt sich aus zwei Systemtrakten zusammen, einem transgressiven Systemtrakt und einem regressiven Systemtrakt. Der Übergang vom transgressiven zum regressiven Systemtrakt wird mit Hilfe der Fläche der maximalen Überflutung bestimmt. Der transgressive Systemtrakt der T-R Sequenz entspricht dem transgressiven Systemtrakt der Ablagerungssequenz des Exxon-Modells. Im Gegensatz dazu beinhaltet umfasst der regressive Systemtrakt der T-R Sequenz den Tiefstand-, Hochstand- und Schelfrand-Systemtrakt der Ablagerungssequenz. Die T-R Sequenz kann, bei einer Abgrenzung mit subaerischen Diskordanzen, im Beckenrandbereich den Typ 1/Typ 2 Sequenzen des überarbeiteten Exxon-Modells entsprechen. Beckenwärts unterscheidet sich die T-R Sequenz in ihrer Abgrenzung (Transgressionsflächen) jedoch von den zuvor beschriebenen Sequenzen (Exxon-Modell, Galloway-Modell).

Ausgangspunkt für die Einführung der T-R Sequenz war die Kritik an der Abgrenzung der Ablagerungssequenz des Exxon-Modells im Becken. Die in diesem Modell verwendete beckenwärtige Abgrenzung mit Hilfe korrelativer Konformitäten ist nach Embry (1993, 1995) nicht ohne Probleme durchführbar. Es herrschte große Unsicherheit, ob die Sequenzgrenze an den Beginn (Posamentier et al. 1992) oder das Ende (Jervy 1988) des Abfalls des relativen Meeresspiegels gelegt werden sollte. In beiden Fällen handelt es sich bei der Sequenz-

grenze hauptsächlich um einen theoretischen Zeit-horizont ohne einen ausgeprägten lithologischen Wechsel (Embry 1995). Dieser fehlende lithologische Abdruck wird damit begründet, dass es während des Wechsels vom Anstieg zum Abfall des relativen Meeresspiegels und umgekehrt zu keinen signifikanten Verschiebungen in den sedimentären Mustern und Änderungen der Sediment-Eintragsraten im Bereich des marinen Schelfs und im Becken kommt (Embry 1995). Aus diesem Grund ist es nach Embry (1995) nahezu unmöglich, auf der Grundlage dieser Definition Sequenzgrenzen über einen kompletten Beckenbereich festzulegen, was die praktische Anwendbarkeit der Ablagerungssequenz für die Korrelation signifikant reduzieren würde. Der wesentliche Vorteil der T-R Sequenz ist, dass die zur Abgrenzung verwendete Transgressionsfläche in den meisten marinen Abfolgen aufgrund eines deutlichen lithologischen Wechsels nachgewiesen werden kann (Embry 1993, 1995). So kann eine Transgressionsfläche in Silt- und Ton-dominierten Epikontinentalbecken, aber auch in sandreichen oder Karbonat-dominierten beckenrandlichen Ablagerungsräumen erkannt und beschrieben werden (Nystuen 1995). Der größte Nachteil der T-R Sequenz ist demgegenüber die potentielle Diachronie zwischen der Transgressionsfläche und der subaerischen Diskordanz (Sequenzgrenze des Exxon-Modells). Außerdem muss die Beckenvertiefung, die an die Transgressionsfläche geknüpft ist, zeitlich nicht mit einer beckenrandlich auftretenden Transgression (landwärtige Verlagerung der Küstenlinie) übereinstimmen (Helland-Hansen & Martinsen 1996).

5.4.6 Das Cross-Modell

Zahlreiche physikalische, chemische und biologische Prozesse sind an der Produktion, Verteilung und Ablagerung von Sediment auf der Erdoberfläche beteiligt. Da es im Allgemeinen nicht oder nur sehr schwer möglich ist, den jeweiligen Anteil eines Prozesses aus der überlieferten Stratigraphie abzuleiten, gruppierten Cross (1988, 1991) und Cross et al. (1993) diese Prozesse in zwei Variablen – Akkommodation (A) und Sediment-

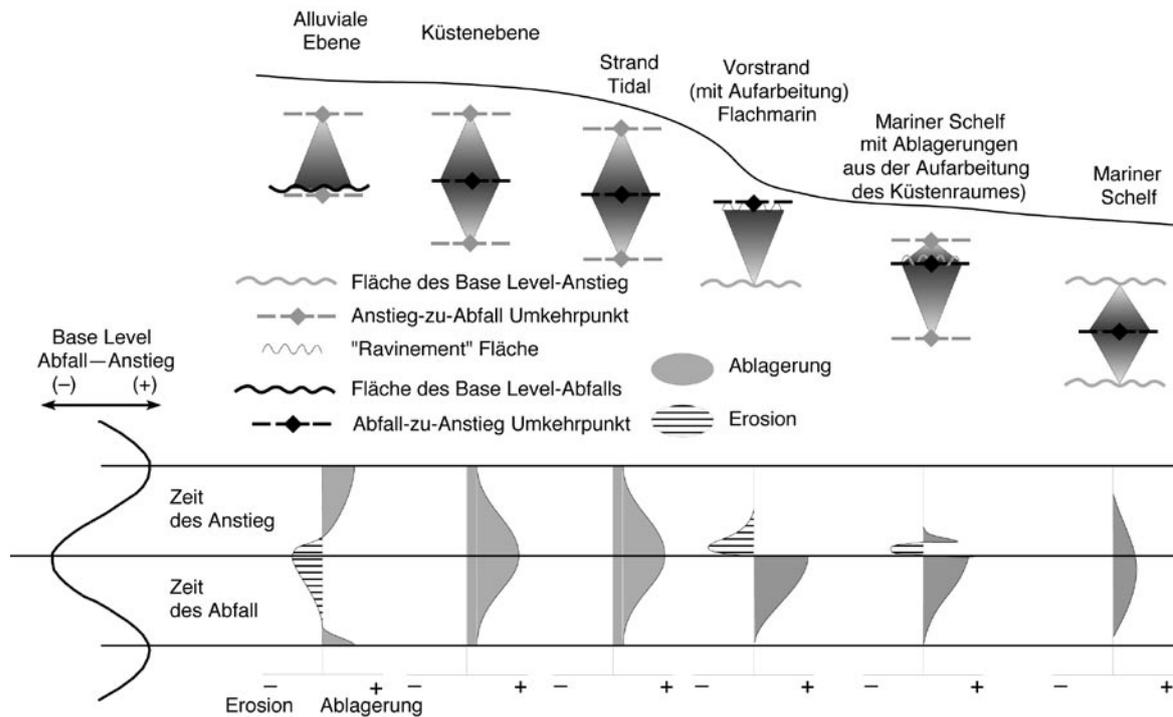


Abb. 5.3: Zyklenausbildung zwischen alluvialer Ebene und marinem Schelf im Laufe einer Base Level Fluktuation (verändert nach Cross & Lessenger 1998). Indikative Flächen entstehen vor Allem im alluvialen Bereich, im Bereich des Vorstrandes und im Schelfareal. Die Sedimentvolumina der einzelnen Zyklen sind aufgrund ihrer Entstehung voneinander verschieden. Sie können jedoch auf Basis der Umkehrpunkte miteinander korreliert werden.

anlieferung (S) – und setzten sie zueinander in ein Verhältnis. Auf dieser Grundlage entwickelten Cross (1988, 1991) und Cross et al. (1993) ein einfaches und elegantes sequenzstratigraphisches Modell, das als Cross-Modell bezeichnet wird.

Base Level

Ein wesentliches Grundelement des Cross-Modells ist der Base Level (Barrell 1917). Wheeler (1964) gibt einen kurzen Überblick über die Geschichte dieses Begriffs sowie dessen verschiedene Bedeutungen. Cross et al. (1993) und Cross & Lessenger (1998) folgen der Base Level-Definition im stratigraphischen Sinn von Wheeler (1964). Es handelt sich hiernach beim stratigraphischen Base Level nicht um eine reale, physikalische Fläche, sondern um eine potentiometrische Energiefläche. Sie beschreibt die benötigte Energie, um die Erdoberfläche durch Aufwärts- (Ablagerung) und Abwärtsbewegung (Erosion) in eine Position des Gleichgewichts von Ablagerungsgradienten, Akkommodation und Sedimentanlieferung zu verschieben (Cross et al. 1993).

Vereinfacht gesagt ist der stratigraphische Base Level eine abstrakte, kontinuierliche, nicht lage-stabile Gleichgewichtsfläche zwischen Erosion und Ablagerung. Befindet sich die Erdoberfläche oberhalb des Base Levels (z.B. durch Hebung), ist keine Sedimentakkumulation möglich. In diesem Fall kommt es zur Erosion. Liegt die Erdoberfläche z.B. wegen flexuellen Bewegungen der Lithosphäre infolge mechanischer oder thermischer Belastung unterhalb des Base Levels, kann Sediment in dem zwischen Base Level und Erdoberfläche vorhandenen Raum abgelagert werden. Dieser Raum wird als Akkommodationsraum bezeichnet (Jervy 1988). Der stratigraphische Base Level dient der Beschreibung der Interaktion von Prozessen, die Akkommodationsraum schaffen oder vernichten und den Prozessen, die Sediment antransportieren oder aus dem Akkommodationsraum entfernen (Cross & Lessenger 1998). Er drückt somit das Verhältnis von Akkommodation (A) und Sedimentanlieferung (S) aus. Generell werden folgende Aussagen getroffen:

(a) Es handelt sich um ein prozessabhängiges

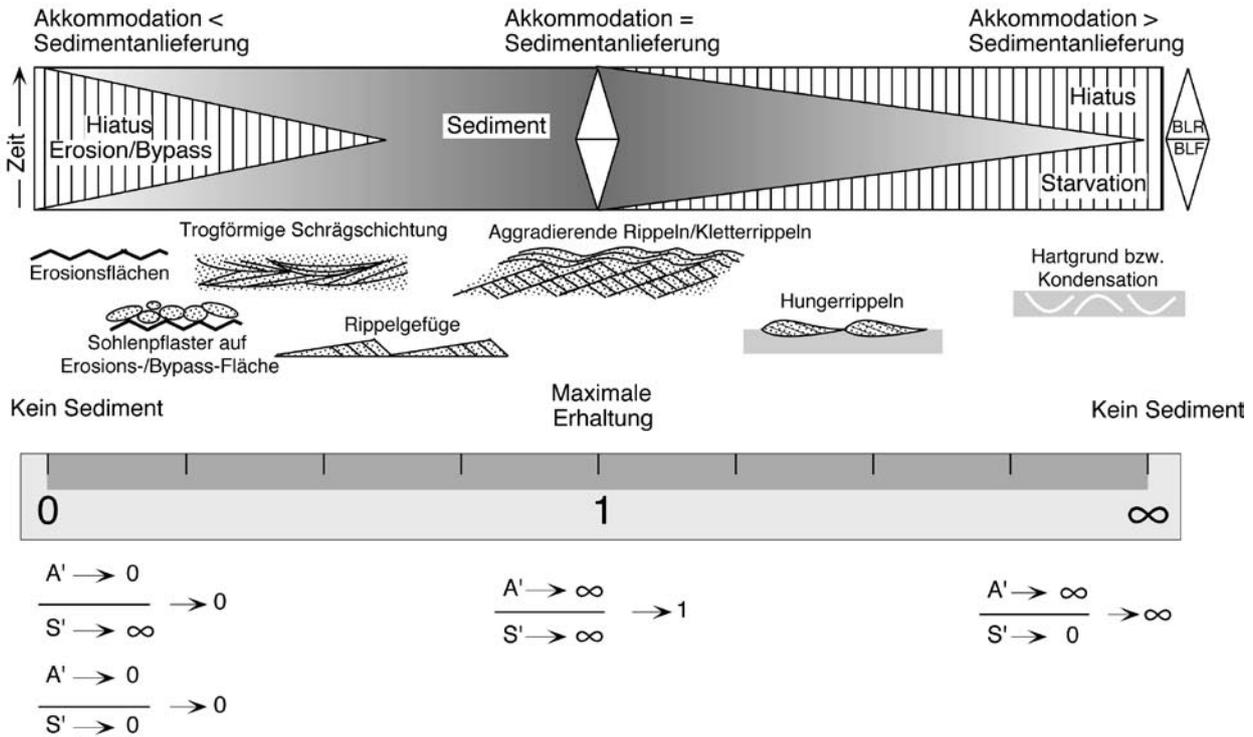


Abb 5.4: A/S-Linie von Cross & Lessenger (1998, verändert). Die Ablagerung von Sediment ist abhängig vom Verhältniss von Akkommodation (A') und Sedimentanlieferung (S'). Areale der Erosion und des Bypass entsprechen Arealen der Sedimentablagerung in anderen Ablagerungsbereichen. Der linke Bereich entspricht einem proximalen, beckenrandlichem Ablagerungsraum; der rechte Bereich stellt den distalen beckenzentralen Teil dar. Bestimmte sedimentäre Gefüge sind kennzeichnend für einzelne Ablagerungsbereiche.

Modell; (b) das Modell besitzt eine ausgeglichene Massenbilanz d.h., „eine Diskordanz markiert eine Zeitspanne, die durch Sedimentablagerung in einer anderen Region repräsentiert ist“ (Barell 1917); (c) raum-zeitliche Variationen der Sedimentvolumina akkumulieren in verschiedenen Faziestrakten (Walther 1894); (d) zyklische Faziesabfolgen, die in genetischem Zusammenhang stehen (Faziestrakte), bilden die Basis für hochauflösende stratigraphische Korrelationen; (e) die Faziesdiversität steht in direktem Zusammenhang mit Sedimentanlieferung und Akkommodationsraum.

Base Level-Zyklen

Aufgrund der dynamischen Natur der Erde wird die Erdoberfläche nach dem Erreichen eines Gleichgewichts zwischen Erosion und Ablagerung nicht in diesem verharren. Vielmehr wird die Erdoberfläche ständig relativ in Richtung des oder entgegen dem Base Level bewegt. Diese Bewegungen werden als Base Level-Zyklen bezeichnet. Sie stellen die

Veränderung in der Entfernung zwischen Erdoberfläche und Base Level sowie die Richtung der Veränderung dar. Man kann zwei Relativbewegungen zwischen Erdoberfläche und Base Level unterscheiden, dem so genannten Base Level-Abfall (engl.: base level fall) und dem so genannten Base Level-Anstieg (engl.: base level rise, Cross 1988, 1991). Der Richtungswechsel zwischen relativem Anstieg und Abfall wird als Umkehrpunkt (engl.: turnaround point) bezeichnet. Ein vergleichbarer Ansatz findet sich schon in den Arbeiten von v. Freiberg (1965). Das Grundprinzip des Cross-Modells ist die Annahme, dass sich diese kontinuierlichen Base Level-Zyklen in Veränderungen der Ablagerungstrends widerspiegeln. Diese lassen sich in einer Sedimentabfolge, die während eines Base Level-Zyklus abgelagert wurde, identifizieren und analysieren. So deutet z.B. ein landwärtiges Übergreifen sedimentärer Einheiten auf einen Base Level-Anstieg hin. Um Base Level-Zyklen zu erkennen, müssen demnach die beobachteten faziiellen Veränderungen bewertet

und auf der Basis eines sedimentologisches Modells beschrieben werden.

Wie oben erwähnt ist der Base Level ein Maß für das Verhältnis von Akkommodation (A) und Sedimentanlieferung (S). Ein Anstieg des Base Level entspricht somit einem Anstieg des A/S Verhältnisses und umgekehrt (Cross et al. 1993).

Genetische Sequenz

Cross (1988, 1991) und Cross et al. (1993) nutzten für ihre Beckenanalysen und Unterteilung den Begriff der genetischen Sequenz, der auf eine Arbeit von Busch (1959) zurückgeht. Busch (1959) benutzte den Begriff als stratigraphische Einheit, deren Sedimente während eines kompletten Base Level-Zyklus in allen miteinander verbundenen Ablagerungsräumen akkumuliert wurden (Cross & Lessenger 1998). Die Grenzen der genetischen Sequenz entsprechen den bei einem Base Level-Abfall erzeugten Diskordanzen (Cross & Lessenger 1998). Die Lage der Diskordanzen entspricht dabei jedoch nur bedingt der traditionellen Sequenzgrenze des Exxon-Modells.

Für die Korrelation und die Etablierung eines chronostratigraphischen Grundgerüsts in einem Sedimentbecken werden die Umkehrpunkte zwischen abnehmenden und zunehmenden A/S Verhältnis und zunehmenden und abnehmenden A/S Verhältnis verwendet (Cross et al. 1993).

Ein Vorteil des Cross-Modells ist die Unabhängigkeit von der Frage, welcher Prozess verantwortlich für die Schaffung von Akkommodationsraum ist (tektonische Bewegungen, Kompaktion, Eustasie oder isostatische Kompensation durch Sedimentauflast, Nystuen 1995). Darüber hinaus kann das Cross-Modell sowohl in marinen als auch in terrestrischen Ablagerungsräumen angewandt werden.

5.5 Sequenzstratigraphische Einteilung

Um die Entwicklung von Akkommodation und Sedimentation (A/S) im Arbeitsgebiet zu erfassen, wird eine sequenzstratigraphische Analyse nach den Vorgaben von Cross (z.B. Cross & Lessenger 1998) und Schlager (z.B. 1993) durchgeführt.

Cross & Lessenger (1998) haben gezeigt, dass die

Bildung sedimentärer Abfolgen (Sequenzen) das Resultat von Zyklen zunehmender und abnehmender A/S Bedingungen (Base Level-Zyklen) sind. Die Umkehrpunkte vom Anstieg zum Abfall des Base Level (maximum A/S) und Abfall zum Anstieg des Base Level (minimum A/S) können in einem Becken über alle Faziestrakte hinweg korreliert werden (Abb. 5.3). Schlager (z.B. 1993) erachtet die Zerstörung bzw. die Schaffung von Akkommodation in der Zeit ($A' = dA/dt$) und die Änderungen in der Sedimentanlieferung in der Zeit ($S' = dS/dt$) als die zwei wesentlichen Kontrollfaktoren der Entwicklung eines sedimentären Systems oder Beckens. Somit repräsentieren A' und S' Volumenänderungen in der Zeit ($V' = dV/dt$). Es werden deshalb in dieser Arbeit die A/S Bedingungen von Cross (z.B. Cross & Lessenger 1998) als A'/S' Rate *sensu* Schlager (1993) präzisiert (Abb. 5.4).

Sequenzstratigraphische (Exxon-Modell, Embryo-Modell), jedoch voneinander abweichende Einteilungen der permotriassischen Abfolgen des Südalpins wurden von Gaetani et al. (1998) und Gianolla et al. (1998) vorgestellt. Die hier erarbeitete Unterteilung orientiert sich an diesen beiden Arbeiten. Die Definition der Sequenzen basiert auf der Analyse der im Gelände identifizierten großräumigen Geometrien, der Untersuchung von Fazies- und Horizontgrenzen, der faziellen Entwicklung innerhalb bestimmter Horizonte, der aufgenommenen Profile (Anhang 3) und der Auswertung publizierter Daten.

Die sequenzstratigraphische Einteilung dient der Identifikation und Festlegung von Zeitlinien für den Bereich Oberperm bis Obertrias, die für die 2D-Rückwärtsmodellierung benötigt werden.

5.5.1 Sequenzen, Akkommodation und Sedimentanlieferung

Abbildung 5.5 gibt einen Überblick über die verschiedenen sequenzstratigraphischen Einteilungen der sedimentären Abfolge des Arbeitsgebietes. Abbildung 5.6 zeigt die sequenzstratigraphische

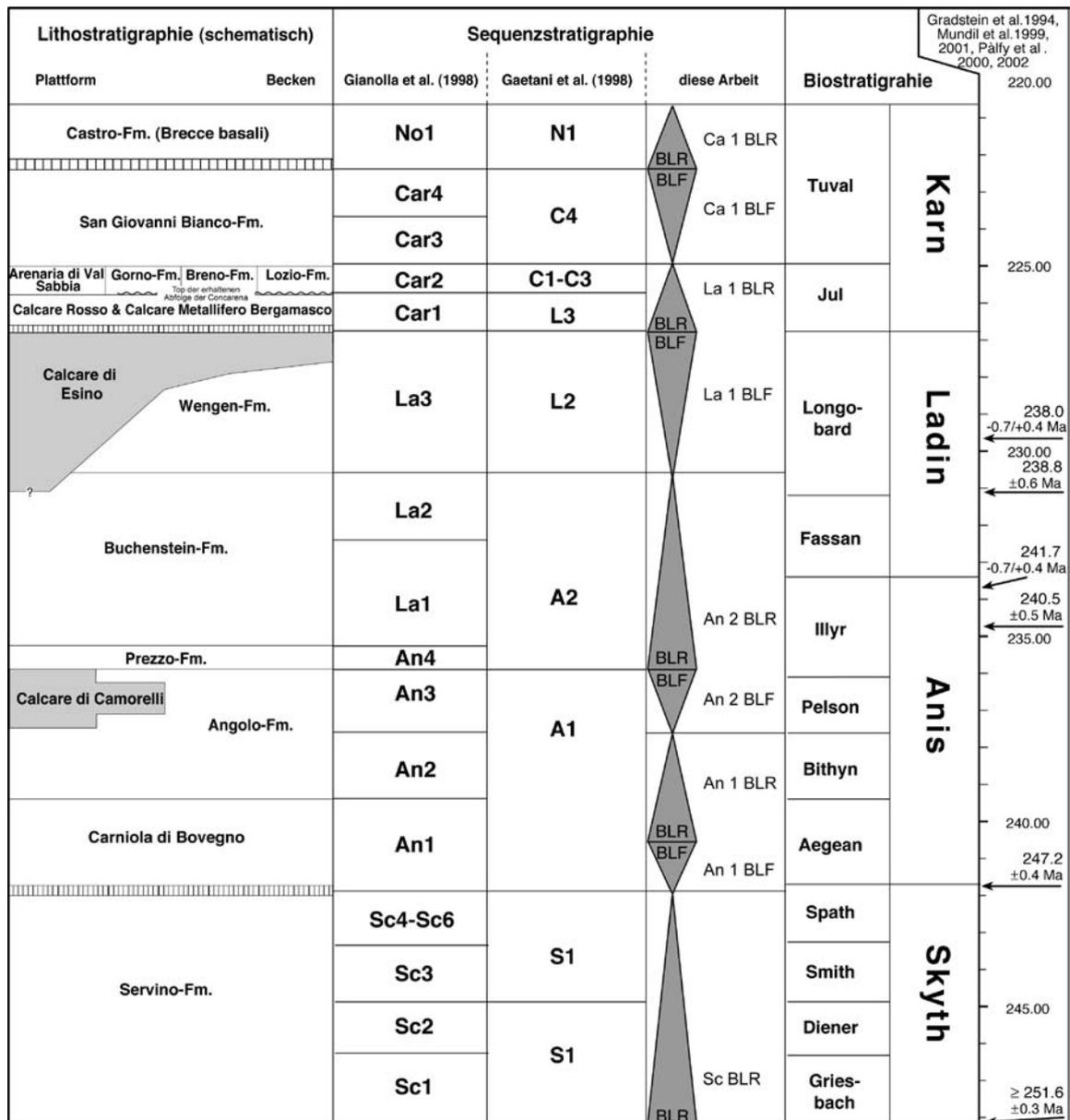


Abb. 5.5: Verschiedene sequenzstratigraphische Einstufungen der Schichtenfolge des Arbeitsgebietes.

Unterteilung der untersuchten Transekte und die dazugehörigen Flächen, die während der Richtungswechsel des Base Level (Umkehrpunkte) entstanden sind.

Sequenzen (3. Ordnung) werden im Text und in den Abbildungen mit Abkürzungen bezeichnet. Die Abkürzung An 1 kennzeichnet die älteste Sequenz innerhalb des Anis. Jüngere Sequenzen innerhalb des Anis werden mit aufsteigenden Zahlen (An 2 usw.) benannt. Die Abkürzung bezieht sich stets auf die Stufe, innerhalb der die basale Sequenzgrenze (Umkehrpunkt von Base Level-Abfall zu Base Level-Anstieg) zeitlich auftritt. Diese Art der Benennung

entspricht der informellen, aber international üblichen Art der Bezeichnung von Sequenzen (vgl. Hardenbol et al. 1998).

Folgende Abkürzungen werden verwendet:

BLF – Zyklus des Base Level-Abfalls

BLR – Zyklus des Base Level-Anstiegs

SU – subaerische Diskordanz im kontinentalen Bereich am Übergang von Base Level-Abfall zu Base Level-Anstieg

MFS – Umkehrpunkt von Base Level-Anstieg zu Base Level-Abfall

Während der variszischen Orogenese lag der Base Level im Arbeitsgebiet vermutlich kontinuierlich unterhalb der Erdoberfläche, wodurch es zu keiner Ablagerung von Sedimenten kam. Im Perm führten transtensionale Bewegungen zur Bildung schnell einsinkender Becken und damit zur Schaffung von Akkommodationsraum. Ein weit verbreiteter Vulkanismus lieferte die ersten Gesteine, die in diesem neu gebildeten Ablagerungsraum überliefert werden konnten (Vulkanite der Collio-Formation). Darüber folgt die oberpermische, kontinentale „red bed“-Sedimentation des Verrucano Lombardo. Der vorhandene Akkommodationsraum füllte sich wahrscheinlich rasch mit diesen Abtragungsprodukten des variszischen Orogens. Eine sequenzstratigraphische Unterteilung des Verrucano Lombardo ist nicht möglich. Lithostratigraphisch können die Sedimente mit der in den östlichen Beckenbereichen (Dolomiten) vorkommenden Gröden-Formation korreliert werden. Die Frage, inwieweit Faziesheteropien zur Bellerophon-Formation vorkommen, kann aufgrund fehlender Daten nicht geklärt werden. Derzeit deuten die vorhandenen Daten eher auf eine ausgeprägte Schichtlücke in diesem Bereich hin (Sciunnach et al. 1999), die in etwa die Stufe des Changhsingian umfasst. Möglicherweise war die Ursache für diese Schichtlücke ein bedeutender Rückgang des Base Level. Nach dem Schema von Haq et al. (1988) kam es zur Zeit der Perm-Trias-Grenze zu einem Rückgang des eustatischen Meeresspiegels von mehr als 100m.

Sc

Nach einer Phase des abnehmenden Akkommodationsraums ($A' < 1$) zur Zeit der Perm-Trias-Grenze mit Ausbildung eines Hiatus (SU) kam es vermutlich in Folge eines Meeresspiegelanstiegs (Sciunnach et al. 1999) zur Schaffung neuen Akkommodationsraums. Mit der Trias begann eine weitflächige Überflutung (BLR) des Arbeitsgebietes und eine marine Sedimentation (Servino-Formation). Neben Wellenrippeln auf Schichtoberflächen treten vielfach marine Faunenelemente auf, ein Hinweis auf dieses wichtige transgressive Ereignis (BLR). Trockenrisse in tonigen Lagen weisen jedoch auch auf gelegentliche Auftauchereignisse

hin und damit auf eine A'/S' -Rate von nahezu null. Die Schichtenfolge kann in sechs Einheiten unterteilt werden und umfasst das gesamte Skyth (Sciunnach et al. 1999). Im Arbeitsgebiet treten laminierte Tone und Silte, Sandsteinlagen, Muschelschillbänke und oolithische Kalkbänke auf. Die karbonatische Sedimentation blieb auf den unteren Teil der Formation beschränkt. Im höheren Teil der Formation unterband vermutlich die hohe Zufuhr von terrigenem Material die Karbonatsedimentation. Untersuchungen von Sciunnach et al. (1999) zeigen, dass die Servino-Formation nach dem Exxon-Modell in zwei Sequenzen zweiter Ordnung (S1; S2) und fünf Sequenzen dritter Ordnung (Gr; Gr-Di; Di-Sm; Sm-Sp; Sp) unterteilt werden kann. Es kam demnach zu mehreren Fluktuationen des Base Level mit der Ausbildung von BLR- und BLF-Zyklen. Die genaue zeitliche Einstufung dieser Sequenzen ist jedoch nur bedingt möglich. Zwei Hiatus (SU im Bereich der Perm-Trias-Grenze und dem frühen Olenek, Sciunnach et al. (1999) markieren Zeiten eines deutlichen Abfalls des Base Level mit verbreiteter Erosion.

Der Vergleich und die Korrelation mit dem Referenzgebiet der westlichen Dolomiten erscheint auf Grund der Befunde von Sciunnach et al. (1999) möglich.

An 1- BLF

Bis jetzt existieren kaum Untersuchungen zum Skyth-Anis-Übergangsbereich des Arbeitsgebietes. Dies ist bedingt durch die schlechte Aufschluss-situation. Hinzu kommt, dass die evaporitischen Gesteine in diesem Bereich ein bedeutendes Abscherniveau der alpidischen Deformation darstellen (Brack 1984). Dies erschwert die sequenzstratigraphische Unterteilung für den Übergangsbereich vom Skyth zum Anis. Gianolla et al. (1998) vermuten einen Hiatus für den Zeitabschnitt des späten Spath (SU). Die Ursache für diese Erniedrigung des Base Level ist unklar. Nach dem Schema von Haq et al. (1988) kam es im Bereich der Skyth-Anis-Grenze zu einem Rückgang des eustatischen Meeresspiegels von mehr als zehn Metern und damit zur Vernichtung des während des Skyth geschaffenen Akkommodationsraums ($A' < 1$). Die

Zeitdauer dieses möglichen Hiatus ist bisher nicht bekannt.

An 1- BLR

Die flachmarinen Ablagerungen der Servino-Formation werden von Sedimenten eines randmarinen Bereichs (Sabkha) diskordant überlagert (Casati & Gnaccolini 1967). Nach dem Hiatus im späten Spath zeugt das Einsetzen einer randmarinen Sedimentation von einem Anstieg des Base Level (BLR). Im neu geschaffenen Akkommodationsraum kam es zur Ablagerung von Kalksteinen, löchrigen Dolomiten, sowie lokal auftretenden Gips- und Anhydritlinsen. Sie werden als Carniola di Bovegno bezeichnet. Im Arbeitsgebiet kommen diese Gesteine im Val Camonica am Fuße des Mt. Pora vor. Ähnlich den Schichten der Servino-Formation lag der Quotient von Akkommodation (A') und Sedimentation (S') bei nahezu null. Gianolla et al. (1998) vermuten in den höheren Bereichen der Carniola di Bovegno einen regressiven Trend. Im Arbeitsgebiet kann jedoch eher eine Verzahnung mit dem nachfolgenden „Calcare di Angolo Inferiore“ festgestellt werden (Brack 1984).

Die Schichten der Carniola di Bovegno verzahnen sich zum Hangenden mit den Gesteinen des „Calcare di Angolo Inferiore“ (Brack 1984). Es treten verstärkt mikritische Kalke, Mergel, und crinoidenreiche Kalkarenite auf. Dies zeigt einen zunehmend marinen Einfluss im Untersuchungsgebiet (MFS). Eine genaue fazielle Untersuchung dieses Schichtabschnitts steht bisher aus.

Der Ablagerungsraum des „Calcare di Angolo Inferiore“ war vermutlich der subtidale Bereich eines Flachmeeres (Unland 1975, Epting et al. 1976, Casati & Gaetani 1979, Brack 1984), in den auf topographischen Hochzonen aufgearbeitete Sedimente geschüttet wurden. Mit Beginn der Ablagerung der Carniola di Bovegno bis in die höheren Bereiche des „Calcare di Angolo Inferiore“ kam es zu einer mehr oder weniger kontinuierlichen Zunahme des Akkommodationsraums ($A' > 1$). Der Sedimenteintrag (S') konnte im Arbeitsgebiet dieser Zunahme vorerst nicht folgen.

An 2 – BLF

Nach einer uniformen Entwicklung des Akkommodationsraumes im Arbeitsgebiet während der Untertrias, die durch gleichmäßige Sedimentmächtigkeiten und geringe tektonische Subsidenzraten gekennzeichnet war, zeichnet sich etwa ab dem mittleren Anis eine Differenzierung des Akkommodationsraumes in Hoch- und Tiefzonen ab. Diese Differenzierung blieb während der gesamten Mitteltrias bestehen und bestimmte über mehr als 10Ma die sedimentäre Entwicklung im Arbeitsgebiet.

Den ersten Hinweis auf diese beginnende Differenzierung liefert die Entstehung der max. 400m mächtigen Camorelli-Karbonatbank, eines der ersten Riffbauten nach dem Perm-Trias-Event, an dem die bis dahin existierenden Riffbauenden Organismen zum größten Teil ausstarben (u.a. Senowbari-Daryan et al. 1993, Flügel 2002). Infolge der Entstehung dieses Riffkörpers wird der Ablagerungsraum in ein Hochgebiet ($A'/S'=1$) und das umgebende Becken ($A'/S' > 1$) gegliedert. Das Auftreten von nur wenigen Brekzienhorizonten (S. Valentino) zeigt jedoch, dass der Gradient zwischen Hochgebiet und Becken nur gering ausgebildet war. Umfangreiche fazielle und geometrische Untersuchungen der Camorelli-Karbonatbank wurden von Gaetani & Gorza (1998) durchgeführt. Sie konnten ein dreimaliges Übergreifen der Karbonatbank auf tiefer gelegene Beckenbereiche, in denen der „Calcare di Angolo Superiore“ gebildet wurde, nachweisen. Dies ist ein Indiz für wechselnde Ablagerungsbedingungen (Fluktuationen des Base Level). Die eigenen Untersuchungen haben gezeigt, dass einzelne Brekzienhorizonte bis in eine Entfernung von 8km vom Hochgebiet der Karbonatbank auftreten (Profil Valentino).

Die zum Teil mehrere hundert Meter mächtige Abfolge der umgebenden Beckenbereiche („Calcare di Angolo Superiore“) besteht meist aus einer Wechselfolge von mikritischen Kalken mit tonig-siltigen Zwischenlagen (cm bis dm-mächtig). Bemerkenswert ist das wechselnde Vorkommen von ebenmässig geschichteten und wellig bis knollig ausgebildeten Bereichen. Dies spricht für wechselnde Sauerstoffverhältnisse und damit eine

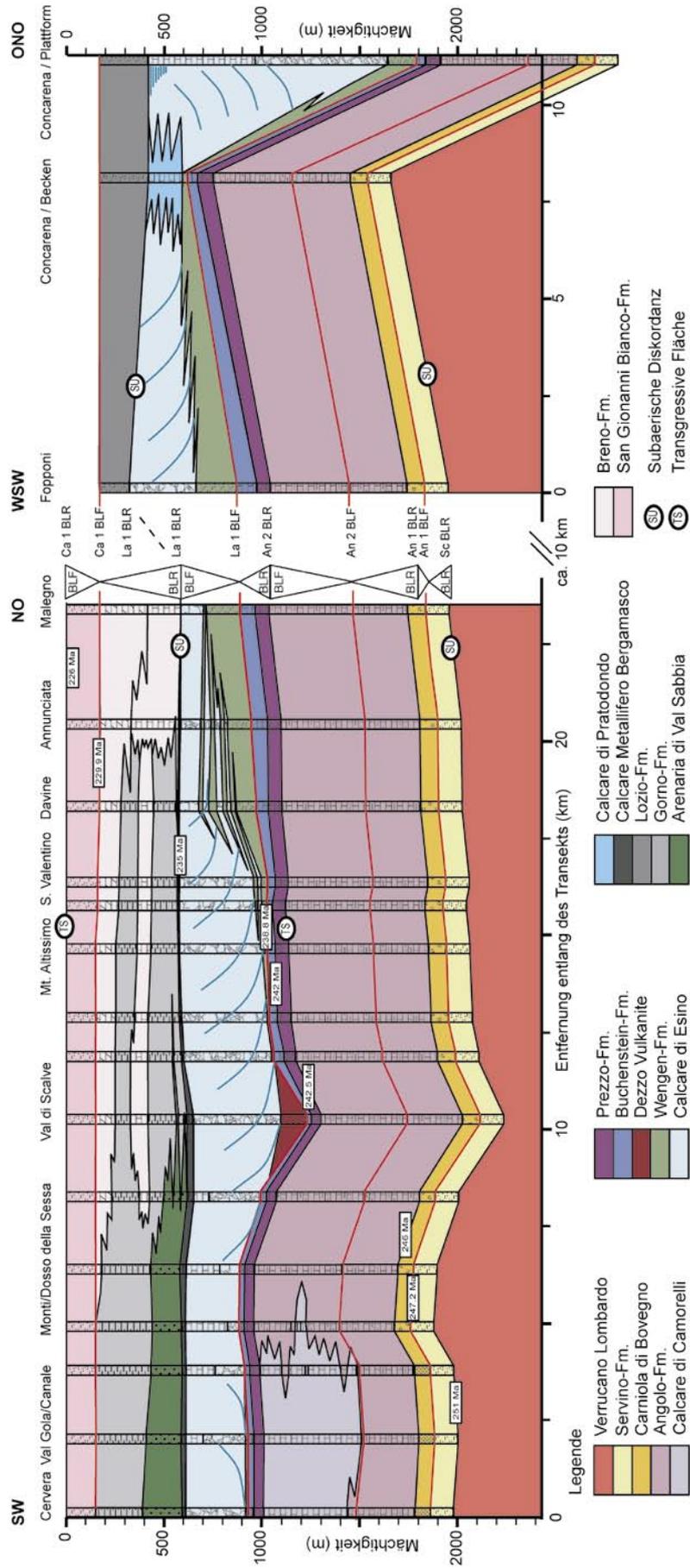


Abb. 5.6: Aufgeschlossene Schichtenfolge entlang der zwei untersuchten Transekte mit der in dieser Arbeit etablierten sequenzstratigraphischen Einstufung. Es konnten 5 Base Level-Zyklen identifiziert werden.

unterschiedlich starke Bioturbation der Schichten (z.B. Assereto & Casati 1965). Insbesondere in den Aufschlüssen oberhalb von Erbanno besitzen die Schichten des „Calcare di Angolo Inferiore“ eine deutliche Zyklizität – ein weiterer Hinweis auf Fluktuationen des Base Level (Profil Valentino). Als Ablagerungsraum des „Calcare di Angolo Superiore“ werden geschützte Lagunen im subtidalen Tief-Energie Bereich angenommen. Stellenweise kam es zu anoxischen Ablagerungsbedingungen (Assereto & Casati 1965).

Das Fehlen eines Großteils des Anis im Referenzgebiet der westlichen Dolomiten zeugt ebenfalls von der Differenzierung des am Westrand der Tethys gelegenen Ablagerungsraums.

An 2 - BLR

Zum Top hin zeigen die Schichten des „Calcare di Angolo Superiore“ eine Zunahme der Paläowassertiefe (Gaetani & Gorza 1998). Mit dieser Vertiefung (BLR) konnte die Karbonatproduktion der Riffbildner der Camorelli-Karbonatbank nicht mehr Schritt halten ($A'/S' \gg 1$) und es kam zur Ausbildung einer „drowning unconformity“ (Profile: Val di Bassile, Val di Scalve, Val di Bùdrio). Gianolla et al. (1998) und Gaetani et al. (1998) legen an den Top der Camorelli-Karbonatbank eine Sequenzgrenze (SB). Diese Sequenzgrenze leitet sich von progradierenden klastischen Schüttungen ab (Bellano-Formation), die im Gebiet Varese und Como aufgeschlossen sind (proximaler Bereich des ehemaligen Ablagerungsraumes). Im Gebiet des Val Camonica konnten indes keine Anzeichen gefunden werden (Emersion, signifikante Verflachung), die eine Etablierung einer Sequenzgrenze erlauben. Hier würde es sich nach dem Exxon-Modell um eine transgressive Grenzfläche (TS) am Top der Camorelli-Karbonatbank handeln. Damit ist die Definition der Sequenzen 3. Ordnung An 3 und An 4 auf Basis dieser Grenzfläche für das Arbeitsgebiet fraglich. Dies gilt insbesondere auch vor dem Hintergrund, dass im benachbarten Val Giudicarie ebenfalls ein transgressives Ereignis („drowning“ der Dosso dei Morti-Karbonatbank) nachweisbar ist. Weitere Untersuchungen müssen klären, ob und wie die im proximalen Bereich des ehemaligen Ab-

lagerungsraumes definierten Sequenzgrenzen auf die distalen Bereiche übertragen werden können.

In den an die Camorelli-Karbonatbank angrenzenden Beckenbereichen tritt die so genannte Brachiopodenbank oder deren Äquivalente auf (Profil Val di Scalve, Val di Bùdrio). Dabei handelt es sich um einen regional verfolgbaren Leithorizont, der die Schichten des „Calcare di Angolo Superiore“ von der folgenden Prezzo-Formation abgrenzt (Tafel 5.1a).

Ab dem obersten Anis (Prezzo-Formation) herrschen reinmarine Bedingungen vor; häufig finden sich Ammonoideen, Brachiopoden und Daonellen. Die Schichten der Prezzo-Formation zeigen ähnlich dem „Calcare di Angolo Superiore“ eine rhythmische Alteration von dunklen, mergeligen Kalksteinen mit Tonen, Mergeln und Silten (Tafel 5.1a). Dabei zeigen sie jedoch eine zunehmende Schichtmächtigkeit zum Hangenden (Profil Bùdrio), was ein Hinweis auf sich kontinuierlich ändernde Ablagerungsbedingungen sein könnte (Zunahme von A'). Diese signifikante Vertiefung des Ablagerungsraumes (BLR) ist weiträumig feststellbar (z.B. Brandner 1984, Nördliche Kalkalpen). Als Ablagerungsraum der Prezzo-Formation wird eine sauerstoffarme tiefe Lagune oder ein äußerer Schelfbereich angenommen (Falletti & De Donatis 1999).

La 1 – BLF

Zum Hangenden geht die Prezzo-Formation innerhalb weniger Meter graduell in die Buchenstein-Formation über (Profil Annunciata, Tafel 5.1b). Neben knolligen Kalken und kieseligen Lagen kommen vor allem vulkanoklastische Sedimente in den Schichten der Buchenstein-Formation vor. Gegenüber der liegenden Prezzo-Formation ist eine deutliche Zunahme der Bioturbation feststellbar, was auf verbesserte Sauerstoffverhältnisse im bodennahen Bereich hinweist (MFS). Im südlichen Val di Scalve kam es mit dem Einsetzen des Dezzo-Vulkanismus (Profil Val di Scalve) zu einem Ereignis, welches die Beckenentwicklung im Arbeitsgebiet nachhaltig beeinflusste. Das schon im Anis angelegte Relief (Hochzone der Camorelli-Karbonatbank) wurde noch einmal verstärkt und

ermöglichte schließlich das erneute Riffwachstum (BLF). Ohne die Verflachung des Beckens in diesem Bereich wäre dies nicht möglich gewesen. Die für die Buchenstein-Formation der Dolomiten angenommenen Wassertiefen von bis zu 800m (Bosellini & Ferri 1980) können deshalb für das Arbeitsgebiet nicht bestätigt werden. Aus der Rekonstruktion der geometrischen Beziehungen von Plattform und Beckenbereich (Pora-Plattform) ergeben sich maximale Wassertiefen von ca. 400m. Zusammenfassend wird für das Arbeitsgebiet eine Abnahme des Akkommodationsraums postuliert. Verbesserte Sauerstoffverhältnisse im bodennahen Bereich, das Einsetzen des ladinischen Riffwachstums sowie die ausgeprägte vulkanische Aktivität sind ein Hinweis auf eine Umgestaltung des Beckens und eine Erniedrigung des Base Level. Die Anzeichen weit verbreiteter vulkanische Aktivität sowie die differentielle Beckenentwicklung im Bereich der Südalpen spiegeln die strukturelle Umgestaltung des Ablagerungsraumes der westlichen Tethys zur dieser Zeit wieder (Bosellini et al. 1977, 1982, Doglioni 1982, 1984, Blendinger 1985). Eine sequenzstratigraphische Korrelation ist aufgrund der differentiellen Beckenentwicklung (unterschiedliche Entwicklung von A') nicht möglich.

Die Differenzierung des Beckens in strukturelle Hoch- und Tiefzonen setzt sich im Ladin und Karn fort. Ab dem späten Ladin entstanden im Arbeitsgebiet zahlreiche Karbonatplattformen (Calcare di Esino) mit dazwischen liegenden Beckenbereichen (Wengen-Formation). Die Identifizierung und Korrelation von Sequenzen 3. Ordnung werden durch die ausgeprägte differentielle Subsidenz und in der Folge durch deutlich unterschiedlich ausgebildete Plattformgeometrien und Faziesstapelungsmuster erschwert.

Ausgangspunkt für die Entwicklung der Pora-Plattform ist das Gebiet, in dem sich schon die anisische Camorelli-Karbonatbank gebildet hatte. Geringe Mächtigkeiten (Abb. 5.6, Monti/Dosso della Sessa) sind ein Hinweis auf die geringen Subsidenzraten (niedriger A') und das Fortbestehen der im späten Anis angelegten Hochzone (SW-Teil des südlichen Val Camonica). Die stark progradierende Pora-Karbonatplattform (hoher S') besitzt eine maximale

Mächtigkeit von etwa 450m (Profil Val di Scalve). Die zunehmende Verfüllung der Beckenbereiche zeigt eine kontinuierliche Abnahme von A' und damit einen fort dauernden Abfall des Base Level an. Am Top der Plattform befindet sich ein charakteristischer Emersionshorizont (Tafel 5.1d, e; Calcare Rosso), der im westlichen Lombardischen Becken am Top einer weiteren Karbonatplattform (Grigna-Massiv) aufgeschlossen ist (SU). Dieser Horizont ist eine wichtige Zeitlinie und bildet nach dem Exxon-Modell die Sequenzgrenze (sb) der Sequenz L3 (Gaetani et al. 1998) oder Car 1 (Giannola et al. 1998).

Im Gegensatz zur Pora-Plattform setzt die Plattformentwicklung im Concarena/Pizzo-Camino-Gebiet vermutlich nicht direkt am Übergang von der Buchenstein- zur Wengen-Formation ein. Vorhandene Aufschlüsse lassen auf ein Wengenzeitliches Einsetzen des Riffwachstums schließen (Fopponiprofil des Pizzo Camino, Tafel 5.1c; Basisbereich der Concarena bei Ono San Pietro). Die Frage nach dem Startpunkt des Riffwachstums bleibt jedoch ungeklärt. Bisher konnten keine Anzeichen eines ehemaligen Hochgebietes (ältere Plattform, Inselvulkan etc.) identifiziert werden.

Die abweichende Plattformgeometrie und hohe Mächtigkeit der Concarena deuten auf wesentlich höhere Subsidenzraten als im südlichen Val Camonica hin. Die leichte und später stärkere Progradation der Plattform (siehe Kapitel 4) zeigt jedoch, dass die Rate der Karbonatproduktion immer noch höher lag als die Rate der Akkommodation ($A'/S' < 1$). Im Topbereich finden sich ähnlich der Pora-Plattform Anzeichen von Exposition (Abnahme in A' und SU). Inwieweit diese Schichten miteinander korreliert werden können, bleibt aufgrund fehlender biostratigraphischer Daten unklar. Es ist anzunehmen, dass das zweite Stadium der Plattformentwicklung an der Concarena zeitlich in etwa den Schichten des Calcare Rosso und eventuell der Breno-Formation im Süden des Arbeitsgebietes entspricht.

Aus der geometrischen Rekonstruktion der Plattform-Becken-Übergänge ergibt sich eine mittlere Beckentiefe von mehreren 100m bis zum Ende der aufgeschlossenen Plattformentwicklung. Die überlagernden Schichten sind jedoch nicht mehr erhalten.

Am Fuß der Plattform finden sich Fossilien-leere, feingeschichtete Mergel (Lozio-Formation), die Onlap-Schichtendungen in Richtung des Abhangs der Plattform zeigen (BLR). Eine sequenzstratigraphische Interpretation ist hier aufgrund der Erosion der Hangenden Abfolgen nicht möglich. Berra & Jadoul (2002) vermuten, dass diese Schichten mit schwarzen Peliten im Basisbereich der S. Giovanni Bianco-Formation korreliert werden können.

Die im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Karbonatplattformen des Calcare de Esino werden in den zweiten triassischen T-R Zyklus 1. Ordnung gestellt (Gianolla & Jacquin 1998). Sie sind Teil der regressiven Phase dieses Zyklus, die allgemein durch abnehmende Wassertiefen (BLF) und eine beckenwärtige Progradation der Küstenlinien gekennzeichnet ist. Die Schichten des Ladin werden im Bereich der Südalpen nach dem Exxon-Modell in Sequenzen 3. Ordnung (La1-La3 Sequenz, Gianolla & Jacquin 1998 oder L2-L3 Sequenz, Gaetani et al. 1998) weiter unterteilt. Diese weitere Unterteilung konnte im Arbeitsgebiet nicht durchgeführt werden. Vielmehr ergibt sich aus der Aufschlussaufnahme für den südlichen Bereich (Mt. Pora, geol. Karte, Anhang 4) eine kontinuierliche Verflachung des Ablagerungsraumes während des Ladin (Progradation der Pora-Plattform und Verfüllung des Beckens).

Für den nördlichen Bereich muss dagegen von einer Vertiefung der Beckenbereiche während des späten Ladin ausgegangen werden. Eine ausgeprägte Subsidenz führte zu einer nur gering progradierenden Plattform (Concarena) und der Bildung tiefer Beckenbereiche (Siehe Kapitel 4). Vorhandene regionale und überregionale sequenzstratigraphische Korrelationen müssen aufgrund der differentiellen Beckenentwicklungen (unterschiedliche Entwicklung von A') als fraglich angesehen werden.

La 1 – BLR

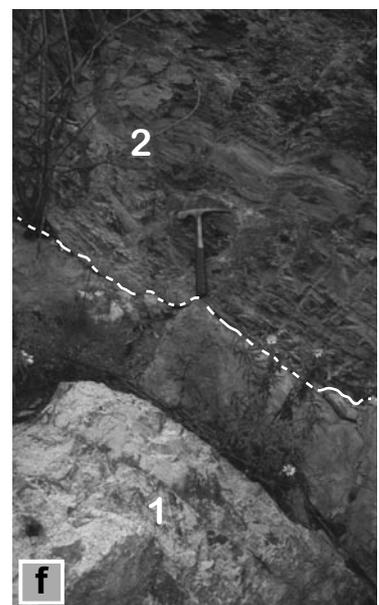
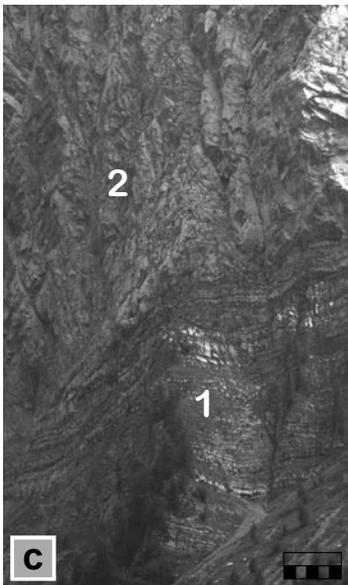
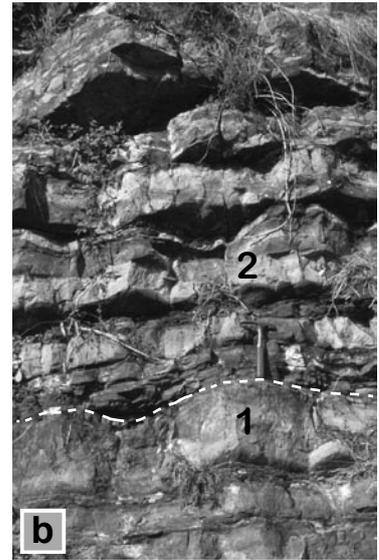
Mit der darauf folgenden Ablagerung des Calcare Metallifero Bergamasco sowie der Breno-Formation kehren die randmarinen Bedingungen in den südlichen Teil des Arbeitsgebietes zurück (BLR). Der Anstieg des Base Level führte zur Entstehung neuen Akkommodationsraums (Zunahme von A'). Der Calcare Metallifero Bergamasco setzt sich aus dunklen mikritischen Kalken zusammen, bei denen es sich um eine Sonderfazies der Breno-Formation handelt. Die sedimentären Strukturen deuten auf tidale Ablagerungsbedingungen hin.

Die Breno-Formation besteht aus einer Abfolge gut gebankter, dm- bis m-mächtiger hellgrauer, gelblicher und weisgrauer Kalke und Dolomite (Assereto & Casati 1965). Häufig finden sich Oolith- und Pisolithlagen: Anzeichen einer Sedimentation im Bereich des Meeresspiegels. Dies wiederum deutet darauf hin, dass der sich bildende Akkommodationsraum schnell mit Sedimenten aufgefüllt wurde ($A'/S' = 0$). Die Sedimente der Breno-Formation werden als Ablagerungen einer inter- bis subtidalen Karbonatrampe interpretiert (Gnaccolini & Jadoul 1988).

Nach Süden verzahnt sich die Breno-Formation mit den lagunären Sedimenten der Gorno-Formation, einer Abfolge von unregelmäßig, aber gut gebankten dunkelgrauen mikritischen Kalken, dunklen Mergeln und Tonen, die eine reiche Muschelfauna sowie zahlreiche Pflanzenreste enthalten (Profil Val di Scalve). In den unteren Bereichen der Gorno-Formation treten fein- bis mittelkörnige, grüngraue, vulkanoklastische Sandsteine und Silte auf (Arenaria di Val Sabbia). Die Analyse der Schüttungsrichtung (Gnaccolini & Jadoul 1988) ergibt ein südliches Liefergebiet mit einer raschen Progradation deltatischer Schüttungen in Richtung N und NE ($A'/S' < 1$).

Tafel 5.1 (folgende Seite): Aufnahmen verschiedener sequenzstratigraphischer Horizonte des Arbeitsgebietes.

(a) signifikante Beckenvertiefung im Übergangsbereich von Angolo-Formation zu Prezzo-Formation (1 = Angolo-Fm., 2 = Brachiopodenbank, 3 = Prezzo-Fm.); (b) Grenzbereich zwischen Prezzo-Formation im Liegenden und Buchenstein-Formation im Hangenden; (c) die Sedimente des Calcare di Esino verzahnen sich mit den Sedimenten der Wengen-Formation; (d) Topbereich des Calcare di Esino (1) im Val di Scalve, der hier von dünnen Tufflagen (2) und den Schichten des Calcare Rosso (3) überlagert wird; (e) markante Grenze zwischen Calcare di Esino (1) und Calcare Rosso (2) unterhalb des Gipfels des Monte Pora; (f) die Karbonatsedimente der Breno-Karbonatrampe (1) werden von siliziklastischen Sedimenten der San Giovanni Bianco-Formation überdeckt.



In den hangenden Bereichen dieser Schichten kam es allerdings zu einem erneuten Anstieg des Base Level. Es konnte eine deutliche Verlagerung der Faziesgürtel (Arenaria di Val Sabbia/Gorno-Formation/Breno-Formation) in Richtung Süden ($A'/S' > 1$) und damit in Richtung des Hochgebietes festgestellt werden (Assereto & Casati 1965, Garzanti & Jadoul 1985, Gnaccolini & Jadoul 1988). Diese Verlagerung wurde vermutlich durch einen Anstieg des relativen Meeresspiegels verursacht (Gnaccolini & Jadoul 1988).

Der sequenzstratigraphischen Unterteilung der Karnischen Abfolge, wie sie von Gaetani et al. (C1-C3; 1998) und Gianolla et al. (Car 1-Car 4; 1998) für den Bereich der Lombardischen Alpen durchgeführt wurde, kann für das Arbeitsgebiet nicht gefolgt werden. Die geologische Aufnahme (geol. Karte, Anhang 4) zeigte, dass es während der Ablagerung der Arenaria di Val Sabbia, Gorno- und Breno-Formation zu Faziesverzahnungen und Wanderung der Fazieszonen kam (siehe auch Abb. 11 in Gnaccolini & Jadoul 1988).

Gerade in diesem randmarinen Ablagerungsraum mit geringem Gefälle können schon Meeresspiegelschwankungen von wenigen Dezimetern zu einer ausgeprägten Wanderung der Fazies führen. Stärkere Schwankungen wie sie für Sequenzen 3. Ordnung zu erwarten sind, sollten sich in deutlicher Exposition und Erosion widerspiegeln. Die Untersuchungen haben jedoch bis jetzt keine Anzeichen solcher Strukturen erbracht. Es handelt sich im Arbeitsgebiet bei den aufgefundenen Übergängen zwischen den einzelnen Formationen um diachrone Faziesgrenzen geringer Reichweite, die eine Einstufung dieser Schichten in Sequenzen 3. Ordnung (Exxon-Modell) im Arbeitsgebiet nicht rechtfertigen würden.

Ca 1 – BLF

Mit deutlichem lithologischem Wechsel setzen im Arbeitsgebiet über den randmarinen Schichten der Arenaria di Val Sabbia, Gorno- und Breno-Formation die terrestrischen Sedimente der San Giovanni Bianco-Formation ein (Tafel 5.1f; SU). Die San Giovanni Bianco-Formation besteht aus mergeligen Dolomiten, tonigen Zwischenlagen und

aus Zellendolomiten. Sie wird biostratigraphisch in das späte Karn eingestuft. Häufig vorkommende Aufarbeitungshorizonte deuten auf eine Ablagerung nahe dem Base Level hin. Der Ablagerungsraum dieser Schichten war vermutlich eine semiaride Küstenebene (Berra & Jadoul 2002). Eine Zunahme von Pflanzenfragmenten im Übergangsbereich von liegender Gorno-Formation zu hangender San Giovanni Bianco-Formation deutet nach Berra & Jadoul (2002) auf einen Klimawechsel zu feuchteren Bedingungen während des mittleren Karn hin. Während der Bildung dieser Schichten lag der Sementeintrag kontinuierlich höher als der geschaffene Akkommodationsraum ($A'/S' < 1$). Sequenzstratigraphisch kann die San Giovanni Bianco-Formation mit der Raibl-Formation der westlichen Dolomiten korreliert werden, die dort diskordant auf die unterlagernde Schlern-Formation übergreift. Diese Sequenz 3. Ordnung wird dort als Ca 3 (Zühlke 2000) bezeichnet.

Ca 1 – BLR

Mit der Ablagerung eines kalkigen Brekzienhorizonts beginnt im Arbeitsgebiet die Schichtenfolge der Dolomia Principale. Dieser Horizont wird traditionell als „Brecce basali“ und heute als eigenständige Castro-Formation bezeichnet (Jadoul et al. 1992a). Die Grenzziehung zwischen unterlagernder San Giovanni Bianco-Formation und Castro-Formation ist schwierig. Die wenigen existierenden Aufschlüsse zeigen einen graduellen Übergang (Jadoul et al. 1992a) und entsprechen dem Einsetzen der Hauptdolomitsedimentation in den westlichen Dolomiten (BLR). Es wird angenommen, dass die Ablagerung dieser Gesteine in einem komplexen Ablagerungsraum mit tidalen Ebenen, Lagunen und isolierten Becken, in dem hypo- bis hypersalinare Bedingungen herrschten, erfolgte (Jadoul et al. 1992a). Über die Entstehung der Castro-Formation existieren verschiedene Vorstellungen. Assereto & Casati (1965) vermuteten ein transgressives Ereignis als Ursache der Brekzienentstehung (BLR), was einen Anstieg des Base Level entspräche (BLR). Neuere Untersuchungen (Jadoul & Rossi 1982) favorisieren eine tektonische

Phase mit starker differenzieller Subsidenz (Zunahme in A') als Auslöser der Brekzierung. Jadoul et al. (1992a) stellten ein komplexes genetisches Modell der Brekzierung vor, wonach es durch Lösungskollaps und Aufstiegsdeformation unterlagernder Evaporite zur Bildung von ephemeren Seen und emersiven Bereichen kam. Diese Prozesse wurden durch tektonische Bewegungen verstärkt.

Die Theorie von Assereto & Casati (1965) geht von einer Zunahme von Akkommodationsraum und damit einem Anstieg des Base Level (BLR) gegenüber den Liegenden Sedimenten der San Giovanni Bianco-Formation aus. Jadoul et al. (1992a) sehen einen Anstieg des Base Level (Zunahme der Subsidenz) bereits im oberen Teil der San Giovanni Bianco-Formation (Kalkarenite mit Korallen, Crinoiden, Bivalven etc.). Dieser Trend setzte sich während der Ablagerung der Castro-Formation fort (Vorherrschen mariner Bedingungen, Jadoul et al. 1992a). Dabei konnte es nach dem Modell von Jadoul & Rossi 1982 und Jadoul et al. (1992a) in Folge des evaporitischen Aufstiegs und eines Rückgangs des Meeresspiegels auch zur lokalen Emersion kommen (BLF). Aus diesen Gründen ist eine sequenzstratigraphische Interpretation der Castro-Formation schwierig. Die Ablagerung mächtiger kalkiger Sedimente gegenüber den liegenden zum Teil klastisch geprägten Schichten deutet eher auf einen generellen Anstieg des Base Level hin, auch wenn es in Teilbereichen des Ablagerungsraumes zur Exposition kam. Die Einstufung der Castro-Formation in eine Sequenz 3. Ordnung mit basaler Sequenzgrenze (N1; Gaetani et al. 1998, No1; Gianolla et al. 1998) ist daher im Arbeitsgebiet problematisch. Hier müssen weitere Untersuchungen zeigen, ob es zu einem Anstieg oder Abfalls des Base Level zu dieser Zeit kam.

Jüngere Schichten sind im Arbeitsgebiet nicht mehr erhalten. Sie treten jedoch sukzessive in den südlich gelegenen Gebieten auf.

5.5.2 Sequenzstratigraphie der ladinisch/karnischen Karbonatplattformen

Die Anwendung der veränderten Definition von Cross (A'/S' -Rate) ermöglicht die Aufstellung fun-

damentaler Grenzbedingungen für die Beziehung zwischen Sequenzstratigraphie und geometrischer Entwicklung von Karbonatplattformen. Die folgenden Grundsätze beziehen sich ausschließlich auf Karbonatplattformen.

- (i) Die A'/S' -Rate variiert beckenweit. Proximale Ablagerungsräume zeigen meist eine höhere Rate von A'/S' als die entsprechenden Beckenbereiche.
- (ii) Bei $A' \leq 0$ kann es zu einer ausgeprägten Exposition der Karbonatplattform kommen (z.B. Lösung, Karststrukturen und meteorische Diagenese).
- (iii) Progradation, Aggradation and Retrogradation von Karbonatplattformen spiegeln verschiedene A'/S' -Raten wider. Progradation herrscht bei $A'/S' < 1$ vor, Aggradation bei $A'/S' = 1$ und die Plattform retrogradiert bei $A'/S' > 1$.

Pora- und Concarena-Plattform stellen exzellente Fallstudien für die Interaktion von Karbonatproduktion (S) und Akkommodation (A) dar. Schlager et al. (1994) haben gezeigt, dass Karbonatplattformen während der Dauer eines positiven A' (zunehmende Akkommodation) oftmals große Mengen an Sediment produzieren (positive S'). Ein guter Teil dieses Sediments wird dabei in die angrenzenden Beckenbereiche transportiert (Hochstand-Schüttungen, Schlager et al. 1994) und bildet progradierende Schüttungskörper am Plattformabhang. (z.B. erstes Plattformstadium der Concarena sowie die aufgeschlossene Pora-Plattform). Während Zeiten abnehmender Akkommodation und Karbonatproduktion treten dagegen vermehrt dünngebantke Karbonat turbidite am Plattformabhang und im Becken auf (z.B. zweites Plattformstadium der Concarena).

Pora-Karbonatplattform

Der aufgeschlossene Plattformkörper zeigt eine kontinuierliche, starke Progradation von mehreren Kilometern in den Bereich des Beckens. Bei gleichzeitig hoher Sedimentation von vulkanoklastischen Sedimenten (Wengen-Formation) wurde das Becken fast vollständig verfüllt. Daraus folgt, dass die Karbonatproduktion und der siliziklastische Eintrag (S') während der gesamten Plattformentwicklung ständig wesentlich höher lagen als der neu gebil-

dete Akkommodationsraum (A'). Damit ergibt sich für die Pora-Karbonatplattform $A'/S' \ll 1$. Gegen Ende der Plattformentwicklung kam es infolge des Meeresspiegelabfalls am Übergang von Ladin zum Karn zu einer negativen Entwicklung des Akkommodationsraums ($A' \leq 0$). Dies wird durch das fast ausschließliche Vorkommen von Schüttungen des Plattformabhanges sowie das Fehlen von Ablagerungen des Riffgürtels im Bereich des Monte Altissimo bestätigt – ein Hinweis auf Exposition und Erosion der Karbonat-produzierenden höheren Plattformbereiche der Pora-Plattform (SU). Häufig finden sich Anzeichen einer intensiven Verkarsung. Die Clinofolien zeigen in diesem Bereich eine typische Toplap-Geometrie an die auflagernden Schichten des Calcare Rosso (siehe Kapitel 4, Geometrische Analyse). Hinzu kommt das Vorkommen dünner cm-mächtiger Tuffhorizonte im heute aufgeschlossenen Topbereich der Pora-Plattform. Vermutlich fanden zu dieser Zeit im Bereich der Lombardischen Alpen vulkanische und eventuell tektonische Aktivitäten statt. Offenbar kam es zu einer signifikanten Verschiebung des Base Level mit anschließender ausgeprägter Erosion. Ein langsamer Anstieg des Base Level (Zunahme von A') kann für das frühe Karn nachgewiesen werden, in dessen Folge sich der bis zu 130m mächtige Calcare Rosso in einem peritidalem Ablagerungsraum bildete. Häufige Wiederaufarbeitung und Umlagerung (siehe Kapitel 3, Kompaktion und Zementation) deuten auf eine Sedimentation nahe dem Base Level hin. Daraus ergibt sich für die Abfolge des Calcare Rosso $A'/S' \leq 1$.

Concarena-Karbonatplattform

Im Vergleich zur Entwicklung der Pora-Karbonatplattform lässt sich für die Concarena eine teilweise abweichende Entwicklung rekonstruieren. Ein wesentliches Merkmal der Concarena ist die deutlich zweigeteilte Entwicklung der Plattform. Dies lässt sich anhand der aufgeschlossenen Geometrien nachweisen (siehe Kapitel 4). Für den Großteil der Concarena-Karbonatplattform gilt $A'/S' \leq 1$. Der liegende Teil der Plattform ist durch eine geringe Progradation mit der gleichzeitigen Bildung mächtiger lagunärer Zyklen und der Ablagerung mehrerer

zehner m-mächtiger Schüttungskörper im Bereich des Plattformabhanges gekennzeichnet. Die Karbonatproduktion (S') lag nur unwesentlich oberhalb des gebildeten Akkommodationsraums (A'). Der höhere Teil der Plattform zeigt eine ausgeprägte Progradation der geringmächtiger ausgebildeten lagunären Schichten bei gleichzeitiger Bildung geringmächtiger Schüttungen des Plattformabhanges. Als Ursache dafür kommen zwei Hauptfaktoren in Betracht. Zum einen wurde die Entwicklung der Concarena-Karbonatplattform von einer ausgeprägten Abnahme der A'/S' -Rate betroffen ($A'/S' < 1$). Zahlreiche regionale Profile im Bereich der Ladin/Karn Grenze besitzen Anzeichen für einen Abfall des eustatischen Meeresspiegels (Gaetani et al. 1998). Dies führte im Bereich der heutigen Lombardischen Alpen zu einer signifikanten Verringerung bei der Bildung von Akkommodationsraum (Abnahme von S'). Zum anderen kam es in Kombination von eustatischem Meeresspiegelabfall mit einer tektonisch bedingten Segmentierung der Becken (Assereto & Casati 1965; Brack 1984) und Abnahme der Subsidenz zu einer lokalen Entwicklung ungünstiger Umweltverhältnisse (Hungersedimentation) und damit zu einer Abnahme der Karbonatproduktion (Abnahme in S'). Dies lässt sich an einer Umstellung der Sedimentation im Bereich des Riffabhanges der Concarena feststellen. Daraus folgt, dass trotz $A'/S' < 1$ die Abnahme in A' im Wesentlichen für die ausgeprägte Progradation des zweiten Stadiums verantwortlich ist.

5.5.4 Sequenzstratigraphie und Zementation

Im Kapitel 3 wurde aufgezeigt, dass die ladinisch/karnischen Plattformen des Calcare di Esino von einer starken frühmarinen Zementation überprägt wurden. Eine vergleichbar intensive Zementation wurde bei zahlreichen weiteren triassischen Karbonatplattformen festgestellt (Grigna und Valle Brembana: Frisia-Bruni et al. 1989, Mutti & Weissert 1995, Marmolada: Russo et al. 2000, Nördliche Kalkalpen: Brandner & Resch 1981, Henrich & Zankl 1986, Zeeh et al. 1995). Es existieren aber auch weniger stark zementierte triassische Karbonatplattformen (Latemar: Harris 1993, Emmerich et

al. 2005a, Dosso dei Morti: Unland 1975).

Dieses unterschiedlich starke Vorkommen der Zemente in den triassischen Karbonatplattformen hat mehrere Ursachen. Weniger stark zementierte Plattformen wie z.B. die Latemar-Karbonatplattform besitzen eine andere Morphologie im Vergleich zu den stark zementierten Plattformen wie der Concarena. Das Riff der Latemar-Plattform setzt sich zu einem großen Teil aus niedrig wachsenden, inkrustierenden Organismen zusammen (Emmerich et al. 2005a). Ein schmaler Rifftrand mit nur wenigen großen, isolierten Hohlräumen und einer niedrigen Topographie hemmten das effektive „Hindurchpumpen“ von Fluiden z.B. durch die Tätigkeit der Wellen.

Die Isolation primärer Hohlräume durch inkrustierende Organismen und die Verfüllung mit Peloiden verhinderte ebenfalls eine massive frühe Zementation.

Ein weiterer Grund für die beschriebenen Unterschiede ist die enge Beziehung zwischen Karbonatproduktion und intensiver Zementation (Lighty 1985). Nach Lighty (1985) kommen höhere Gehalte an Zementen generell in Riffen vor, die durch niedrige Karbonatproduktions- bzw. Sedimentationsraten (niedrige S') gekennzeichnet sind. Es ist jedoch präziser, die intensive frühmarine Zementation mit einer niedrigen A'/S' -Rate in Beziehung zu setzen. Hiernach wird eine Abnahme in der Schaffung neuen Akkommodationsraums (A' ; d.h. totale Subsidenz plus Meeresspiegelanstieg; z.B. Jervy 1988; Posamentier et al. 1988) mit einer niedrigen Karbonatproduktionsrate (S') kombiniert. Eine hohe Rate in der Schaffung neuen Akkommodationsraumes verkürzt die Zeit, die für eine marin-phreatische Diagenese und die Formation typischer Zemente (z.B. „*Evinospongiae*“) zur Verfügung steht. Die Sedimente erreichen schneller den Diagenesebereich der flachen Versenkung. Da z.B. der anisische Latemar durch sehr hohe Subsidenzraten gekennzeichnet ist (Totale Subsidenz: 650-800m/Ma; Zühlke et al. 2003; Emmerich et al. 2005c), überrascht es nicht, dass die frühmarine Zementation hier geringer ausgebildet ist.

Eine massive frühe Zementation tritt häufiger in den ladinisch/karnischen Karbonatplattformen mit

deutlich erhöhtem Rifftrand wie der Concarena auf. Der Rifftrand dieser Plattformen besteht in einem hohen Maße aus widerstandsfähigen Organismen wie Scleractinien (Flügel 2002 mit weiteren Referenzen). Ein weiteres Kennzeichen der ladinisch/karnischen Plattformen ist die veränderte Morphologie hin zu ausgeprägten Riffträndern, die zu einer größeren Beständigkeit gegenüber der Wellenenergie hatten und zum anderen ein effektiveres Pumpen der Fluide durch den Porenraum ermöglichten. Nach Ginsburg et al. (1971), James et al. (1976) und Marshall (1986) zeigten oftmals nur meerwärts gerichtete Rifftränder eine intensive Zementation, da hier entsprechende Umweltbedingungen herrschen (hochenergetische Bedingungen ermöglichten ein effektives Pumpsystem für die marinen Fluide).

Im Fall der Concarena führte vermutlich die Entwicklung ungünstiger Umweltbedingungen in den Beckenbereichen zu einer Abnahme der Karbonatproduktion (extrinsische Faktoren *sensu* Schlager 1993) und damit einer Zunahme der intensiven Zementation während des zweiten Plattformstadiums. Die exzellente Porosität zahlreicher Kohlenwasserstoffreservoirs in verschiedenen Karbonatplattformen steht nach Moore & Haydari (1993) in Beziehung zu Sedimentbecken mit ausgeprägter totaler Subsidenz bei gleichzeitig hohem Meeresspiegel. Es ist allerdings genauer, die diagenetische Entwicklung von Karbonatplattformen hoher Porosität und geringer Zementation mit Zeiten eines schnellen Meeresspiegelanstiegs und/oder ausgeprägter totaler Subsidenz (d.h. hohe A') zu verknüpfen. Ein bestimmter Betrag der Zementation ist jedoch auch notwendig, um eine intensive Kompaktion und damit den Verlust der Porosität zu verhindern.

Es lässt sich feststellen, dass die Porosität bei Aüberachtlassung von bio- und physikochemischen Prozessen sowie der Zementation, die während der tiefen Versenkung stattfindet, in einem bestimmten Bereich der Schaffung von Akkommodationsraum in Verbindung mit einer ausgeglichenen Karbonatproduktion erhalten bleibt. In Konsequenz des beschriebenen Zusammenhangs von A'/S' -Rate und intensiver Zementation kann deshalb die frühe diagenetische Entwicklung an bestimmte Plattformge-

ometrien geknüpft werden:

- (i) für aggradierende oder retrogradierende Plattformen ist es unwahrscheinlich, dass sich eine intensive frühe Zementation ausbildet,
- (ii) Plattformen mit progradierenden Charakteristika besitzen ein größeres Potential für eine intensive frühe Zementation.

Diese Hypothese wird durch den Vergleich mit anderen triassischen Plattformen aus dem Bereich der westlichen Tethys bestätigt. Boni et al. (1994) und Climaco et al. (1997) beschreiben ähnliche diagenetische Merkmale von „pathologisch progradierenden“ (Bosellini 1989) obertriassischen Plattformen in Kalabrien (Süditalien). Ähnlich wie bei der Concarena zeigen die jüngeren Stadien der Plattformentwicklung eine Abnahme in A' in Kombination mit der Ausbildung von anoxischen Bedingungen im Beckenbereich. Starke Ähnlichkeiten bestehen auch mit Plattformen der nördlichen Kalkalpen (Brandner & Resch 1981, Henrich & Zankl 1986, Zeeh et al. 1995), bei denen eine intensive frühe Zementation während der Progradation morphologisch vergleichbarer Plattformen auftritt. Der Vergleich zwischen Plattformen mit geringer früher Zementation (Latemar, Dosso dei Morti) und Plattformen intensiver früher Zementation (Concarena, Mt. Pora) führt zur Identifikation verschiedener Grundbedingungen für diese Art der Zementation:

- (i) Das Vorkommen häufiger offener und verbundener Hohlräume (widerstandsfähiges Gerüst der Riffbildner oder Interpartikelraum der Talusbrekzien),
- (ii) effektive Mechanismen des Fluidtransports (Wellenaktivität in Kombination mit der entsprechenden Morphologie des Plattformrandes),
- (iii) geringe Schaffung von Akkommodationsraum (niedriger A') verlängert den Zeitraum, der für die frühe Zementation zur Verfügung steht (d.h. $A'/S' \ll 1$),
- (iv) niedrige Karbonatproduktions-/Akkumulationsraten (niedrige S') verlängern den Zeitraum, der für die frühe Zementation sowie die Permeabilität zur Verfügung steht.

5.6 Zusammenfassung & Zwischenergebnisse des Kapitels

Die marinen und terrestrischen Ablagerungen des Arbeitsgebietes lassen sich anhand der hier modifizierten Methode von Cross sequenzstratigraphisch untergliedern. Aufgrund der differentiellen Beckenentwicklung im Anis bis Karn und der zum Teil isolierten Position des Arbeitsgebietes ist eine sequenzstratigraphische Unterteilung dieser Schichten nach dem Modell von van Wagoner et al. (1988), Galloway (1989 a, b) oder Embry (1988) nur bedingt möglich. Alle drei Modelle sind stark mit Veränderungen des eustatischen Meeresspiegels verknüpft. Vor allem während des Ladin und Karn waren jedoch andere Faktoren (Tektonik, Sedimenteintrag, Klima etc.) für die Ausbildung der Sequenzen von größerer Bedeutung.

Aus der Interpretation des Verhältnisses von Akkommodationsentwicklung (A') und Sedimenteintrag (S') ergeben sich einige Unterschiede der hier vorgestellten Gliederung zu den auf Basis des Exxon-Modells etablierten Schemata von Gaetani et al. (1998) und Gianolla et al. (1998). Zusammenfassend lassen sich folgende Unterschiede feststellen:

- (1) Am Top der Camorelli-Karbonatbank befindet sich eine Drowning Unconformity. Sie wurde durch einen Anstieg des relativen Meeresspiegels gebildet, mit dem die flachmarine Sedimentation des Calcare di Camorelli nicht Schritt halten konnte. Es handelt sich demnach um eine Grenzfläche, die bei einem transgressiven Ereignis gebildet wurde, also um eine diachrone Transgressive Surface (TS) einer Sequenz 3. Ordnung.
- (2) Die Sequenz An 4 und die von Zühlke (2000) in den Dolomiten nachgewiesene Sequenz An 5 treten im Untersuchungsgebiet nicht auf. Die vollmarinen Schichten der Prezzo-Formation gehen hier kontinuierlich und ohne augenscheinliche Unterbrechungen in der Sedimentation in die ebenfalls vollmarinen Schichten der Buchenstein-Formation über.
- (3) Die existierende sequenzstratigraphische Interpretation der ladinischen Abfolgen konnte aufgrund

der differentiellen Beckenentwicklung (Unterschiede in A') im Arbeitsgebiet nicht angewendet werden. Horizonte (SB, TS etc.), die eine Unterteilung in mehrere Sequenzen 3. Ordnung nach dem Exxon-Modell (La1-La3 Sequenz, Gianolla & Jacquini 1998 oder L2-L3 Sequenz, Gaetani et al. 1998) erlauben, konnten hier bisher nicht nachgewiesen werden. Aus der Aufschlussaufnahme des südlichen Bereiches (Mt. Pora) ergab sich eine kontinuierliche Verflachungstendenz während des Ladin. Für den Bereich der Concarena muss von einer Vertiefung der Beckenbereiche während des späten Ladin ausgegangen werden.

(4) Die differentielle Beckenentwicklung während des Ladin lässt sich überregional feststellen (z.B. Bosellini et al. 1977, 1982, Doglioni 1982, 1984, Blendinger 1985). Aus diesem Grund ist von einem unterschiedlichen Entstehungszeitpunkt der sequenzstratigraphischen Markerhorizonte auszugehen. Eine sequenzstratigraphische Korrelation über verschiedene Beckenbereiche hinweg ist deshalb abzulehnen.

(5) Die sequenzstratigraphische Unterteilung der Karnischen Abfolge, wie sie von Gaetani et al. (C1-C3; 1998) und Gianolla et al. (Car 1-Car 4; 1998) für die Lombardischen Alpen aufgestellt wurde, konnte im Arbeitsgebiet nicht durchgeführt werden. Während der Ablagerung der Arenaria di Val Sabbia, Gorno- und Breno-Formation kam es zu ausgeprägten Faziesverzahnungen und der Wanderung der Faziesgürtel. Die diachronen Faziesgrenzen konnten nicht zur sequenzstratigraphischen Einstufung verwendet werden.

(6) Die bisherigen Befunde zur Castro-Formation deuten auf einen Anstieg des Base Level (ausgeprägte Subsidenz) gegenüber den liegenden Sedimenten der San Giovanni Bianco-Formation hin. Die Einstufung in eine Sequenz 3. Ordnung mit basaler Sequenzgrenze (N1; Gaetani et al. 1998, No1; Gianolla et al. 1998) scheint daher im Untersuchungsgebiet problematisch.

(7) Die Anwendung der veränderten Definition von

Cross (A'/S' -Rate), ermöglichte die Aufstellung fundamentaler Grenzbedingungen für die geometrische Entwicklung von Karbonatplattformen. Zudem ergibt die sequenzstratigraphische Analyse auf Basis dieses Modells eine grundlegende Beziehung zwischen Entwicklung und Zementation der Plattformen.

KAPITEL 6: INTEGRIERTE QUANTITATIVE BECKENMODELLIERUNG

6.1 Einführung

Die letzten Jahrzehnte haben aufgrund neu entwickelter Methoden und dem Vergleich mit rezenten Ablagerungsräumen eine Fülle neuer Daten zur Genese von Sedimentbecken erbracht. Auf deren Basis konnten die einzelnen Prozesse und die jeweiligen Kontrollfaktoren qualitativ erfasst werden, was letztlich zur Aufstellung verschiedener Sedimentationsmodelle führte. Der Einfluss spezifischer Kontrollfaktoren für die Beckenentwicklung ist bei der Anwendung qualitativer Methoden nicht oder nur schwer zu erfassen.

Eine numerische Beckenmodellierung basiert auf mathematischen Gleichungen, welche die erwähnten Prozesse und deren Interaktion beschreiben. Hierdurch erhält man zum einen quantitative Aussagen zu einzelnen Prozessen, zum anderen kann das Verständnis der Kontrollfaktoren, welche die Entwicklung eines Sedimentbeckens beeinflussen, verbessert werden. In akzeptablen Unsicherheitsgrenzen ermöglicht eine numerische Beckenmodellierung die objektive Evaluierung existierender, auf qualitativen Aussagen basierender Hypothesen zur Beckenentstehung und zu Sedimentationsmodellen.

In ein realistisches Modell müssen die wichtigsten, in einem Sedimentbecken ablaufenden geologischen, geophysikalischen, geochemischen und biologischen Prozesse wie z.B. Sedimentation, Erosion, Tektonik etc. integriert werden. Dies geschieht in Form vereinfachter mathematischer Gleichungen, die den Massen- und Energietransport im Sedimentbecken beschreiben sowie die physikalischen und physikochemischen Veränderungen des Sediments (Kompaktion, Thermische Reife etc.) als Funktion der Zeit und Temperatur berücksichtigen.

Die hier durchgeführte integrierte quantitative Beckenmodellierung, bestehend aus 1D-thermischer Modellierung, 2D-Rückwärtsmodellierung und 2D-stratigraphischer Vorwärtsmodellierung (Abb. 6.1) ist ein Arbeitsansatz, bei dem diese Methoden stufenweise aufeinander aufbauen und sich gegen-

seitig bedingen. Ein derartiger Ansatz, der realistische und geologisch widerspruchsfreie Minimum-/Maximummodelle der Beckenentwicklung liefert, wurde bisher kaum verfolgt.

6.2 Geschichte der quantitativen Beckenmodellierung

Die grundlegende logische Struktur einer quantitativen Modellierung beruht auf der Kombination eines mathematisch/physikalischen quantitativen Modells mit einer sorgfältigen Datenakquisition im Gelände und im Labor sowie der Festlegung genereller geologischer Rahmenbedingungen. Die quantitative Modellierung hat dabei die Gewinnung von Informationen über das untersuchte Ablagerungssystem zum Ziel und ist darüber hinaus auch auf rezente Ablagerungen nachvollziehbar anwendbar (Paola 2000).

Als Ausgangspunkt der modernen quantitativen Beckenmodellierung kann eine Arbeit angesehen werden, die 1962 von Sloss publiziert wurde. Darin wurde ein nach modernen stratigraphischen Prinzipien aufgestelltes konzeptionelles Modell vorgestellt, das als Grundlage einer quantitativen Modellierung dienen könnte. Das Modell basierte auf vier Variablen, die Einfluss auf die Ablagerungsform eines Sedimentkörpers haben (Paola 2000). Davon ausgehend erarbeitete Sloss verschiedene Szenarien für das Vor- und Rückschreiten der Sedimentkörper und damit ein Schema von stratigraphischen Zyklen der Sedimentation. Seit 1966 (Harbaugh 1966) wurden die Sedimentation beschreibende Algorithmen in einer Publikationsserie des Kansas Geological Survey veröffentlicht. 1978 erschien eine Reihe von Publikationen, darunter Arbeiten zur thermischen Subsidenz in Folge von Extension (McKenzie 1978) oder Subsidenz eines Beckens auf einer viskoelastischen Lithosphäre (Beaumont 1978), die für die quantitative Modellierung sedimentärer Systeme grundlegend werden sollten. Zahlreiche Geophysiker erkannten früh das Potential der quantitativen Beckenanalyse und nutzten diese Methode zur Vorhersage der durch die Bewegung der Lithosphäre hervorgerufenen, in seismischen Sektionen beobachtbaren großdimension-

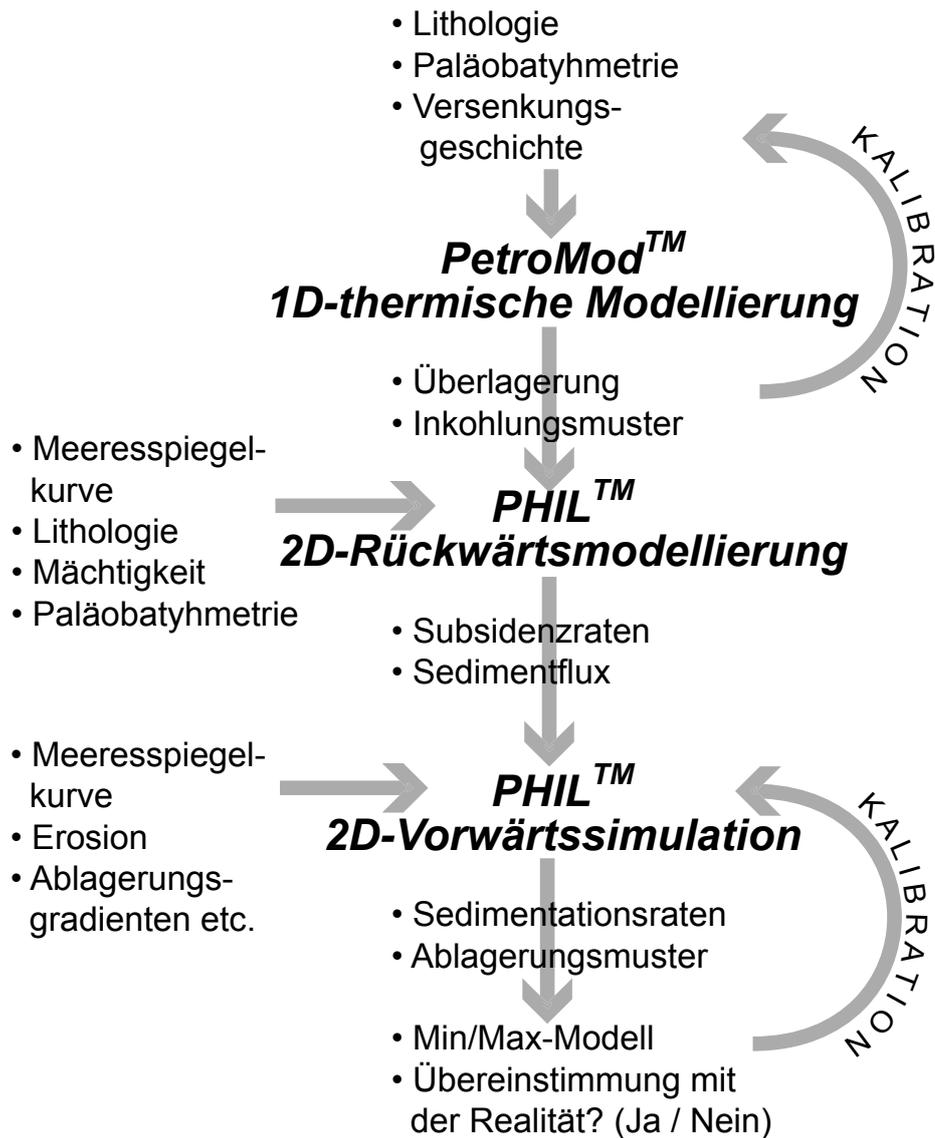


Abb. 6.1: Flussdiagramm der integrierten quantitativen Beckenmodellierung. Die einzelnen Modellierungsschritte bauen schrittweise aufeinander auf und liefern spezifische Inputparameter (senkrechte Pfeile) für die jeweils nachfolgende Modellierung. Als Ergebnis erhält man ein Best Fit-Modell der Beckenentwicklung.

nen Schichtgeometrien (Paola 2000). Der aktuelle Entwicklungsstand der quantitativen Modellierung sedimentärer Systeme sind Modelle, in denen die Sedimentationsflächen durch dynamische Prozesse (Meeresspiegelschwankungen, Sedimentanlieferung, Karbonatproduktion etc.) gesteuert werden. Diese Modelle sind in der Lage, den zeitlich wechselnden Einfluss bestimmter Prozesse, die für die Vernichtung und Schaffung von Akkommodationsraum oder die Rate der Sedimentation verantwortlich sind, zu bestimmen (u.a. Aigner et al. 1989, Al-

len & Allen 1990, Cross 1990, Bosscher & Schlager 1992, Flemings & Grotzinger 1996, Harbaugh et al. 1999, Bowman & Vail 1999, Burgess et al. 2001).

6.3 Arten der quantitativen Beckenmodellierung

Es existieren zahlreiche Möglichkeiten, die Entwicklung eines Sedimentbeckens mit Hilfe einer numerischen Modellierung zu erfassen. Eine Möglichkeit ist die Modellierung der Temperaturgeschichte eines Sedimentbeckens (Poelchau et al. 1997, Yal-

cin et al. 1997). Daraus ergeben sich z. B. Hinweise auf die Geschwindigkeit und Dauer der Versenkung eines Sedimentbeckens, die Generierung und den Transport von Kohlenwasserstoffen oder auch auf die Porositäts- und Permeabilitätsentwicklung in einem Sedimentbecken. Eine weitere Art der quantitativen Beckenmodellierung beruht auf der Simulation der Beckenverfüllung unter Berücksichtigung sequenzstratigraphischer Prinzipien (u.a. Bowman & Vail 1999, Kendall et al. 1991, 1998, Paola 2000). Mit dieser Methode versucht man, den Einfluss verschiedener Kontrollfaktoren bzw. Parameter auf die Beckenverfüllung zu ermitteln. Darüber hinaus liefert diese Methode quantitative Aussagen zu einzelnen Parametern wie Karbonatproduktion, Sedimentflux oder Subsidenz.

Im Rahmen dieser Arbeit wird eine integrierte Beckenmodellierung basierend auf einer thermischen Modellierung (1D) und einer sequenzstratigraphischen Modellierung (2D) der Beckenverfüllung durchgeführt.

6.4 Kontrollfaktoren der Beckenverfüllung

Die Verfüllung eines sedimentären Beckens ist ein komplexer Vorgang, an dem zahlreiche Kontrollfaktoren (Enos 1991) beteiligt sind. Abhängig vom Ablagerungsraum, der klastisch, karbonatisch oder evaporitisch geprägt sein kann, variiert die Art der Kontrollfaktoren sowie ihr Einfluss auf die Sedimentation. Im Arbeitsgebiet, den östlichen Lombarischen Alpen, wurde eine Abfolge von karbonatischen und klastischen Sedimenten abgelagert. Evaporite treten nur untergeordnet auf.

Die wichtigsten Kontrollfaktoren der Beckenentwicklung sind:

- (1) thermo-tektonische Subsidenz
- (2) flexurell-induzierte Subsidenz
- (3) kompaktionsinduzierte Subsidenz
- (4) eustatischer Meeresspiegel
- (5) biogene Karbonatproduktion
- (6) Klima
- (7) terrigener Sedimenteintrag, Sedimentumlagerung etc.

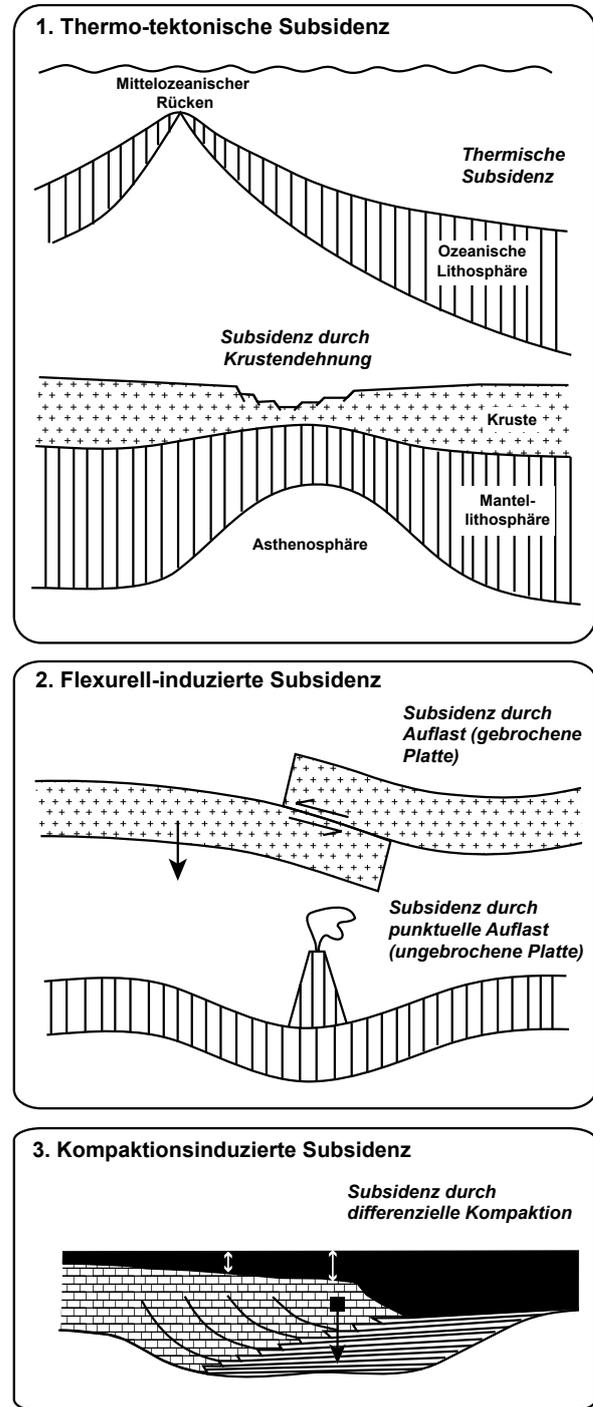


Abb. 6.2: Schematische Darstellung der verschiedenen Subsidenzkomponenten der totalen Subsidenz sowie der Prozesse die zur Subsidenz führen können (verändert nach Allen & Allen 1990). Die einzelnen Komponenten (thermo-tektonische, flexurell induzierte und kompaktionsinduzierte Subsidenz) müssen im Rahmen einer Beckenmodellierung bestimmt werden, denn nur so lassen sich verlässliche Aussagen zur Entwicklung eines Beckens treffen.

6.4.1 Thermo-tektonische Subsidenz

Die thermo-tektonische Subsidenz ist die dominierende Komponente der totalen Subsidenz. Sie kennzeichnet die Auf- und Abwärtsbewegung der Erdoberfläche durch thermo-tektonische Kräfte. Hierunter fallen Kräfte, die durch die Abkühlung der Lithosphäre oder in Folge von Krustendehnung entstehen (Abb. 6.2). Spannungen in den Lithosphärenplatten können ebenfalls einen Einfluss auf die Richtung und das Ausmaß der thermo-tektonischen Subsidenz ausüben (Allen & Allen 1990). Bei der thermo-tektonischen Subsidenz handelt es sich meist um Veränderungen der Dichtestruktur und der Mächtigkeit der Lithosphäre, in deren Folge es zu isostatischen Ausgleichsbewegungen kommt (Isostasie nach Airy oder Pratt). Mächtigkeitsveränderungen der Kruste werden z.B. durch Erosion, Dehnung oder Intrusion von Magmen verursacht (Stüwe 2000). Veränderungen der Dichtestruktur entstehen bei der Abkühlung der Lithosphäre (Enos 1991). Ein bekanntes Beispiel ist die Absenkung ozeanischer Kruste mit zunehmender räumlicher und zeitlicher Entfernung zu einem Mittelozeanischen Rücken (Abb. 6.2). Die Absenkung ist dabei genau so groß wie die infolge der Erwärmung vorangegangene Hebung (thermische isostatische Kompensation, McKenzie 1978). Es besteht folgende Beziehung zwischen thermaler Subsidenz (S_T) und Temperatur (T) (McKenzie 1978):

$$S_T(t) = [(4\rho_w a v T_1 a) / \pi^2 (\rho_0 - \rho_w)] [(\beta/\pi) \sin(\pi/\beta)] [1 - \exp(-t/\tau)] \quad (6.1)$$

ρ_w = Dichte des Wassers (1000 kg/m³)

ρ_0 = Dichte des Gesteins der Lithosphäre bei 0°C

a = Mächtigkeit der Lithosphäre

av = Volumenkoeffizient der thermalen Ausdehnung (3.28 x 10⁻⁵ K⁻¹)

T_1 = Temperatur an der Basis der Lithosphäre

t = Zeit

τ = thermale Zeitkonstante ($a^2/\pi^2\kappa$)

β = Dehnungsfaktor

κ = thermale Diffusivität (8 x 10⁻⁷ m²/s)

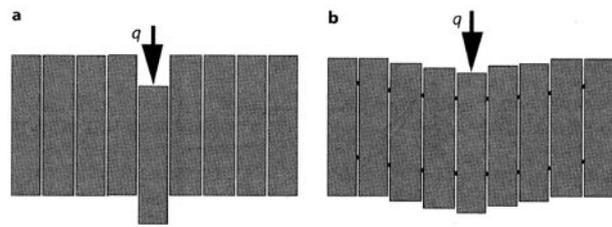


Abb. 6.3: Vergleich zwischen hydrostatischer Isostasie (a) und flexureller Isostasie (b). Bei der flexurellen Isostasie werden neben den Vertikalspannungen auch die auftretenden Scherspannungen berücksichtigt. Die Größe q ist die auf die Lithosphäre aufgebrachte Last (aus Stüwe 2000).

6.4.2 Flexurell-induzierte Subsidenz

Die zweite Komponente, die für die Schaffung von Akkommodationsraum verantwortlich ist, wird als flexurell-induzierte Subsidenz bezeichnet. Im Gegensatz zur lokalen Airy-Isostasie werden bei der flexurellen Isostasie die an den Lithosphärenplatten anliegenden vertikalen und horizontalen Spannungen berücksichtigt (zwei Raumrichtungen, Abb. 6.3). Das heißt, die Lithosphäre wird als eine elastische Platte betrachtet, bei der die durch Auflast entstehenden Spannungen auch horizontal weitergegeben werden können – es entsteht eine gebogene Platte (Abb. 6.2). Die Art der Biegung der Lithosphärenplatte ist abhängig von ihrer Rigidität. Je rigider eine Platte ist, desto breiter und flacher wird sich das entsprechende Becken bei einer Auflast ausbilden. Bei geringerer Rigidität entsteht mit identischer Auflast dagegen ein enges und tiefes Becken. Der so geschaffene Akkommodationsraum besitzt zwar eine unterschiedliche Form, hat jedoch ein identisches Volumen.

Die flexurelle Isostasie kommt den natürlichen Systemen sehr viel näher als die lokale Isostasie. Außerdem ermöglicht die Berücksichtigung der flexurellen Isostasie eine realistischere, zwei- oder dreidimensionale Modellierung der zu untersuchenden Beckenbereiche. Der Parameter, der die Stabilität der Lithosphäre charakterisiert, wird als flexurelle Rigidität (D) bezeichnet. Um diese zu quantifizieren, wird gewöhnlich die effektive elastische Dicke (T_e) einer Lithosphärenplatte gemessen. Es besteht folgende einfache Beziehung (Watts et al. 1982):

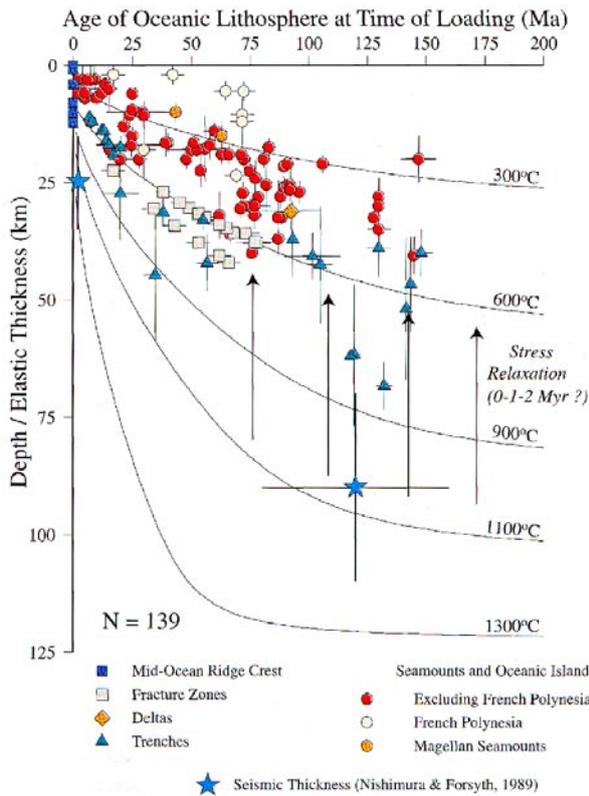


Abb. 6.4: Effektive elastische Lithosphärenmächtigkeit (T_e in km) mit zunehmendem Alter der ozeanischen Lithosphäre zur Zeit der Belastung (Ma). Ein Großteil der gemessenen Werte liegt zwischen der 300°C und 600°C Isotherme (aus Watts 2001).

$$T_e = \sqrt[3]{12D(1-\nu^2)/E} \quad (6.2)$$

ν = Poissonsche Konstante (0.25)

E = Youngs Modul (7×10^{10} N/m²)

Diese zwei Konstanten (ν und E) charakterisieren die Rheologie des elastischen Teils der Kruste und Mantellithosphäre.

Die Bestimmung der effektiven elastischen Lithosphärenstärke ist komplex. Untersuchungen haben Hinweise erbracht (z.B. Burov & Diament 1996), dass T_e von der thermalen Struktur und dem Alter der Lithosphäre abhängt. Besonders für die ozeanische Lithosphäre wurden daraufhin Grenzisothermen für die Basis der effektiven elastischen Lithosphäre definiert (z.B. 450°, McKenzie & Fairhead 1997; 400-600°, Burov & Diament 1996). Die Abbildungen 6.4 und 6.5 zeigen typische Werte für T_e im ozeanischen und kontinentalen Bereich.

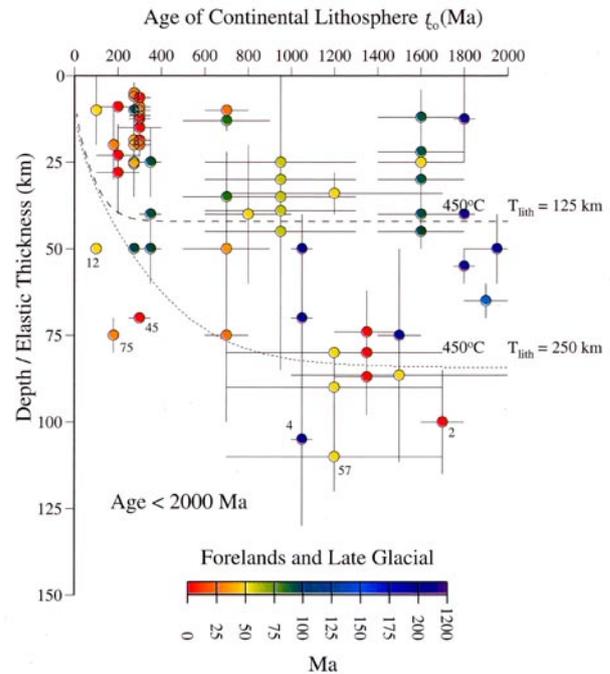


Abb. 6.5: Effektive elastische Lithosphärenmächtigkeit (T_e in km) mit zunehmendem Alter der kontinentalen Lithosphäre zur Zeit der Belastung (Ma). Im Vergleich zur ozeanischen Lithosphäre streuen die gemessenen T_e -Werte der kontinentalen Areale über einen weiten Mächtigkeitsbereich. Dies ist durch die heterogene Zusammensetzung der kontinentalen Lithosphäre bedingt, was zu großen Unterschieden in der Rigidität führt (aus Watts 2001).

Die Algorithmen, die für Beckenmodellierungen verwendet werden, basieren auf einem dynamischen Deformationsmodell von Sawyer & Harry (1991). Der flexurelle Ausgleich der Kruste als Antwort auf Belastung und Entlastung mit Sediment und/oder Wasser wird auf Basis einer homogenen elastischen Platte berechnet (Turcotte & Schubert 1982). Mehrere Bedingungen fließen in die flexurelle Berechnung ein und müssen berücksichtigt werden (Bowman & Vail 1999):

- (i) Sedimente werden gleichmäßig, senkrecht zum Transekt verteilt.
- (ii) Die Verteilung liegt innerhalb der flexurellen Wellenlänge des Modells.
- (iii) Die flexurelle Reaktion findet innerhalb des gewählten Zeitinkrementes statt.

Die Biegung bzw. Auslenkung der Lithosphärenplatte entlang des Transektes errechnet sich wie

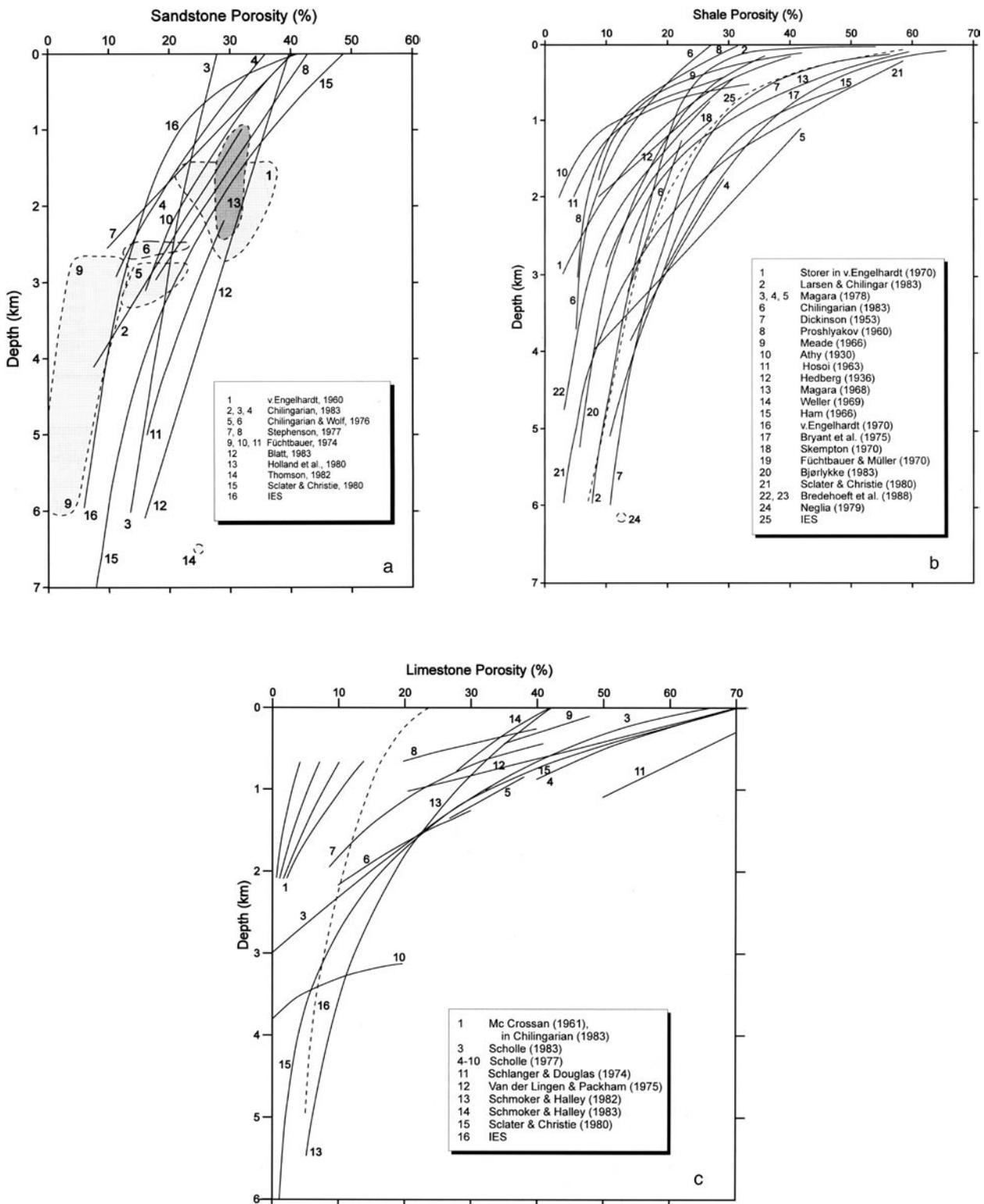


Abb. 6.6: Zusammenstellung verschiedener Porositäts-Teufen-Beziehungen für drei verschiedene Lithologien und der Vergleich mit der von PetroMod™ benutzten Funktion (IES; aus Wygrala 1989).

X-Achse: Porosität in %; Y-Achse: Tiefe in km.

6.6a: Sandstein

6.6b: Tonschiefer

6.6c: Kalkstein

Die aufgeführten Zitate finden sich in der Originalliteratur (Wygrala 1989).

folgt (Bowman & Vail 1999):

$$w(x) = (V_0 \alpha^3 / 8D) e^{-x/\alpha} (\cos x/\alpha + \sin x/\alpha) \quad (6.3)$$

$w(x)$ = Auslenkung an Punkt x des Transektes

x = Entfernung zur Last

V_0 = Last bei $x = 0$

D = flexurelle Rigidität

α = flexureller Parameter

Die flexurelle Rigidität (D) ergibt sich aus:

$$D = [\alpha^4 g (p_m - p_w)] / 4 \quad (6.4)$$

ρ_w = Dichte des Wassers (1030 kg/m³)

ρ_m = Dichte des Mantels (3340 kg/m³)

g = Gravitationskonstante

6.4.3 Kompaktionsinduzierte Subsidenz

Die kompaktionsinduzierte Subsidenz ist die dritte Komponente, die Raum für die Ablagerung von Sedimenten zur Verfügung stellen kann. Je nach Mächtigkeit und Lithologie trägt sie wesentlich zur totalen Subsidenz bei. Generell spiegelt sie die Abnahme der Porosität einer bestimmten Lithologie mit zunehmender Tiefe wieder (Abb. 6.6 sowie Kapitel 3). Hieraus resultiert eine Volumenverringerng und damit die Erzeugung von Subsidenz. So kann es z.B. zu einer ausgeprägten differentiellen kompaktionsinduzierten Subsidenz und damit zu Unterschieden in der Geometrie von Sedimentationseinheiten kommen, wenn sich Karbonatplattformen mit Beckensedimenten größerer Kompaktionsfähigkeit verzahnen (Abb. 6.2; Doglioni & Goldhammer 1988). Aus diesem Grund muss bei einer Modellierung von Karbonatplattformen der Verlust an Porosität durch eine frühe Zementation berücksichtigt werden (siehe auch Kapitel 3).

Generell erfolgt die Berechnung der kompaktionsinduzierten Subsidenz mit Hilfe empirisch abgeleiteter Porositäts-Teufen-Beziehungen für verschiedene Sedimenttypen (z.B. Welte et al. 1997). Die benutzten Modellierungsprogramme beinhalten eine Reihe vordefinierter Lithologien sowie deren Kompaktionsparameter (Dichte, Initiale Porosität,

Kompaktionsrate, maximale Teufe der Kompaktion). Falls notwendig, müssen die entsprechenden Porositäts-Teufen-Kurven den Geländebeobachtungen angepasst werden.

6.4.4 Eustatischer Meeresspiegel

Eustatische Meeresspiegelschwankungen haben einen wesentlichen Einfluss auf die Entwicklung von Sedimentabfolgen. So kann z.B. ein Anstieg des Meeresspiegels zur Aggradation oder Retrogradation der Faziesgürtel und infolgedessen zu bestimmten Ablagerungsmustern führen. Die Auswertung dieser Ablagerungsmuster ist Grundlage jeder sequenzstratigraphischen Analyse (siehe Kapitel 5). Die Ausbildung lagunärer Zyklen bei Karbonatplattformen wird ebenfalls oft mit Fluktuationen des Meeresspiegels in Verbindung gebracht (z.B. Goldhammer & Harris 1989).

Eustatische Meeresspiegelschwankungen können aber auch zu signifikanten Fehlern in der Berechnung der Subsidenz führen, da der Meeresspiegel als Datumshorizont bei der Subsidenzanalyse verwendet wird. Ein Anstieg des Meeresspiegels führt eventuell zu einer Vertiefung des Beckens (zunehmende Wassertiefe), was als Zunahme der Subsidenz interpretiert werden kann. Hinzu kommt, dass die Zunahme der Wassertiefe zu einem Anstieg der Last auf die Lithosphäre und damit zu Subsidenz führen kann. Aus diesen Gründen ist es notwendig, die eustatischen Schwankungen des Meeresspiegels bei einer Modellierung einzubeziehen. Der isostatische Ausgleich (Airy Isostasie) kann wie folgt dargestellt werden (Allen & Allen 1990):

$$\Delta SL = S(\rho_M - \rho_w / \rho_w) \quad (6.5)$$

ΔSL = Änderung des Meeresspiegel

S = Subsidenz des Meeresboden

ρ_M = Dichte des Mantels (3300 kg/m³)

ρ_w = Dichte des Wassers (1030 kg/m³)

6.4.5 Biogene Karbonatproduktion

Die biogene Karbonatproduktion trägt vor allem in tropischen Systemen zur Verfüllung von Ak-

kommodationsraum bei. Sie bezeichnet allgemein das Wachstumspotential eines Karbonatsystems in einem spezifischen Ablagerungsraum. Die Präzipitation der Karbonate wird dabei durch verschiedene Organismen kontrolliert, die ihrerseits von bestimmten Umweltbedingungen beeinflusst werden. Von Bedeutung sind vor allem die Faktoren Licht, Temperatur und Wasserchemie. So kommen z.B. rezente Korallen meist in einem Temperaturbereich von 20°C bis 30°C vor. Von besonderem Einfluss ist der Faktor Licht. Es besteht insbesondere in tropischen Systemen ein enger Zusammenhang zwischen Licht, Photosynthese und Karbonatpräzipitation. Für die Darstellung dieser Systeme wird deshalb eine vereinfachte, tiefenabhängige Kurve der Karbonatproduktion verwendet (Abb. 6.7). Sie kann folgendermaßen beschrieben werden (Bosscher & Schlager 1992):

$$P_z = P_{\max} \tanh(I_z/I_k) \quad (6.6)$$

P_z = biogene Karbonatproduktion bei der Tiefe z

P_{\max} = maximale biogene Karbonatproduktion

I_z = Lichtintensität bei der Tiefe z ($I_0 \exp^{-kz}$)

I_k = Lichtintensität an der Basis der gesättigten Zone

z = Wassertiefe

k = Auslöschungskoeffizient für Licht, abhängig von Turbulenz, Partikelgehalt des Wassers etc.

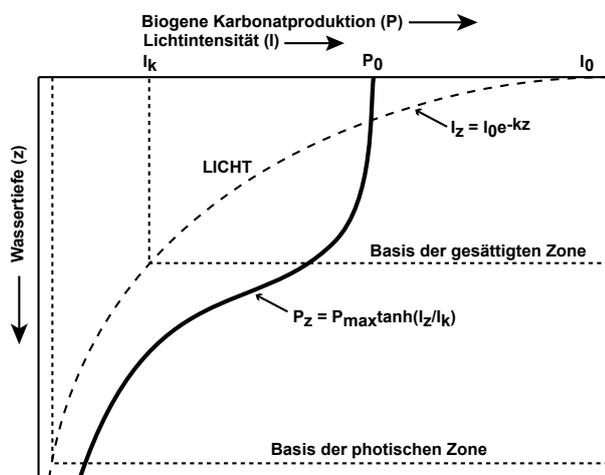


Abb. 6.7: Tiefenabhängige Funktion der Karbonatproduktion (verändert nach Bosscher & Schlager 1992). In tropischen Systemen ist die Karbonatproduktion vor allem von dem Faktor Licht abhängig (nähere Details finden sich im Text).

Zusätzlich existieren speziell abgeleitete Algorithmen, die den Einfluss des terrigenen Eintrags auf die biogene Karbonatproduktion sowie das pelagisch gebildete Karbonat bei einer Modellierung berücksichtigen (siehe auch Kapitel 9).

Karbonatproduktionsraten dürfen nicht mit Akkumulations- oder Sedimentationsraten verwechselt werden. Bei Karbonatproduktionsraten handelt es sich um die „Bruttomenge“ der Karbonatproduktion, die noch nicht von Erosion, Umlagerung und Lösung etc. betroffen wurde. Akkumulations- oder Sedimentationsraten sind demgegenüber abhängig vom Ablagerungsraum und den dort herrschenden energetischen Bedingungen, der Symmetrie eines Beckens, dem Klima, der tektonischen Entwicklung, den Ablagerungsgradienten, dem Überlieferungspotential und dem Zeitinkrement, welches für eine Modellierung verwendet wird (Enos 1991). Sie werden demnach neben dem Wachstumspotential des Karbonatsystems auch vom zur Verfügung stehenden Ablagerungsraum bestimmt und spiegeln daher nur in unzureichendem Maße z.B. die Entwicklung einer Riffgemeinschaft wider („Nettomenge“ der Karbonatproduktion).

6.4.6 Klima

Klimatische Prozesse beeinflussen die biogene Karbonatproduktion und den terrigenen Sedimenteintrag. So ist eine ausgeprägte biogene Karbonatproduktion, die zur Bildung von Karbonatplattformen führt, nur unter bestimmten klimatischen Bedingungen möglich. Diese klimatischen Bedingungen sind ihrerseits an bestimmte geographische Regionen gebunden, was bei einer Modellierung Beachtung finden muss. Der terrigene Sedimenteintrag wird zudem zu einem großen Teil von der Verfügbarkeit des Transportmediums Wasser gesteuert. Ein humideres Klima wird deshalb zu einem höheren Sedimenteintrag führen als ein arides Klima. Daneben hat das Klima einen signifikanten Einfluss auf die Zementation der Karbonate (meteorische Zementation, Lösung meteorischer Kalzitzeimente, Korrosion, Dolomitisierung oder die Bildung von Hämatitkrusten, Mutti & Weissert 1995; siehe auch Kapitel 3). Klimatische Prozesse werden bei einer

Modellierung indirekt berücksichtigt, indem die klimatische Daten in die Berechnung der Temperatur an der Sediment-/Wassergrenze, der biogenen Karbonatproduktion und des terrigenen Sedimenteintrags eingehen.

6.4.7 Terrigener Sedimenteintrag

Der terrigene, siliziklastische Sedimenteintrag ist neben der biogenen Karbonatproduktion der zweite Prozess, der zur Verfüllung des Akkommodationsraumes beitragen kann. Er leitet sich von der Größe und der Morphologie des Einzugsgebietes sowie dem Transport der siliziklastischen Sedimente ab. Neben den Fluktuationen des Meeresspiegels bestimmt der terrigene Sedimenteintrag die Form der Ablagerung. Spezifische Ablagerungsmuster und die Ausbildung der Ablagerungssequenzen können bei gleich bleibender Subsidenz und konstantem Meeresspiegel auf Fluktuationen des Sedimenteintrags zurückgeführt werden.

Die Bestimmung des terrigenen Sedimenteintrags erfolgt auf Basis einer Mengenermittlung pro Zeit während der 2D-Rückwärtsmodellierung und durch einen Abgleich mit publizierten Daten.

Der Transport der Sedimente kann mit Hilfe definierter Algorithmen beschrieben werden, die Prozesse wie Suspension, Traktion oder gravitative Massenverlagerungen (Rutschungen, Turbidite) umfassen (siehe Kapitel 9).

Die Suspension von Sediment im marinen Bereich wird durch eine empirisch abgeleitete Funktion dargestellt. Sie berücksichtigt die Dispersionsdistanz und die Weite der Schicht, die durch die Schönwetter-Wellenbasis im Hangenden sowie einer Vermischungsgrenze – Hypopycnocline – im Liegenden begrenzt ist, und in der das Sediment in suspendierter Form vorkommt (Bowman & Vail 1999):

$$T(x) = V_w V_s / 50000 C_d \tag{6.7}$$

T = Mächtigkeit des in einer Zelle abgelagerten Sediments

V_w = Volumen des Wassers, welches das Sediment passiert hat, um die Zelle zu erreichen

V_s = Volumen des Sediments, das die entsprechen-

den Zellen erreicht hat

C_d = Dispersionskonstante

V_w ergibt sich aus:

$$V_w = V_p + V_x \tag{6.8}$$

V_p = Totales Volumen des Wassers der vorhergehenden Zellen

V_x = Volumen des Wassers in der Zelle, in der Sediment in Suspension vorkommt

V_x wird berechnet aus:

$$V_x = MC \tag{6.9}$$

M = Mächtigkeit der Säule, in der Suspension vorkommt

C = Größe der Zelle

Traktion und gravitative Massenverlagerung transportieren siliziklastische Sedimente in den Akkommodationsraum und formen das siliziklastische Ablagerungsprofil. Im Gegensatz zur Suspension wird das Sediment dabei entlang der Sedimentoberflächen transportiert. Die Modellierung geschieht z.B. mit Hilfe einer Dreiecks- oder Zellenmethode. Die Menge des Sediments, welches über den Bereich eines Sedimentbeckens transportiert und abgelagert wird, wird von einer Serie von Zellen abgeleitet. Diese Zellen besitzen bestimmte vordefinierte Parameter (Ablagerungsgradienten des Ablagerungsraumes, Grenzbedingungen des Transportes etc.; siehe Kapitel 9), die das Gebiet der Ablagerung für ein bestimmtes Zeitintervall festlegen.

Traktion und gravitative Massenverlagerung erfolgen durch eine Folge aufeinander aufbauender Schritte (Bowman & Vail 1999). Ist Raum (Zellen) unterhalb des Base Level an einer bestimmten Position vorhanden, so wird das zur Füllung der Zellen benötigte Sediment vom bereitgestellten Sedimenteintrag abgezogen. Nach der Auffüllung bis zum Base Level wandert die Ablagerungsfront eine Zelle in Richtung des Beckens weiter. Dies geschieht solange, bis das für den entsprechenden Zeitschritt zur Verfügung gestellte Sediment

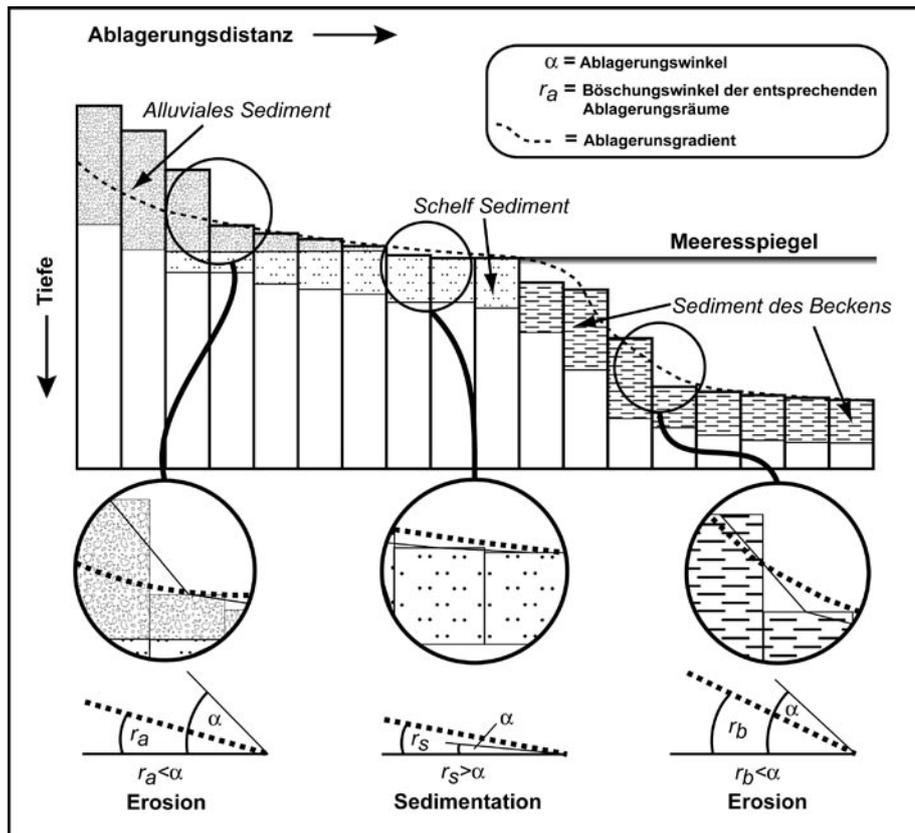


Abb. 6.8: Schematisches Zellen-basiertes Modell der Sedimentation. Erosion findet statt wenn der Ablagerungswinkel größer ist als der Böschungswinkel. In diesem Fall wird Sediment solange weiter in Richtung Becken transportiert bis der Böschungswinkel unterschritten wird. Das dann abgelagerte Sediment wird vom gesamten Sedimenteintrag abgezogen (weitere Details im Text).

verbraucht ist (Bowman & Vail 1999). Während dieses Vorgangs wird ständig geprüft, ob bestimmte Stabilitätswinkel oder Böschungswinkel (Ablagerungsgradienten für Küstenebene, Schelf etc.) überschritten werden. Dies erfolgt, indem der Winkel von Mittelpunkt zu Mittelpunkt der Sedimentoberflächen benachbarter Zellen gemessen wird (Kendall et al. 2003). Ist dieser Winkel größer als die vordefinierten Böschungswinkel, so wird Sediment aus den Zellen entfernt und in Richtung des Beckens transportiert, bis sich das Gleichgewicht zwischen den benachbarten Zellen eingestellt hat (Abb. 6.8).

Einen Einfluss auf diese Prozesse hat auch das zuvor abgelagerte Sediment (Sand, Ton, Karbonat etc.), da die jeweils unterschiedliche Dichte die gleichzeitig durchgeführte Kompaktion der unterlagernden Abfolge bestimmt. Die Folge sind Unterschiede im Akkommodationsraum und damit Unterschiede in der Ablagerungsgeometrie und der Transportweite.

Komplexere Programme ermöglichen zusätzlich die Erfassung spezieller erosiver Vorgänge (z.B. Erosion durch fluviatile Kanäle etc., Bowman & Vail 1999). Hierdurch kann der Eintrag zusätzlicher Mengen an siliziklastischem Sediment in das Becken modelliert werden (siehe Kapitel 9).

6.5 Generelle Eingabeparameter der integrierten Beckenmodellierung

Das vom Bearbeiter aufgestellte konzeptionelle Modell untergliedert sich in geochronologische Einheiten, denen geologische und physikalische Parameter in numerischer Form zugeordnet werden (mathematisches Modell). Die generellen Eingabeparameter einer integrierten Beckenmodellierung ergeben sich zum einen aus der geologischen Geländeaufnahme, zum anderen aus der geologisch-strukturellen Entwicklung des Sedimentbeckens. Das ausgewählte Profil bzw. die Bohrung liefert

Formation / Zeitschritte	Alter Top (Ma)	Mächtigkeit (m)	kumul. Mächtigkeit (m)	Erosion	Pal.-Bath. Literatur	Pal.-Bath. modifiziert	Lithologie (PetroMod-Code)	Quelle
Hebung und Abtragung	5.3	0	0	ja	>1700	-1700	none	Rizzini & Dondi (1978)
Contofite Lombardo Hebung & Abtragung	23.8	0	0	ja	>100	-1600	SANDcongI	Cita (1954), Gaetani (1975), Rizzini & Dondi (1978), Gaetani & Jadoul (1979), Gaetani & Jadoul (1979), Günzenhauser (1985), Massari et al. (1986), Giulio et al. (1999), diese Arbeit
Faltungen und Überschiebungsphase	30.0	0	0	ja	>100	200	none	Trümpy (1973), Rögi et al. (1975), Gaetani & Jadoul (1979), Brack (1981), Laubscher (1986), Massari et al. (1986), diese Arbeit
Tabiago-Fm.	33.7	0	0	ja	1500	1000	SILT&LIME	Venzo (1954), Kleboth (1982), Mc Rae (1982), John & Blundy (1992), Giulio et al. (1999), diese Arbeit
Abtragung	54.8	60	60	ja	1500	1600	SILT&LIME	Venzo (1954), Kleboth (1982), Giulio et al. (1999), diese Arbeit
Piano di Brenno-Fm.	65.0	120	180	ja	1500-3000	1900	SILT&LIME	Bichsel & Häring (1981), Kleboth (1982), Geyer et al. (1986), diese Arbeit
Flysch di Bergamo	71.3	400	580	ja	1500-3000	2000	SHALE&LIME	Bichsel & Häring (1981), Kleboth (1982), Bersezio & Fornaciari (1989), diese Arbeit
Conglomerati di Sironè	84.5	80	660	ja	über CCD	2000	SANDcongI	Bichsel & Häring (1981), Gaetani (1975), Bersezio & Fornaciari (1989), diese Arbeit
Arenarie di Samico	85.8	370	1030	ja	über CCD	2000	SANDshaly	Bichsel & Häring (1981), Gaetani (1975), Bersezio & Fornaciari (1989), diese Arbeit
Hiatus	89.0	0	1030	ja	tiefmarrin	2000	none	Bersezio & Fornaciari (1989), diese Arbeit
Banchi caotici 2	93.5	20	1050	ja	tiefmarrin	2000	LIMESTONE	Bichsel & Häring (1981), Bersezio & Fornaciari (1987, 1989), diese Arbeit
Hiatus	93.6	0	1050	ja	tiefmarrin	2000	none	Bichsel & Häring (1981), Bersezio & Fornaciari (1987, 1989), diese Arbeit
Sciisti neriflysch rosso+Banchi caotici 1	95.0	30	1080	ja	tiefmarrin	2100	MARL	Bichsel & Häring (1981), Bersezio & Fornaciari (1987, 1989), diese Arbeit
Hiatus	95.5	0	1080	ja	tiefmarrin	2200	none	Bichsel & Häring (1981), Bersezio & Fornaciari (1987, 1989), diese Arbeit
Sass de la Luna-Fm.	98.9	200	1280	ja	tiefmarrin	2400	LIMEmarly	Bichsel & Häring (1981), Bersezio & Fornaciari (1987, 1989), diese Arbeit
Marme di Brunlino-Fm.	112.2	70	1350	ja	3200	2800	MARL	Bersezio & Fornaciari (1987, 1989), diese Arbeit
Maiolica-Fm.	115.0	130	1480	ja	3143	2900	CHALK	Gnaccolini & Jadoul (1988), Winterer & Bosellini (1981), Barberis et al. (1990), diese Arbeit
Rosso ad Aptici	146.0	30	1510	ja	2000	3000	LIMEshaly	Gaetani (1975), Winterer & Bosellini (1981), Gnaccolini & Jadoul (1988), Winterer (1999), diese Arbeit
Radolariti	153.0	50	1560	ja	3000	2900	SHALEcalc	Gaetani (1975), Winterer & Bosellini (1981), Gnaccolini & Jadoul (1988), Winterer (1999), diese Arbeit
Hiatus	159.4	0	1560	ja	2236	2450	none	Winterer & Bosellini (1981), Gnaccolini & Jadoul (1988), diese Arbeit
Concesio-Fm.	176.5	250	1810	ja	1827	1800	LIMEmarly	Gaetani (1975), Winterer & Bosellini (1981), Dommergues et al. (1997), diese Arbeit
Calcare del Domaro-Fm.	189.6	300	2110	ja	1000	1000	LIMESTONE	Gaetani (1975), Winterer & Bosellini (1981), Dommergues et al. (1997), diese Arbeit
Moltrasio-Fm. (Calcare de Gardone Val Trompia)	191.5	500	2610	ja	500	500	LIMEmarly	Gaetani (1975), Dommergues et al. (1997), diese Arbeit
Corma-Fm. +Sedrina-Fm.	194.5	150	2760	ja	30	30	LIMESTONE	Gaetani (1975), Winterer & Bosellini (1981), Forcella et al. (2000), diese Arbeit
Argilliti di Riva di Sotto+Calcare di Zu-Fm. +Dolomia a Conchodon-Fm.	199.6	1500	4260	ja	15	15	SHALEcalc	Kalin & Trümpy (1977), Burchell et al. (1990), Balazs & Konz (1999), Paly et al. (2000), Forcella et al. (2000), diese Arbeit
Castro-Fm. +Calcare di Zorzino+Dolomia Principale+Alalaita Group	207.9	1400	5660	teilweise	5	5	DOLomite	Burchell et al. (1990), Jadoul et al. (1992), diese Arbeit
Hiatus	225	0	5660	nein	-5	-5	none	Jadoul et al. (1992), diese Arbeit
San Giovanni Bianco-Fm.	226	150	5810	nein	0	0	MARL	Kalin & Trümpy (1977), Balazs & Konz (1999), diese Arbeit
Breno-/Gomo-/Lozio-Fm.+Arenaria di Val Sabbia	229.9	265	6075	nein	-5 bis 10	0	LIMESTONE	Rossetti (1965), Assereto & Casati (1968), Amgwerd (1980), Hein (1981), Garzanti et al. (1995), Balini et al. (2000), Berra & Jadoul (2002), diese Arbeit
Hiatus	234	0	6075	nein	-10	-5	none	Balini et al. (2000), Berra & Jadoul (2002), diese Arbeit
Wengen-Fm. +Calcare di Esino	235	400	6475	nein	5 bis 20	5	LIMESTONE	Gianolla et al. (1998), diese Arbeit
Buchenstein Fm.	238.8	40	6515	nein	300	300	SANDshaly	Brack (1984), Mundli et al. (1996), Mundli et al. (1995), Mundli (1996), Balini et al. (2000), diese Arbeit
Prezzo-Fm.	242	60	6575	nein	100	150	SHALE&LIME	Rossetti (1965), Brack (1984), Mundli et al. (1996), Mundli et al. (1995), Mundli (1996), diese Arbeit
Angolo-Fm.+Calcare di Camorelli	242.5	630	7205	nein	50	30	SILT&LIME	Brack (1984), Brandner (1984), Mundli et al. (1996), Mundli et al. (1995), Mundli (1996), diese Arbeit
Carniolo di Bovegno	246	70	7275	nein	15	0	SILT&LIME	Brack (1984), Brandner (1984), Mundli et al. (1996), Mundli et al. (1995), Mundli (1996), diese Arbeit
Servino-Fm.	247.2	100	7375	nein	10 bis 15	15	SILT&LIME	Assereto & Casati (1965), Brack (1984), Mundli et al. (1996), Mundli et al. (1995), Mundli (1996), Lehmann et al. (2002), diese Arbeit
Hiatus	251	0	7375	nein	-70	-70	none	Mundli (1996), Assereto & Casati (1965), diese Arbeit
Verucciano-Vulcaniti di Auocia+Pietra Simona +Conglomerati di Dosso dei Galli	252.3	500	7875	nein	-50	-50	SANDcongI	Assereto & Casati (1965), Riklin (1983), Brack (1984), Mundli et al. (1996), Mundli et al. (1995), Mundli (1996)
Hiatus	269	0	7875	nein	-50	-50	none	Assereto & Casati (1965)
Basement	269	2200	10075	nein	-50	-50	BASEMENT	Assereto & Casati (1965), Gradstein (1996)

Tabelle 6.1: Basisdatenbasis der 1D-thermischen Modellierung mit PetroMod™. Die Daten umfassen das Alter, die Mächtigkeit, die Erosion, die Lithologie, die Paläobathymetrie und die Lithologie der definierten geochronologischen Einheiten. Das chronostratigraphische Grundgerüst basiert auf Arbeiten von Yügan et al. 1997, Lehrmann et al. 2002, Mundli et al. 1996, 2001, 2003, Gradstein et al. 1995, Pálffy et al. 2000.

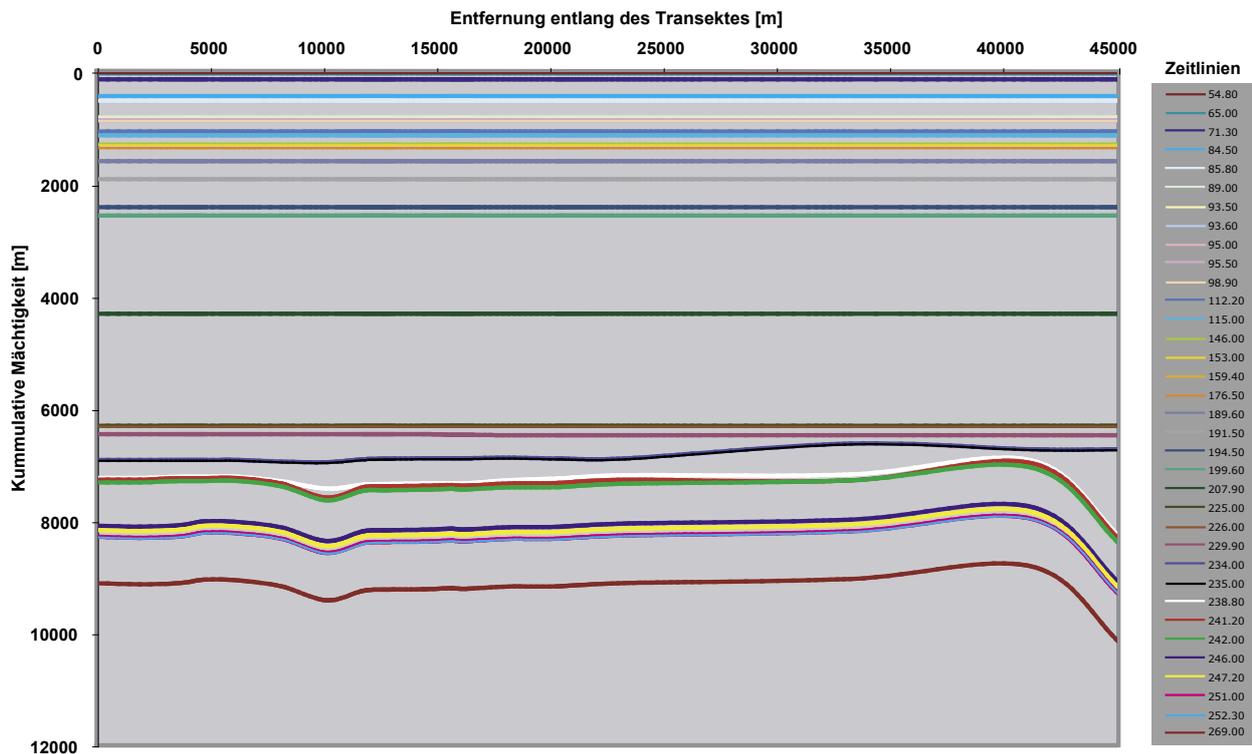


Abb. 6.9: Schematische Darstellung der kumulativen Mächtigkeit des 2D-Transektes. X-Achse = Länge des Transektes (m); Y-Achse = kumulative Mächtigkeit der geochronologischen Einheiten (m); Zeitlinien in Ma. Die Schichten jünger als 225 Ma wurden in das Arbeitsgebiet projiziert. Aus diesem Grund ergibt sich eine "Layer Cake"-Architektur für den gesamten heute nicht mehr aufgeschlossenen Bereich.

dabei den Großteil des Eingabe-Datensatzes für die 1D-thermische Modellierung. Für die 2D-Modellierungen muss dementsprechend ein Eingabe-Datensatz entlang eines 2D-Transektes erstellt werden (Abb. 6.9).

Es müssen allerdings auch diejenigen Zeitschritte in die Modellierung einbezogen werden, die heute in Folge von Erosion nicht mehr vorhanden sind (ehemaliges Überlager).

6.5.1 Alter/Zeitschritte

Den Zeitschritten müssen definierte Alter zugewiesen werden. Meist werden absolute Alter der gängigen Zeitskalen (z.B. Hardenbol et al. 1998) verwendet, die gegebenenfalls bei höherer Auflösung oder neueren Daten modifiziert oder interpoliert werden müssen. Für die hier durchgeführte integrierte Beckenmodellierung wurden insgesamt 38 Zeitschritte vom Oberperm bis zum Tertiär definiert (siehe Tabelle 6.1). Diese Unterteilung basiert im Wesentlichen auf biostratigraphischen Daten (siehe Kapitel 1), die mit vorhandenen Zeitskalen von Haq

et al. (1987) und Hardenbol et al. (1998) verknüpft wurden. Insbesondere für den Bereich der Trias existieren neuere radiometrisch bestimmte Alter (Mundil et al. 1996, 2003, Pálffy et al. 2000, 2002, Lehrmann et al. 2002), die eine Verifizierung der Zeitskalen notwendig machten. Für jede Zeitlinie existiert entlang des Transektes an den Profilverpunkten ein Datensatz, der die jeweiligen Topalter der Zeitschritte, Mächtigkeiten, Lithologien und Paläowassertiefen umfasst. Die nicht dekomprimierten, kumulativen Mächtigkeiten lassen Rückschlüsse auf die Versenkungstiefe und auf die ehemalige Beckenarchitektur zu (Abb. 6.9). Für die Zeit von der obersten Trias bis zum Tertiär existieren lediglich Daten aus südlich gelegenen Bereichen in 1 bis 35km Entfernung. Hinzu kommt, dass bisher nur wenige detaillierte Studien zu diesen Abfolgen vorliegen – zum Teil beginnt erst jetzt eine Revision der Stratigraphie der Lombardischen Alpen.

6.5.2 Mächtigkeiten

Die Mächtigkeit der definierten Einheiten ergibt

sich aus der Aufnahme geologischer Aufschlüsse, geologischen Karten und der Literaturrecherche. Zu beachten ist, ob die ursprünglich abgelagerte Mächtigkeit im Zuge geologischer Prozesse (z.B. Erosion) verändert wurde, da dies einen nicht unerheblichen Einfluss auf die Versenkung des Sedimentbeckens und dem gemäß die Kalibration des Modells zur Folge hat. Während der Modellierung und Kalibration der Daten werden die Mächtigkeiten neu bewertet. Hierbei ergeben sich Hinweise darauf, ob die jüngsten, südlich des Arbeitsgebietes aufgeschlossenen Schichten auch im Arbeitsgebiet selbst vorhanden waren. Tabelle 6.1 zeigt die für die 1D-thermische Modellierung verwendeten Mächtigkeiten der einzelnen Zeitschritte. Für die 2D-Modellierungen ist die Definition eines 2D-Transektes mit den entsprechenden Mächtigkeiten entlang des Transektes notwendig. Kompaktierte Mächtigkeiten existieren für die Referenzprofile (Anhang 3). Zwischen den Profilen wird durch die verwendete Software eine Interpolation der Mächtigkeit durchgeführt, die sich an der für dieses Modell eingestellten Zellweite orientiert. Die ermittelten maximalen Mächtigkeiten von der Trias bis zum Tertiär betragen für das Gebiet der Concarena 9140m. Geringere Werte von ca. 8000m wurden für den Bereich des Monte Pora ermittelt.

6.5.3 Paläowassertiefe

Um den Verlauf der Absenkung eines Beckens richtig wiederzugeben, muss auch die jeweilige Paläowassertiefe für die einzelnen Zeitschritte einbezogen werden. Angaben zur Paläowassertiefe entstammen entweder bereits veröffentlichten sedimentologischen (Sedimentstrukturen, Lithologien etc.), faziellen und paläontologischen Studien (Indexfossilien, Spurenfossilien etc.) der einzelnen Einheiten (siehe Kapitel 1) oder den eigenen Untersuchungen. So lieferten sowohl die geometrische Analyse der ladinisch/karnischen Plattform/Beckenbereiche (siehe Kapitel 5) als auch die sequenzstratigraphische Interpretation der aufgeschlossenen Perm/Trias-Abfolge (siehe Kapitel 6) Informationen zur Paläowassertiefe (Tabelle 6.1).

6.6 Einschränkungen einer Beckenmodellierung

Die Genauigkeit der verwendeten Zeitskala limitiert die Genauigkeit der modellierten Ergebnisse. Für den Bereich des Arbeitsgebietes existieren zum Teil nur gering auflösende Daten, was gering auflösende Modelle zur Folge hat. Zeitskalen werden mit Hilfe verschiedener Methoden (Biostratigraphie, radiometrische Altersdatierung etc.) erstellt. Bei einem Vergleich der Ergebnisse für verschiedene Sedimentbecken sollte darauf geachtet werden, dass einheitliche Zeitskalen und Methoden verwendet wurden.

Magnitude und Dauer von Meeresspiegelschwankungen sind schwer zu fassen. Bis heute gibt es keinen Konsens in der Bewertung von Meeresspiegelschwankungen. Zum Beispiel führt ein Anstieg des Meeresspiegels zwischen zwei Zeitschritten zu einer Vergrößerung der Wassertiefe und somit zu höheren Werten bei der Subsidenzberechnung. Insbesondere die Erkennung kurzfristiger Meeresspiegeländerungen ist oftmals mit großen Unsicherheiten behaftet. Hinzu kommt, dass sie meist nur regional nachweisbar sind. Deshalb sollten in einer Modellierung nur längerfristige, überregional nachweisbare Änderungen des Meeresspiegels berücksichtigt werden (≥ 3 . Ordnung).

Eine Bestimmung der Paläowassertiefe ist oftmals schwierig und birgt große Unsicherheiten. Die für bestimmte Tiefen indikativen Fossilien besitzen eine gewisse Toleranzbreite gegenüber der Wassertiefe des Lebensraumes. Insbesondere im tiefmarinen Bereich ist bis heute lediglich eine grobe Abschätzung der Paläowassertiefe möglich (z.B. mit Hilfe der CCD).

Effekte, die die Kompaktion und Dekompaktion beeinflussen, können in einer Modellierung berücksichtigt werden. Für zahlreiche Lithologien existieren empirisch abgeleitete Beziehungen zwischen Porosität und Versenkungstiefe. Dabei treten zahlreiche potentielle Fehlerquellen auf, wie z.B. frühe Zementation oder späte Diagenese bestimmter Lithologien.

Das flexurelle Verhalten der Kruste hat einen signifikanten Einfluss auf die Entwicklung des Akkommodationsraumes und sollte deshalb in einer Beckenmodellierung berücksichtigt werden. Es wird im Wesentlichen von der Mächtigkeit der effektiven elastischen Lithosphäre (T_e) und deren Entwicklung über die Zeit beeinflusst. Die Annahme einer homogenen, effektiven elastischen Lithosphärenmächtigkeit führt zu Ungenauigkeiten in den Ergebnissen der flexurell-induzierten Subsidenz.

Klimatische Veränderungen können einen Einfluss auf die Verfüllung eines Sedimentbeckens haben. Im Rahmen dieser Modellierung fließen diese Effekte nur indirekt in die Modellierung in Form von Änderungen des Sedimentflux oder der Karbonatproduktion ein.

Die komplexen Interaktionen zwischen Organismen, Klima, Nährstoffangebot, Salinität des Meerwassers, Sedimenteintrag etc. sind von einer großen Anzahl von Variablen abhängig. Eine Abschätzung und Modellierung dieser Interaktionen für einen karbonatischen oder siliziklastischen Ablagerungsraum ist nur sehr eingeschränkt möglich. Die Modellierung eines Sedimentbeckens beschränkt sich deshalb auf einige wenige übergeordnete Variable, bei denen eine hinreichend genaue Abschätzung möglich ist.

Wie erwähnt, können und sollen im Rahmen einer Beckenmodellierung nicht alle Variablen der Beckenentwicklung berücksichtigt werden. Während der Modellierung werden verschiedene Kombinationen der Eingabeparameter auf ihre Plausibilität überprüft. Verschiedene Kombinationen an Eingabeparametern können dabei zum selben Modellierungsergebnis führen. Mit der Festlegung von Randbedingungen kann die Anzahl der möglichen Parameterkombinationen eingeschränkt werden. Minimum-/Maximummodelle liefern einen Rahmen der für plausibel erachteten Parameterkombinationen.

KAPITEL 7: 1D-THERMISCHE MODELLIERUNG

7.1 Einführung

Die numerische 1D-thermische Modellierung der geologischen Entwicklung eines Sedimentbeckens dient dazu, die Versenkungs- und Temperaturgeschichte zeitlich und geometrisch zu beschreiben. Große Sedimentmächtigkeiten der permo-triasischen Formationen im Arbeitsgebiet sowie die Ablagerung tiefmariner Lithologien im Lombardischen Bereich während des Jura und der Kreide weisen auf eine tiefe Versenkung der heute aufgeschlossenen Schichten hin. Angesichts der vollständigeren Abfolge des südlichen Val Camonica im Vergleich zum Gebiet der Concarena wurde für die Modellierung ein 1D-synthetisches Profil im Bereich des Monte Pora ausgewählt (siehe Kapitel 6).

7.2 Zielsetzung

Auf der Basis der Analyse der thermischen Reife- und Inkohlungsmuster wurde eine 1D-thermische Modellierung mit der Software PetroMod™ der Firma IES durchgeführt. Ziel der 1D-thermischen Entwicklung war zum einen die Erstellung eines Modells der thermischen Rahmenbedingungen- und Wärmefluss-Geschichte, zum anderen wurden Angaben zur Mächtigkeit des erodierten Überlagers (Versenkungsgeschichte) der heute aufgeschlossenen Abfolge gewonnen. Weiterhin wurde mit Hilfe der 1D-thermischen Modellierung der Zeitpunkt der maximalen Versenkung und das Alter der zuletzt abgelagerten Schicht ermittelt. Diese Informationen bilden die Grundlage für die nachfolgenden 2D-Modellierungen zur Quantifizierung der Beckenentwicklung und deren Kontrollfaktoren für das Gebiet des heutigen Val Camonica und der Concarena.

7.3 Methodik

7.3.1 Das konzeptionelle Modell

Die Grundlage einer 1D-thermischen Modellie-

rung bildet ein konzeptionelles Modell (Abb. 7.1; Welte & Yalcin 1987, Wygrala 1989, Büker 1996), in dem alle wichtigen geologischen Ereignisse und geochronologische Einheiten mit den vorgegebenen Randbedingungen (i) Ablagerung, (ii) Erosion und (iii) Nicht-Ablagerung zeitlich aufeinander folgend und lückenlos definiert werden müssen (Tabelle 6.1). Es handelt sich hierbei um eine vereinfachte Beschreibung der geologischen Entwicklung eines Sedimentbeckens. Aus diesem Grund war es erforderlich, einen möglichst umfassenden Datensatz (Geologie, Paläogeographie, Tektonik) für das östliche Lombardische Becken zu erstellen (siehe Kapitel 1). Ausgangspunkt des konzeptionellen Modells ist der heutige geologische Ist-Zustand, der in ein dynamisches System (1D-thermische Modellierung) sich gegenseitig beeinflussender und nacheinander ablaufender Prozesse überführt wird.

7.3.2 Das mathematische Modell

Für jede geochronologische Einheit werden für die 1D-thermische Modellierung verschiedene Eingabeparameter wie z.B. Lithologie sowie heutige und ursprüngliche Mächtigkeit benötigt. Diese Informationen bilden das mathematische Modell, welches die Grundlage der Modellierung ist (Abb. 7.1). Das Programm PetroMod™ der Firma IES bietet die Möglichkeit, auf der Basis des mathematischen Modells mit der Methode der finiten Differenzen die geologische und thermische Evolution eines linienhaften Aufschlusses eindimensional in der Zeit zu berechnen (Wygrala 1989, Littke et al. 1993, Büker 1996). Das Programm arbeitet dabei nach dem Prinzip der Vorwärtsmodellierung („forward modelling“). Dies bedeutet, dass die vom Benutzer definierten Zeitschritte in chronologischer Reihenfolge vom Beginn der geologischen Entwicklung bis zum heutigen Ist-Zustand abgearbeitet werden.

7.3.3 Kalibration

7.3.3.1 Vitrinitreflexion

Organisches Material, das bei der Ablagerung von Sedimenten eingelagert wird, unterliegt mit zu-

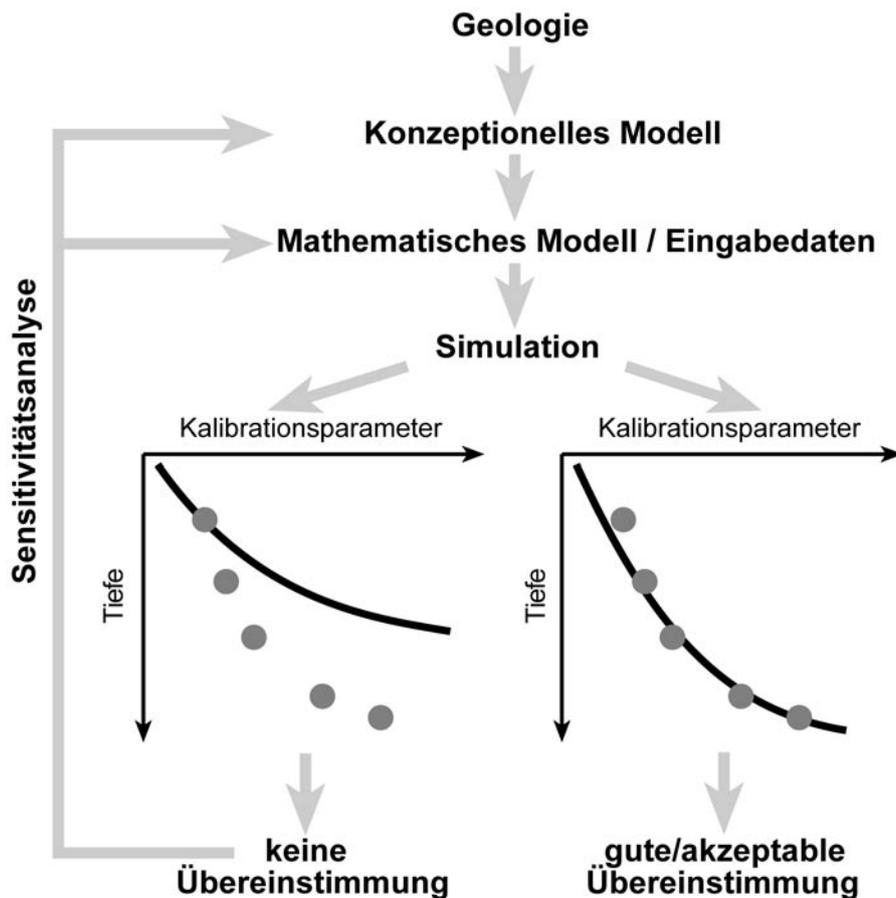


Abb. 7.1: Flussdiagramm der Beckenmodellierung mit PetroMod™. Der erste Schritt ist die Definition eines konzeptionellen Modells auf Basis der geologischen Daten. Dieses konzeptionelle Modell wird in ein numerisches Modell überführt. Während der Beckensimulation erfolgt die Kalibration der Resultate der Modellierung mit den gemessenen Werten.

nehmender Zeit und Versenkung diagenetischen Umwandlungsprozessen, die unter dem Begriff Inkohlung zusammengefasst werden. Die Bestimmung der Vitritreflexion ist die gebräuchlichste Methode zur Abschätzung der thermischen Beanspruchung bzw. Reife des in den Sedimenten enthaltenen organischen Materials (z.B. Teichmüller & Teichmüller 1954, Stach et al. 1982, Taylor et al. 1998). Sie bildet die Grundlage für die Bewertung der thermischen Geschichte eines Sedimentbeckens sowie dessen Versenkungsgeschichte.

Für das Arbeitsgebiet liegen bisher kaum Vitritreflexionsdaten vor. Das Inkohlungsbild des ehemaligen Lombardischen Beckens ist gänzlich unbekannt. Um verlässliche Aussagen zur Versenkungs- bzw. Temperaturgeschichte des Beckens treffen zu können, war deshalb die Bestimmung der organischen Reife ausgewählter Proben notwendig. Vit-

ritische Partikel entstehen aus den Resten höherer Landpflanzen und sind seit dem Silur nachweisbar. Für die Bestimmung der Vitritreflexion sind klar definierte organische Partikel (Vitrit, Telocollinit) erforderlich. Vitrit finden sich in fast allen Faziesbereichen; besonders häufig sind sie in terrestrischen bis randmarinen Faziesbereichen nachweisbar.

Im Rahmen der Studie wurden aus den klastischen Abfolgen der Trias Proben gewonnen, die entweder makroskopisch sichtbares organisches Material enthalten oder in denen das Vorkommen von organischem Material ehemaliger Landpflanzen zu vermuten war. Anhand der Ergebnisse wurde ein niedrig auflösendes Vitritreflexionsprofil für das Arbeitsgebiet erstellt, welches eine Grundlage der 1D-thermischen Modellierung bildet.

Die Bewertung der Temperaturgeschichte eines

Formation / Zeitschritte	Probe	Rechtswert	Hochwert	Alter [Ma]	mittlere Vitritreflexion [%]	Standardabweichung
Wengen-Fm.	Nr. 110904	1595201	5086962	238.8-232.9	5.09	0.41
Buchenstein-Fm.	Nr. 150901	1596175	5087325	241.2-238.8	-	-
Gorno-Fm.	Nr. 170808	1586322	5083831	231-225	-	-
Gorno-Fm.	Nr. 17070203	1586632	5083943	231-225	2.42	1.27
Argillite di Lozio-Fm.	Nr. 20070201	1597194	5093935	231-225	2.5	1.17
Wengen-Fm.	Nr. 24080201A	1589813	5092548	238.8-235	1.4	0.42
Wengen-Fm.	Nr. 24080201B	1589813	5092548	238.8-235	2.1	0.77
San Giovanni Bianco-Fm.	Nr. 27080203	1585503	5086496	225-221.5	4.11	0.7
Wengen-Fm.	Nr. 29080203	1600796	5096533	238.8-232.9	4.53	1

Tabelle 7.1: Liste der gewonnenen Daten zur Vitritreflexion ausgewählter Proben. Die geographische Einordnung erfolgte nach dem Koordinatensystem WGS 72 und dem Projektionssystem Gauss-Boaga/Roma40.

Sedimentbeckens mittels organischer Parameter ist einigen Einschränkungen unterworfen. Eine Übersicht über die gängigsten Probleme bei verschiedenen Reifebestimmungen erstellte Tissot et al. (1987). Einen besonderen Einfluss auf die Reifebestimmung hat im Allgemeinen die Fazies des zu untersuchenden Materials (Tissot & Welte 1984, Radke 1988). So ist z.B. eine Bestimmung der Vitritreflexion an karbonatischem Material nur eingeschränkt möglich. Ein weiteres Problem stellt das Vorhandensein von liptinitischem Material dar, welches zu einer deutlichen Herabsetzung des Vitritreflexionswertes führen kann (Hutton et al. 1980, Price & Barker 1985). Auch spielt die Gefahr der Verwechslung von verschiedenen Vitritpopulationen eine nicht zu unterschätzende Rolle (Tissot et al. 1987).

Die Messungen der Vitritreflexion wurden an der RWTH Aachen an einem Zeiss Photomikroskop mit 40/0,85 Ölimmersionsobjektiv ($n_{\text{ÖL}}=1,515$) durchgeführt. Mikroskopiert wurde unter Normlicht bei einer Wellenlänge von 546 nm. An jeder Probe sollten mindestens 50 Einzelmessungen durchgeführt werden, um eine hinreichend hohe Messgenauigkeit zu erreichen (Barker & Pawlewicz 1993). Aus diesen Einzelmessungen wird unter Angabe der Standardabweichung der Mittelwert gebildet, der in der Literatur mit R_m , R_r oder R_o abgekürzt wird.

Gemessene Vitritreflexion

Im Arbeitsgebiet sind überwiegend randmarine, karbonatische Lithologien aufgeschlossen. Eingeschaltete, klastisch geprägte Schichten (Wengen-Formation, Arenaria di Val Sabbia/Gorno-Formati-

on, Lozio-Formation) enthielten nur vereinzelt makroskopisch sichtbares organisches Material. Aus diesen Schichten wurden Proben entnommen. Die klastischen Sedimente besitzen jedoch ebenfalls einen mehr oder weniger hohen Anteil an Karbonat in Form von Komponenten oder Bindemittel, was die Probenbearbeitung und Messung erschwerte. Das organische Material der untersuchten Proben war meist dispers verteilt und besaß zumeist nur eine geringe Partikelgröße. Der Gehalt an mikroskopierbaren Vitritpartikeln ($>5\mu\text{m}$) war vor allem wegen der Lithologie und chemischer Alteration durch exogene Prozesse gering. Dies hatte zur Folge, dass bei den Proben die Vorgabe für eine genügende Messgenauigkeit (Barker & Pawlewicz 1993) nur selten erfüllt werden konnte. Eine breite Streuung der Werte sowie sehr hohe Werte größer $2,5\%R_o$ deuten darauf hin, dass es sich bei einem Teil der Vitritite um umgelagertes Material handelt.

In Tabelle 7.1 werden für die untersuchten Proben das mittlere Reflexionsvermögen, die Anzahl der Messungen und die entsprechende Standardabweichung angegeben. Als einzige Probe mit einem verlässlichen Wert wird die aus der Wengen-Formation stammende Probe Nr. 24080201A angesehen. Hier ergab die Messung einen Wert um 1,4%, was mit früheren Messungen (Balazs & Koncz 1999) übereinstimmt. Zwei Proben aus der Gorno-Formation und der Lozio-Formation streuten weit, besaßen jedoch Maxima zwischen 1,2% und 1,6%. Dies kann als weiterer Hinweis auf eine relativ tiefe Versenkung der Schichten im Bereich des Monte Pora interpretiert werden.

Die gemessenen Werte der Vitritreflexion können

nach der Gleichung von Barker & Pawlewicz (1986) in Versenkungs- und Aufheizungstemperaturen umgerechnet werden (siehe Tabelle 7.2).

$$T = (\ln R_o + 1,68) / 0,0124 \quad (7.1)$$

Berechnung der Vitrinitreflexion

In das Programm PetroMod™ ist der kinetische EASY%Ro-Algorithmus (Sweeney & Burnham 1990) integriert, so dass die Vitrinitreflexion bei jedem Modelllauf automatisch mitberechnet wird. Der EASY%Ro-Algorithmus beschreibt die chemische Veränderung von Vitriniten bei zunehmender thermischer Beanspruchung. Dabei finden vier parallel verlaufende Reaktionen statt: Die Abspaltung von (i) Wasser (H₂O), (ii) Kohlendioxid (CO₂), (iii) Methan (CH₄) und (iv) höheren Kohlenwasserstoffen (CH_n) (Poelchau et al. 1997). Das Ergebnis dieser Reaktionen ist eine Reduktion des H/C Verhältnisses in den Vitriniten, was wiederum eine Erhöhung der Reflexion nach sich zieht (McCartney & Teichmüller 1972, Leischner 1994).

Nach jedem Lauf wird die gemessene mit der berechneten Vitrinitreflexion verglichen. Dies ermöglicht die Kalibration und Optimierung (Wygrala

1989) des 1D-thermischen Modells dahingehend, dass eine gute Übereinstimmung zwischen den gemessenen und errechneten Daten erreicht ist (Abb. 7.1, 7.2). Wird keine Übereinstimmung der Datensätze erzielt, muss das konzeptionelle oder mathematische Modell modifiziert werden.

7.3.3.2 Weitere Kalibrationsparameter

Neben der Kalibration der 1D-thermischen Modellierung mit Hilfe der Vitrinitreflexionsdaten existieren weitere Kalibrationsparameter für das Arbeitsgebiet. Diese umfassen publizierte Daten zur Illitkristallinität, zu Fluideinschlüssen, zur Druckbestimmung an Mineralparagenesen des Adamelloplutons und zum Intrusionsalter magmatischer Gänge (Tabelle 7.2).

Illitkristallinität

Die Messungen der Illitkristallinität an permischen Sandsteinen des Val Camonica (Riklin 1983) ergaben Werte zwischen 0,26 und 0,34, was dem Übergangsbereich zwischen Anchi- und Epizone entspricht. Vergleichbare Werte von 0,29 bis 0,35 wurden an Proben der Argillite di Lozio gemessen (Amgwerd 1980). Diese Werte können nur bedingt in Temperaturen überführt werden, da sie auch druckabhängig sind. So wird z.B. für den Bereich der Anchizone eine Temperatur von 175°C bei 4,5kbar bis max. 320°C bei 0,5kbar angegeben (Frey 1987). Im Vergleich mit den Daten zur Vitrinitreflexion scheinen die abgeleiteten Temperaturwerte des Argillite di Lozio zu hoch zu sein. Insgesamt bestätigen die Befunde eine tiefe Versenkung im Bereich des östlichen Lombardischen Beckens.

Fluideinschlüsse

Untersuchung von Fluideinschlüssen im Calcare Metallifero Bergamasco zeigen ebenfalls relativ hohe Temperaturen an. Nach Hein (1982) werden während der Versenkung und Deformation dieser Schichten Temperaturen von mindestens 120°C erreicht. Diese Werte sind jedoch mit Vorsicht zu betrachten, da an Fluideinschlüssen ermittelte Temperaturen (Stichwort „hydrothermale Fluide“) nicht den erreichten Temperaturen der Umgebung ent-

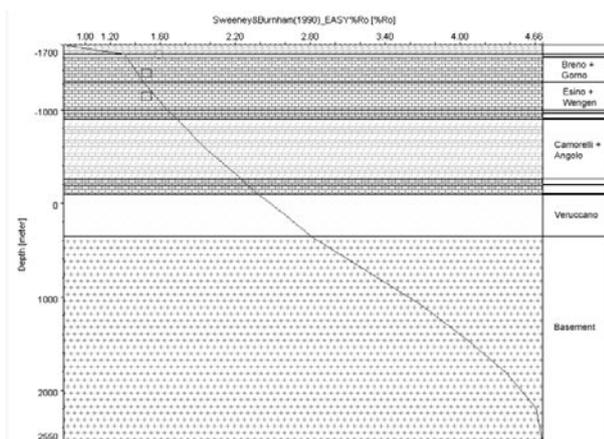


Abb. 7.2: Kalibration der Subsidenzgeschichte im Bereich des 1D-Profiles (Monte Pora) mit Hilfe der gemessenen Vitrinitreflexion. X-Achse: Vitrinitreflexion in %VRR; Y-Achse: Tiefe in m; rechte Seite: ausgewählte Zeitschritte. Die negativen Werte zeigen die heutige Position üNN. Die Kurve entspricht der berechneten Vitrinitreflexion nach dem letzten Zeitschritt der Modellierung.

Formation / Zeitschritt	Alter [Ma]	Parameter	Indikation	Quelle
Pliozäne Klastika	5.3-1.8	Sedimente	Klastika der Arenaria di Val Sabbia	Boni & Cassinis 1973, Hantke 1983
Adamello-Batholith Süd	43-30	3-3.5kbar	Tektonik, 9-13km Überlager	John & Blundy (1992)
Adamello-Batholith Nord	43-30	2 und 3kbar	Tektonik, 7-10km Überlager	Mc Rae (1982)
magmatische Gänge	55-50 43-31	K/Ar Ar/Ar	Tektonik	Fantoni et al. (1999)
Argilliti di Riva di Solto+Calcare di Zu+Dolomia a Conchodon	209.5-199.6	1.4% Vitrinitreflexion	160°C	Balazs & Koncz (1999)
San Giovanni Bianco-Fm.	225-221.5	1.6% Vitrinitreflexion	173°C	Balazs & Koncz (1999)
Argillite di Lozio	231-225	0.29 bis 0.35 Illitkristallinität	Anchimetamorphose	Amgwerd (1980)
CMB/Arenaria di Val Sabbia/Breno-/Gorno-/Lozio-Fm.	231-225	Flüssigkeitseinschlüsse	80-110 °C Homogen.	Hein (1981)
CMB/Arenaria di Val Sabbia/Breno-/Gorno-/Lozio-Fm.	231-225	1.2-1.6% Vitrinitreflexion	150-173°C	diese Arbeit
Wengen-Fm.	238.8-235	1.4-1.5% Vitrinitreflexion	160-168°C	diese Arbeit
permische Sandsteine	269-252.3	0.26 und 0.34 Illitkristallinität	Anchimetamorphose	Riklin (1983)

Tabelle 7.2: Zusammenstellung der verwendeten Kalibrationsparameter der 1D-thermischen Modellierung. Neben der Abschätzung der maximalen Versenkung geben sie auch Aufschluss über den Zeitpunkt und die Geschwindigkeit der Heraushebung der Schichten im Arbeitsgebiet.

sprechen müssen.

Drucke

Druckbestimmungen an Mineralparagenesen der Kontaktaureole des Adamello-Batholiths ergaben für den nördlichen Bereich Werte zwischen 2 und 3kbar (McRae 1983), für den südlichen Bereich 3 bis 3,5kbar (John & Blundy 1992). Diese Werte korrespondieren mit einer Überlast von ca. 7 bis 13km – ein wichtiger Anhaltspunkt für die Abschätzung der maximal erreichten Sedimentmächtigkeiten im Arbeitsgebiet.

Zeitmarken

Das Intrusionsalter des Adamello-Batholith (43-30Ma), die ehemalige Überlast sowie seine heutige Position (Probennahmepunkte bei einer Höhe von 1500-3000m) bilden die Grundlage für die Abschätzung der Heraushebung dieses Gebietes.

Anzeiger magmatischer bzw. tektonischer Aktivitäten sind auch die im Bereich des Arbeitsgebietes verbreiteten magmatischen Gänge. Es treten verschiedene Ganggenerationen auf, deren Alter mit 55Ma-50Ma und 43Ma-31Ma angegeben wird (Fantoni et al. 1999). Die magmatischen Aktivitäten werden mit einer Phase der Krustendehnung in Beziehung gesetzt (Laubscher 1983).

In einigen Tälern der Lombardischen Alpen sind detritische Ablagerungen aus dem Pliozän aufgeschlossen (330 bis 450m üNN, Boni & Cassinis

1973). Neben eingeschalteten marinen Mergeln enthalten sie Gerölle der karnischen Arenaria di Val Sabbia. Damit können der Zeitpunkt und die Geschwindigkeit der Heraushebung des Arbeitsgebietes weiter eingegrenzt werden. Im Ergebnis ergibt sich eine Heraushebung des ehemaligen Lombardischen Beckens zwischen Oligozän und Quartär von ca. 7 bis 15km. Eine genauere Eingrenzung der Hebungsgeschichte ist aufgrund fehlender Daten (z.B. Spaltspuren) bisher nicht möglich.

Weitere Zeitmarken liefert die Analyse der tektonischen Strukturen des Arbeitsgebietes und der Lombardischen Alpen (siehe Kapitel 1).

7.4 Spezielle Eingabeparameter der 1D-thermischen Modellierung

Neben den generellen Eingabeparametern werden für die thermische 1D Modellierung folgende spezielle Eingabeparameter benötigt:

- (1) die Lithologie der Zeitschritte/geochronologischen Einheiten,
- (2) der Wärmefluss an der Basis der Abfolge,
- (3) die Temperatur an der Grenzfläche zwischen Sediment und Wasser der jeweiligen Zeitschritte/geochronologischen Einheiten.

Die ebenfalls benötigten gesteinspezifischen Parameter wie thermische Leitfähigkeiten, Wärmekapazitäten, Kompressibilitäten, initiale Porositäten und Dichten ergeben sich aus der Lithologie der jeweiligen Schicht. Das Programm PetroMod™ enthält eine Datenbank, die diese Parameter für verschiedenste Lithologien vorgibt.

7.4.1 Lithologie

Aus einem vorgegebenen Katalog verschiedener Lithologien in PetroMod™ kann jedem Zeitschritt die Lithologie zugeordnet werden, die dem Geländebefund entspricht. Jede Lithologie wird durch numerisch definierte, physikalische Eigenschaften beschrieben (Büker 1996). Zu diesen physikalischen Eigenschaften gehören zum einem der mechanische Zustand, der durch den Grad der Kompaktion, der Dichte, der Porosität und der Permeabilität der entsprechenden Lithologie während der Versenkung definiert wird. Zum anderen zählt dazu der durch Wärmeleitfähigkeit und die Wärmekapazität definierte thermische Zustand der jeweiligen Lithologie. Dementsprechend müssen diese Parameter dem Grad der Versenkung angepasst werden. Dies wird während der Modellierung vom Programm PetroMod™ automatisch durchgeführt.

7.4.1.1 Mechanischer Zustand:

Kompaktion

Die Rate der Volumenreduktion in PetroMod™ ist abhängig vom Gewicht der überlagernden Schichten einschließlich eines eventuell vorhandenen Wasserkörpers, der Kompressibilität, Porosität und Permeabilität der betrachteten Lithologie (siehe auch Kapitel 3). Die Kompressibilität gibt an, bei welcher Auflast die entsprechende Lithologie theoretisch vollständig zusammengedrückt wird.

Diese theoretische Auflast A für die vollständige Kompaktion berechnet sich in PetroMod™ folgendermaßen:

$$A = (1/\text{Kompressibilität der entsprechenden Schicht}) \times 10^{10} \text{ N/m}^2 \quad (7.2)$$

Die Kompressibilität der entsprechenden Lithologie wird vom Programm PetroMod™ vorgegeben. Die maximale Kompressibilität bezieht sich auf die jeweilige initiale Porosität der Lithologie, die minimale Kompressibilität bezieht sich auf den Zustand bei 5% Porosität (siehe Tabelle 2, Anhang 1).

Dichte

Die Dichte der entsprechenden Lithologie berechnet sich in PetroMod™ „aus den sich über die Zeit verändernden Volumenanteilen der Mineralmatrix (zwischen 1680kg/m^3 für Kohle und 2750kg/m^3 für das kristalline Basement) und des Porenraumes, welcher als mit Wasser (1160kg/m^3) gefüllt angenommen wird“ (Büker 1996). Die während der Modellierung verwendeten Werte finden sich in Tabelle 2 (Anhang 1).

Porosität

Ausgehend von der initialen unkompanierten und unzementierten Porosität der betrachteten Lithologie ergibt sich mit zunehmender Versenkung eine charakteristische Abnahme der Porosität (siehe Kapitel 3 und 6). Die Abbildung 6.6 (Kapitel 6) zeigt Beispiele für die von dem Programm PetroMod™ verwendeten Funktionen (IES) zur Berechnung der Porositätsentwicklung.

Permeabilität

Die Permeabilität steht in engem Zusammenhang mit der Porosität. Bei einer berechneten Porosität von 75% wird in PetroMod™ z.B. einem typischen Sandstein eine Permeabilität von 1md vorgegeben (Büker 1996). Bei einer Porosität von 5% beträgt die Permeabilität 0.01md. Dieser Zusammenhang kommt in Porositäts-Permeabilitäts-Beziehungen (PP) zum Ausdruck.

$$\lg k(\phi) = (((75\% - \phi) \times \lg k^5) / 70\%) + (((\phi - 5\%) \times \lg k^{75}) / 70\%) \quad (7.3)$$

$$\lg k(\phi) = 7.83 \times \lg(\phi / 1\%) - 5.47 - \lg k^5 \quad (7.4)$$

$k(\phi)$: Permeabilität bei beliebiger Porosität

k^5 : Permeabilität bei 5%

k^{75} : extrapolierte Permeabilität bei 75%

ϕ : Porosität
(IES 1995)

7.4.1.2 Thermischer Zustand:

Thermische Effekte haben nicht nur einen Einfluss auf die Dichtestruktur der einzelnen Lithologien, sondern auch auf die Dichtestruktur der Lithosphäre. Dadurch kann das isostatische Gleichgewicht gestört werden, was zu Änderungen in der Rate und der Richtung der Subsidenz führt (siehe auch Kapitel 6).

Wärmeleitfähigkeit

Verschiedene Lithologien besitzen eine deutlich unterschiedliche Wärmeleitfähigkeit, was einen großen Einfluss auf die Ausbildung des Temperaturfeldes in einem Sedimentbecken haben kann. Außerdem ist die Wärmeleitfähigkeit abhängig von der Mineralmatrix, der Art der Porenfüllung und Porosität der entsprechenden Lithologie. Dies bedeutet, dass sie sich im Zuge der geologischen Entwicklung eines Sedimentbeckens verändert. Durch die Abnahme der Porosität kann sich z.B. die Wärmeleitfähigkeit eines Gesteins stark erhöhen. Einen umfassenden Überblick zur experimentellen Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen und den Problemen bei der Übertragung dieser Daten in die Modellierung gibt Büker (1996). Die Wärmeleitfähigkeit der entsprechenden Lithologie ergibt sich aus der Matrix-Wärmeleitfähigkeit bei 20°C sowie bei 100°C und wird ausgehend von diesen zwei Werten

bis zu einer Temperatur von 300°C linear extrapoliert. Über 300°C hinaus verwendet das Programm eine konstante Wärmeleitfähigkeit. Daraus kann die Wärmeleitfähigkeit λ einer definierten Lithologie wie folgt berechnet werden:

$$\lambda_{Litho} = \lambda_M^{(1-\phi)} \times \lambda_W^{(\phi \times S_{W/O})} \times \lambda_O^{(\phi \times S_O)} \times \lambda_G^{(\phi \times S_G)} \tag{7.5}$$

- λ_M : Wärmeleitfähigkeit der Mineralmatrix
- ϕ : Porosität
- λ_W : Wärmeleitfähigkeit von Wasser
- $S_{W/O/G}$: Wasser-/Öl-/Gassättigung
- λ_O : Wärmeleitfähigkeit von Öl
- λ_G : Wärmeleitfähigkeit von Gas

Die verwendeten Wärmeleitfähigkeiten finden sich in Tabelle 2 & 3 (Anhang 1).

Wärmekapazität

Die Wärmekapazität eines Gesteins bzw. Lithologie ist ebenfalls von der Porosität, der Porenfüllung und der Mineralmatrix abhängig. Sie beschreibt die Fähigkeit einer Lithologie, ihre Temperatur bei der Zufuhr von Wärme zu ändern. Für das Programm PetroMod™ wird die Wärmekapazität der entsprechenden Mineralmatrix der vordefinierten Lithologien bei 20°C und bei 100°C angegeben. Zwischen beiden Werten erfolgt automatisch eine lineare Interpolation. Ab 300°C nimmt PetroMod™ eine konstante Wärmekapazität an. Die Wärmekapazität c einer definierten Lithologie berechnet sich wie folgt:

Typ	Mittelwert [mW/m ²]	Bereich [mW/m ²]
extensive Becken		
aktive ozeanische Rücken und Vulkane	120	120-205
aktive (syn-Rift) Back-Arc Becken	85	67-120
aktive (syn-Rift) Riftzone oder passiver Kontinentalrand	80	65-110
thermal subsidierende (Postrift) Riftzone oder passiver Kontinentalrand	50	40-65
kompressive Becken		
kollidierender Faltengürtel	70	40-97
Vorlandbecken im Bereich eines Ozeangraben	40	40-80
Fore-arc Becken, nicht beeinflusst von Magmatismus	35	20-45
Becken an Transversalverschiebungen		
aktive Transversalverschiebung unter Einbeziehung der tiefen Lithosphäre	100	80-120
aktive Transversalverschiebung, flache dünnchalige Krustendehnung	60	50-69
Grundgebirge/Basement		
Präkambriische Schilde	40	30-55
ozeanische Kruste (>200Ma)	35	30-40
globaler durchschnittlicher Wärmefluß	65	60-70

Tabelle 7.3: Zusammenstellung typischer Wärmeflussraten (mW/m²) verschiedener sedimentärer Becken (verändert nach Allen & Allen 1990, Poelchau et al. 1997).

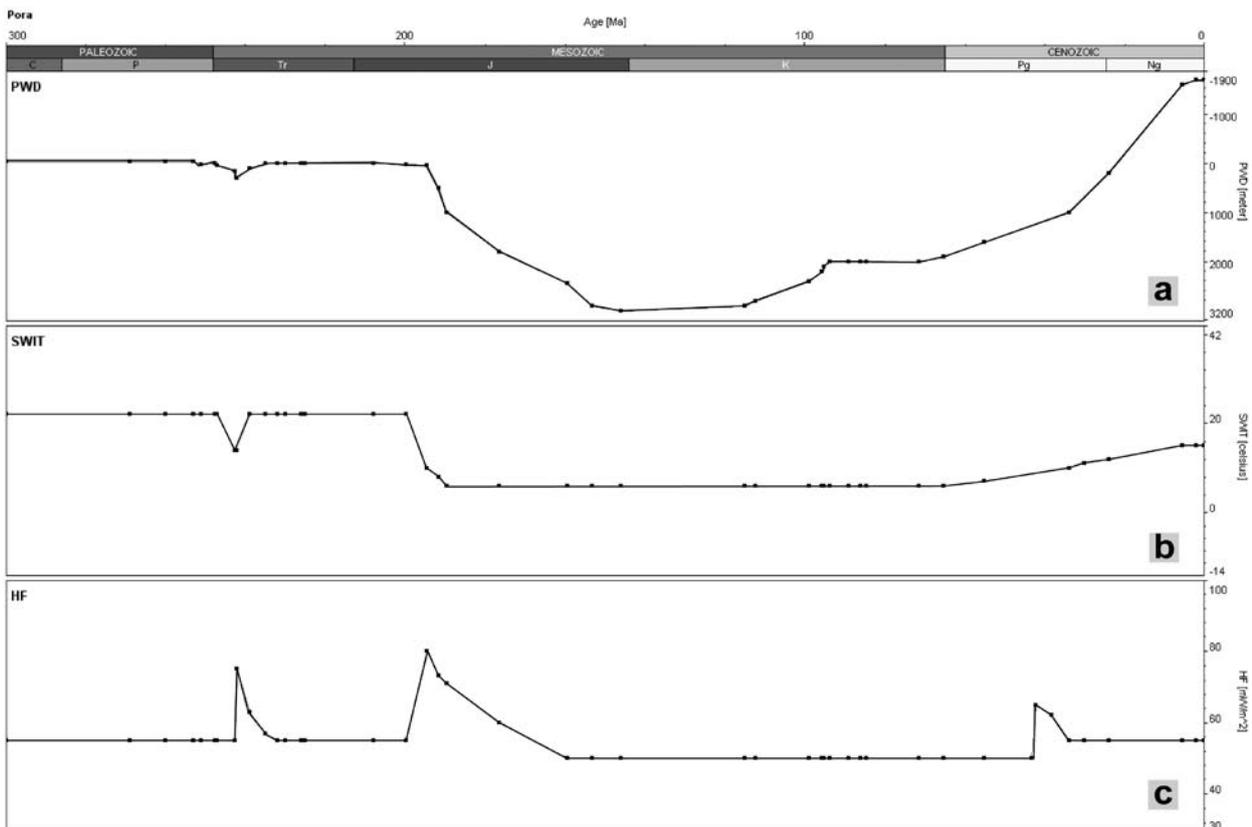


Abb. 7.3: Inputdaten der 1D-thermischen Modellierung des Monte Pora-Profiles.

7.3a: Entwicklung der Paläobathymetrie über den modellierten Zeitraum. X-Achse: Zeit in Ma; Y-Achse: Paläowassertiefe in m; negative Werte: Höhe über NN; positive Werte: Wassertiefe unterhalb des Meeresspiegels.

7.3b: Temperatur an der Sediment-Wasser-Grenzfläche. X-Achse: Zeit in Ma; Y-Achse: Temperatur in °C.

7.3c: Wärmeflussgeschichte, die für die Modellierung definiert wurde. X-Achse: Zeit in Ma; Y-Achse: mW/m².

$$c_{Litho} = c_M^{(1-\phi)} \times c_W^{(\phi \times S_W)} \times c_O^{(\phi \times S_O)} \times c_G^{(\phi \times S_G)} \quad (7.6) \quad \lambda: \quad \text{Wärmeleitfähigkeit (Wxm}^{-1}\text{K}^{-1})$$

c_M : Wärmekapazität der Mineralmatrix

ϕ : Porosität

c_W : Wärmekapazität von Wasser

$S_{W/O/G}$: Wasser-/Öl-/Gassättigung

c_O : Wärmekapazität von Öl

c_G : Wärmekapazität von Gas

grad θ : Temperaturgradient (°C/km)

Die für die Modellierung verwendeten Wärmekapazitäten finden sich in Tabelle 3 (Anhang 1).

7.4.2 Wärmefluss

Der Wärmefluss Q berechnet sich aus den Parametern Wärmeleitfähigkeit und Temperaturgradient:

$$Q = \lambda \times \text{grad}\theta \quad (7.7)$$

Q : Wärmefluss (mW/m²)

Werte zum Wärmefluss über einen betrachteten Zeitabschnitt sind schwierig abzuschätzen. Er hat jedoch einen wesentlichen Einfluss auf die modellierte Temperaturgeschichte und Versenkung eines Sedimentbeckens und sollte aus diesen Gründen berücksichtigt werden. Der Wärmefluss gibt die thermische Energie an, die pro Fläche und Zeiteinheit durch Konvektion oder Konduktion aus dem Erdinneren an die Erdoberfläche transportiert wird. Er ergibt sich aus der großtektonischen Position des Arbeitsgebietes (stabiler Kraton, passiver oder divergenter Kontinentalrand, Transformzonen) und den damit verbundenen Eigenschaften der Lithosphäre, dem Zerfall radioaktiver Elemente in der Kruste und kurzfristigen lokalen Wärmeereignissen wie Fluidbewegungen oder magmatischen Intrusio-

nen. Eine Zusammenfassung typischer Wärmeflussraten sedimentärer Becken zeigt Tabelle 7.3 (Allen & Allen 1990, Poelchau et al 1997).

Der Wärmefluss wird auf der Basis der ermittelten Paläotemperaturindikatoren (Vitrinitreflexion etc.), nachgewiesenen magmatischen Ereignissen und einer qualitativen Analyse des bearbeiteten Sedimentbeckens abgeschätzt (siehe auch Kapitel 1). Die qualitative Analyse des Sedimentbeckens liefert Hinweise auf die großtektonische Position des Arbeitsgebietes sowie das Ausmaß der Krusten- und somit auf den Wärmeflussverlauf über den betrachteten Zeitabschnitt.

Für den Bereich des östlichen Lombardischen Beckens wurde zu Beginn der Modellierung ein für die kontinentale Kruste typischer Paläowärmefluss von 55mW/m^2 (Allen & Allen 1990) angenommen. Die Annahme eines konstanten Wärmeflusses ist zu Beginn einer thermischen Modellierung sinnvoll, da der Einfluss der später vorgenommenen Änderungen auf das Modell beobachtet werden kann. Ein höherer Grad der Komplexität des Modells wird durch die spätere Optimierung erreicht.

Phasen magmatischer Aktivität im Perm, Anis/Ladin und Tertiär deuten auf temporäre Anstiege des Paläowärmeflusses hin. Magmatische Intrusionen können über geologisch relativ kurze Zeiträume große Wärmemengen abgeben und dadurch das Temperaturfeld beeinflussen. Ferner ist ein erhöhter Paläowärmefluss während einer Riftphase im Bereich der westlichen Tethys während des frühen Jura wahrscheinlich. Aktive (syn-Rift) Riftzonen besitzen beispielsweise einen mittleren Wärmefluss von 80mW/m^2 . Abbildung 7.3 sowie Tabelle 3 (Anhang 1) zeigen die für das Modell verwendeten Wärmeflussraten.

7.4.3 Temperatur Sediment/Wasser

Anhand der paläogeographischen Rekonstruktion der Lage des Arbeitsgebietes kann für jede definierte Einheit die jeweilige Oberflächentemperatur abgeleitet werden (Abb. 7.4, siehe auch Yalcin et al. 1997), die, korrigiert durch die abgeschätzte Paläowassertiefe, die Temperatur an der Sediment-Wasser-Grenze für jede der Einheiten ergibt. In die

Temperatur an der Sediment-Wasser-Grenze fließen neben der paläogeographischen Breite und Paläowassertiefe auch Daten zur Paläoklimaentwicklung ein (siehe Kapitel 1).

Für das Arbeitsgebiet ergibt sich für die Zeit der Mittel-/Obertrias eine geographische Breite zwischen 15 und 25°N (Dercourt et al 1993). Das Klima wird als warm und teilweise feucht angegeben (siehe Kapitel 1.4.4). Nach Krystyn (1999) entwickelte sich im Bereich der nordwestlichen Tethys ein tropisches Klima mit ca. 22 bis 30°C Meeresoberflächentemperaturen. Relativ flache, zum Teil abgegrenzte Becken (Kapitel 1) lassen hohe Bodenwassertemperaturen vermuten (10°C bis 20°C). Während des Jura und der Kreide driftete das Gebiet des Lombardischen Beckens nordwärts. Zusätzlich entwickelte sich ein tiefmariner Ablagerungsraum. Daher muss für diesen Zeitraum von wesentlich geringeren Temperaturen an der Sediment-Wasser-Grenze ausgegangen werden. Bis jetzt gibt es kaum Daten zu jurassischen und kretazischen Bodenwassertemperaturen. Klimatische Wechsel sowie die Frage nach den Antriebsmechanismen der globalen Strömungssysteme (Absinken kalter polarer oder warmer salzreicher äquatorialer Wässer) erschweren die Abschätzung der Paläobodenwassertemperaturen. Die Angaben reichen von 17°C im NW-Pazifik während des Mittel- und Oberjuras (Douglas & Woodruff 1981) bis 5°C - 7°C im äquatorialen Pazifik während der Oberkreide und dem Tertiär (Haq 1984). Die rezenten Wassertemperaturen in einer Tiefe von 1000m bis 3000m (Bathypelagial) betragen 10°C bis 4°C . Angesichts der vermuteten Paläowassertiefen (2000 bis 3000m) und dem Fehlen detaillierter Studien zur Bodenwassertemperatur wurde für den gesamten Zeitabschnitt Jura bis Kreide vereinfacht eine konstante Temperatur von 6°C angenommen.

Mit der Heraushebung des Arbeitsgebietes werden sukzessive wieder höhere Temperaturen erreicht. Zeitweilig vergleichsweise hohe Temperaturen im Tertiär (z.B. Haywood et al. 2000) erlauben die Annahme einer durchschnittlichen Temperatur von 10°C bis 20°C . Abbildung 7.3 zeigt die für die Modellierung verwendeten Temperaturen an der Sediment-Wasser-Grenze.

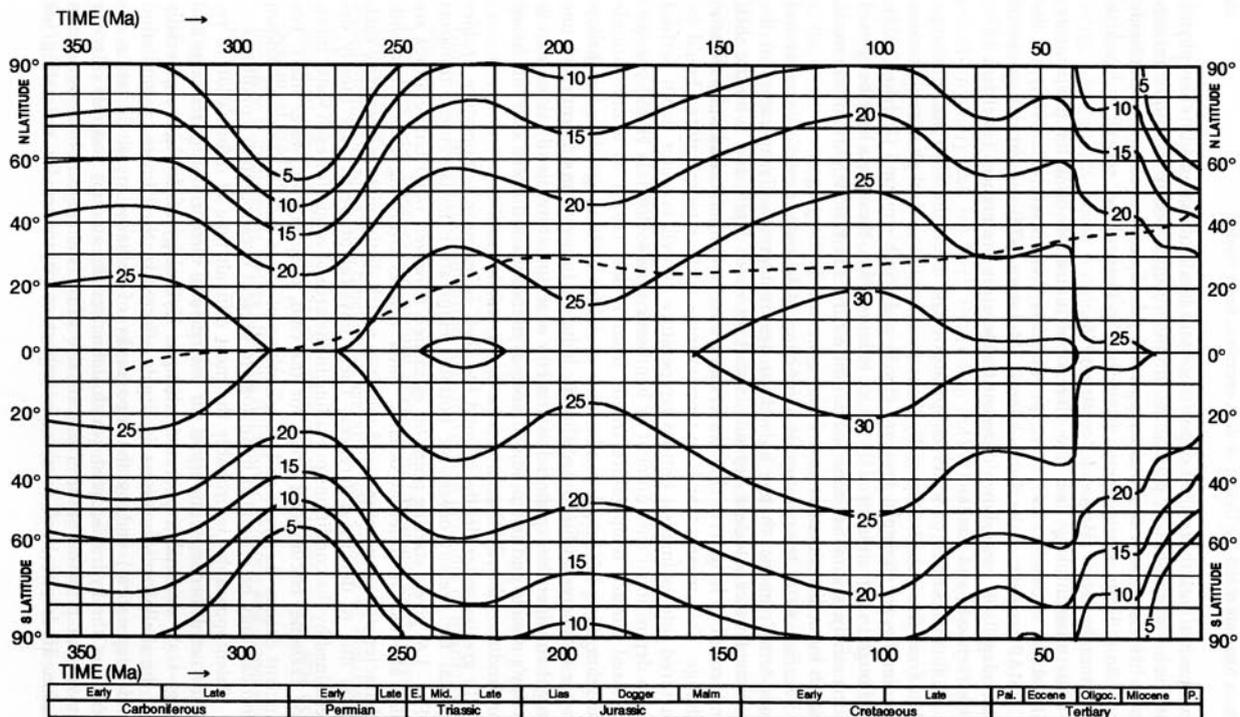


Abb. 7.4: Zeit-Temperatur-Breitendiagramm zur Abschätzung der Paläooberflächentemperaturen (aus Yalcin et al. 1997). Anhand der paläogeographischen Rekonstruktion des Arbeitsgebietes können die entsprechenden Oberflächentemperaturen abgeleitet werden. Die Temperatur an der Sediment-Wasser-Grenze ergibt sich aus der Berücksichtigung der Paläowassertiefe.

7.5 Ausgabeparameter

Die thermische 1D-Modellierung berechnet aus den oben genannten Eingabeparametern für jede Einheit Ausgabeparameter (Mächtigkeiten, Porositäten, Temperaturen etc.). Diese Ausgabeparameter und deren Entwicklung können für jede Einheit oder für die gesamte Abfolge gegen die Zeit graphisch dargestellt werden. Dies geschieht in Form von Versenkungs-, Temperatur- oder Druckdiagrammen. Die Darstellung des berechneten Zustandes des 1D-Profiles zu jedem definierten Zeitpunkt bietet die Möglichkeit, Anhaltspunkte für die Geschichte der Temperaturverteilung, der Porositätsentwicklung, der Inkohlung, also die Entwicklung des Sedimentbeckens zu erlangen. Für die Kalibration notwen-

dige Parameter wie die berechnete Vitritreflexion oder die lithostatische Auflast lassen sich zeit- und teufenabhängig darstellen.

7.6 Zwischenergebnisse und Interpretation

Auf Basis der vorhandenen Kalibrationsparameter konnte eine 1D-thermische Beckenmodellierung des Arbeitsgebietes durchgeführt werden. Dabei ergaben sich wichtige Hinweise zur post-variszischen Versenkungs- und Wärmeflussgeschichte des östlichen Lombardischen Beckens. Das Fehlen umfassender Kalibrationsdaten lässt jedoch vorerst nur die Aufstellung eines Modells mit einem verhältnismäßig breiten Wertebereich zu. Neben der numerischen Ausgabe der Ergebnisse können zur

Abb. 7.5 (folgende Seite): Versenkungsgeschichte des modellierten 1D-Profiles. X-Achse: Zeit in Ma; Y-Achse: Tiefe in m; Abkürzungen: P = Perm, Tr = Trias, J = Jura, K = Kreide, Pg = Paläogen, Ng = Neogen; 1-6 Phasen der Beckenentwicklung und ihre zeitliche Abgrenzung.

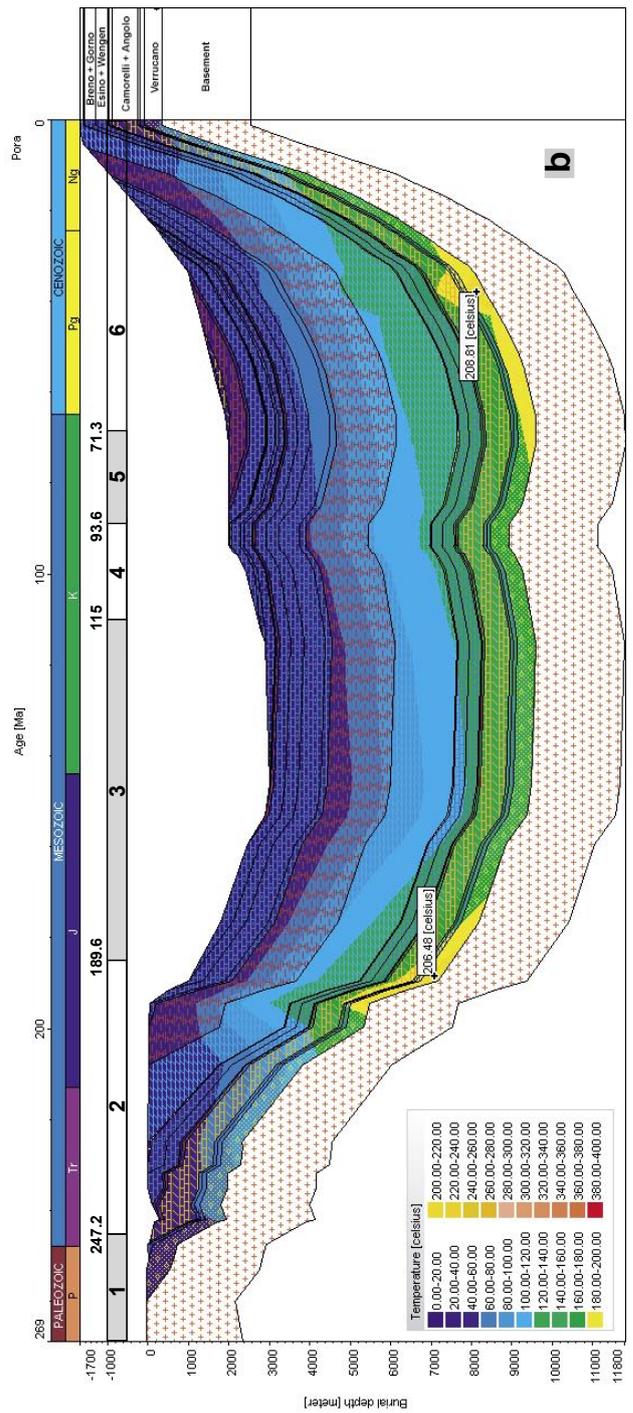
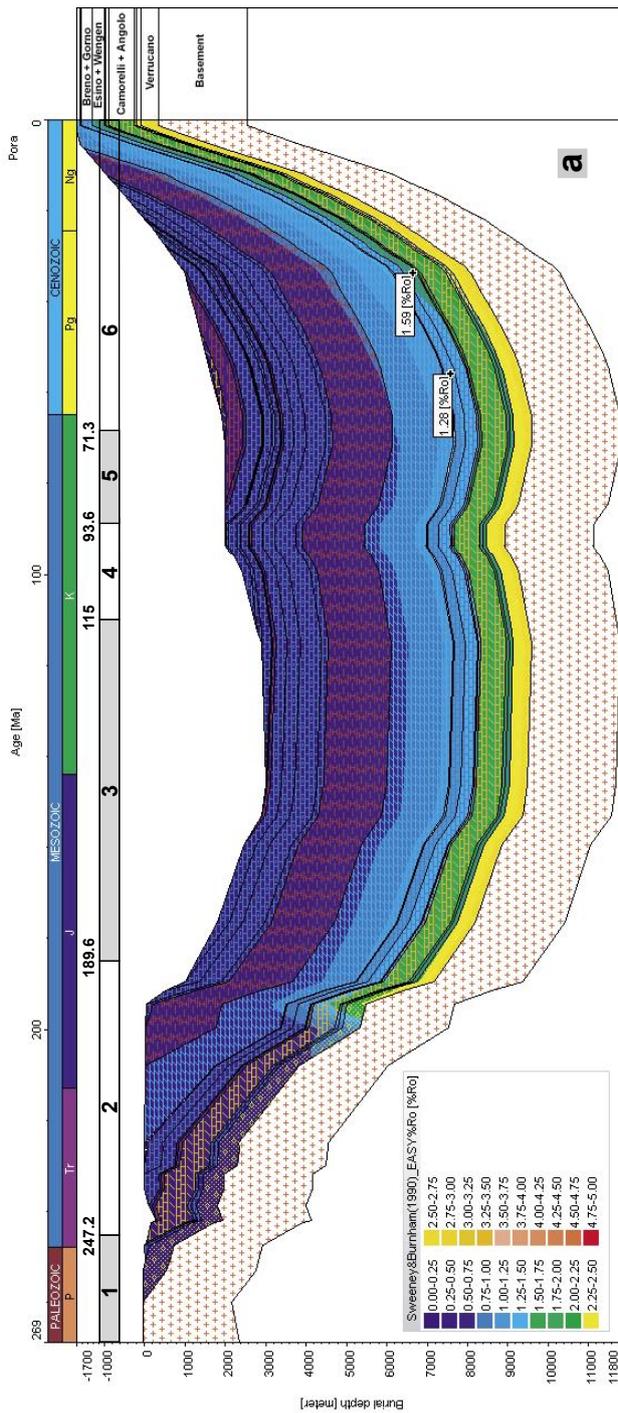
7.5a: Berechnete mittlere Vitritreflexion (R_0) während der Versenkung. Die Berechnung basiert auf dem Easy%Ro-Algorithmus von Sweeney & Burnham (1990).

7.5b: Berechnete Temperaturentwicklung ($^{\circ}\text{C}$) während der Versenkung. Maximale Temperaturwerte sind im Profil hervorgehoben.

graphischen Darstellung des finalen Beckenstadiums Screenshots erzeugt werden. Dabei ist es möglich, verschiedene Masken der einzelnen Parameter (Temperatur, Wärmefluss etc.) auszuwählen. Die Abbildungen 7.5 und 7.6 zeigen die Entwicklung ausgewählter Parameter in der Zeit.

7.6.1 Beckenentwicklung

Die modellierte Beckenentwicklung des 1D-Profiles ermöglichte die Identifikation verschiedener Beckenstadien. Insgesamt ließen sich anhand des Verlaufs der Versenkung sechs Stadien der Beckenentwicklung feststellen (Abb. 7.5, 7.6).



In der ersten Phase, die den Zeitraum vom Beginn der Modellierung bis zu etwa 247.2Ma Jahren umfasst, erfolgte nur eine geringe Versenkung auf ca. 600m. Ein Anstieg der Versenkung mit der Ablagerung der Angolo- und Prezzo-Formation kennzeichnet den Beginn der zweiten Phase der Beckenentwicklung. Diese ist durch eine anhaltend hohe Versenkung sowie große Sedimentmächtigkeiten gekennzeichnet. Der geschaffene Akkommodationsraum wurde bis zum Beginn des Jura ständig mit Sedimenten aufgefüllt. Insbesondere im frühen Jura kam es aufgrund der Riftprozesse in der Tethys (Dercourt et al. 1993) zu einer raschen Versenkung der Schichten. Die Sedimentation blieb dabei erstmals deutlich hinter dem geschaffenen Akkommodationsraum zurück. Gegen Ende dieser Phase bei 189.6Ma erreichte das Top des Basements eine Tiefe von mehr als 7000m (Abb. 7.5, 7.6).

Nach dieser Phase der raschen Versenkung nehmen die Versenkungsbeträge über einen Zeitraum von etwa 75Ma kontinuierlich ab. Die dritte Phase kennzeichnet das Driftstadium des Lombardischen Beckens, dass sich nach den triassisch/liassischen Riftprozessen einstellte. Der jurassische Anteil der dritten Phase zeigt dabei eine moderate Versenkung der Schichten. Es wurde weiterhin Akkommodationsraum geschaffen. Im Gegensatz dazu fand während der Unterkreide kaum noch eine Versenkung des Beckens statt. Ein geringer Teil des vorhandenen Akkommodationsraumes konnte nun aufgefüllt werden. Gegen Ende der dritten Phase erreichte das Top des Basements eine Tiefe von mehr als 9500m.

Während der vierten Phase der Beckenentwicklung zwischen 115Ma und 93.6Ma kam es zu einer geringen Heraushebung des Beckens, ein Indiz auf das Ende des Driftstadiums und eine beginnende tektonische Neukonfiguration im Bereich des östli-

chen Lombardischen Beckens. Heraushebung und Sedimentation führten zu einer signifikanten Verringerung des vorhandenen Akkommodationsraumes. Das Top des Basement befand sich am Ende dieser Phase bei einer Tiefe von ca. 9000m (Abb. 7.5, 7.6).

Die fünfte Phase (93.6Ma-71.3Ma) der Beckenentwicklung wird durch das Wiedereinsetzen der Versenkung charakterisiert. Dabei erreichte das Top des Basements erneut eine Tiefe von mehr als 9500m. Der geschaffene Akkommodationsraum konnte jedoch mit Sedimenten aufgefüllt werden, weshalb es zu keinen großen Veränderungen in der Tiefenlage des Ozeanbodens kam.

Die sechste Phase (71.3Ma bis rezent) ist durch die Heraushebung des östlichen Lombardischen Beckens und die Ausbildung der Brescianer/Bergamasker Alpen in Folge der Kollision von Adriatischer Platte und Europäischer Platte gekennzeichnet (Hsü 1971, Trümpy 1982). Während dieser Phase wurden die zuvor abgelagerten Schichten (Nor bis Paläozän) erodiert, und es stellten sich die heute im Arbeitsgebiet erkennbaren Aufschlussverhältnisse ein.

7.6.2 Maximale Versenkungstiefe/erodiertes Überlager

Bisher existieren keine quantitativen Aussagen zur maximalen Versenkung und zum ehemaligen Überlager im Bereich des Val Camonica. Die hier durchgeführte Modellierung hat gezeigt, dass die südlich des Arbeitsgebietes aufgeschlossenen Lithologien (Nor bis Tertiär) mit hoher Wahrscheinlichkeit auch im Bereich des Arbeitsgebietes vorhanden waren. Bei Übertragung der aufgeschlossenen kompaktierten Mächtigkeiten aus den südlich gelegenen Gebieten in das Arbeitsgebiet kann demnach von einem

Abb. 7.6 (folgende Seite): Versenkungsgeschichte des modellierten 1D-Profiles. X-Achse: Zeit in Ma; Y-Achse: Tiefe in m; Abkürzungen: P = Perm, Tr = Trias, J = Jura, K = Kreide, Pg = Paläogen, Ng = Neogen; 1-6 Phasen der Beckenentwicklung und ihre zeitliche Abgrenzung.

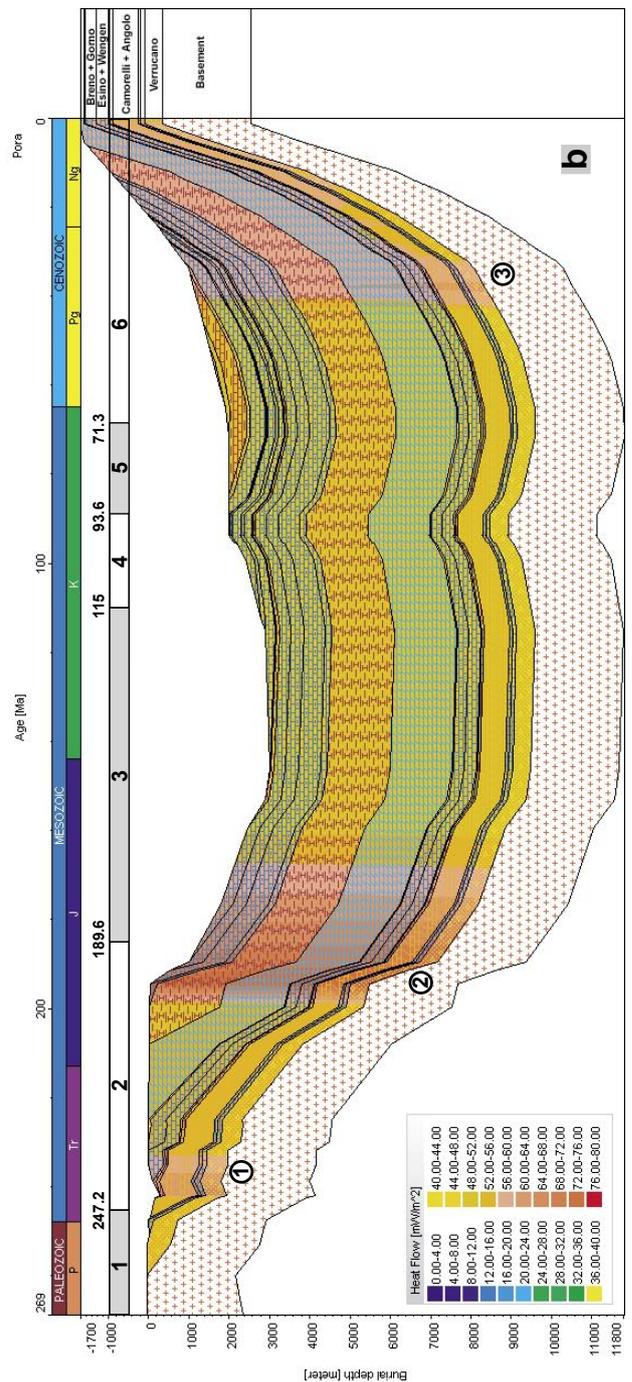
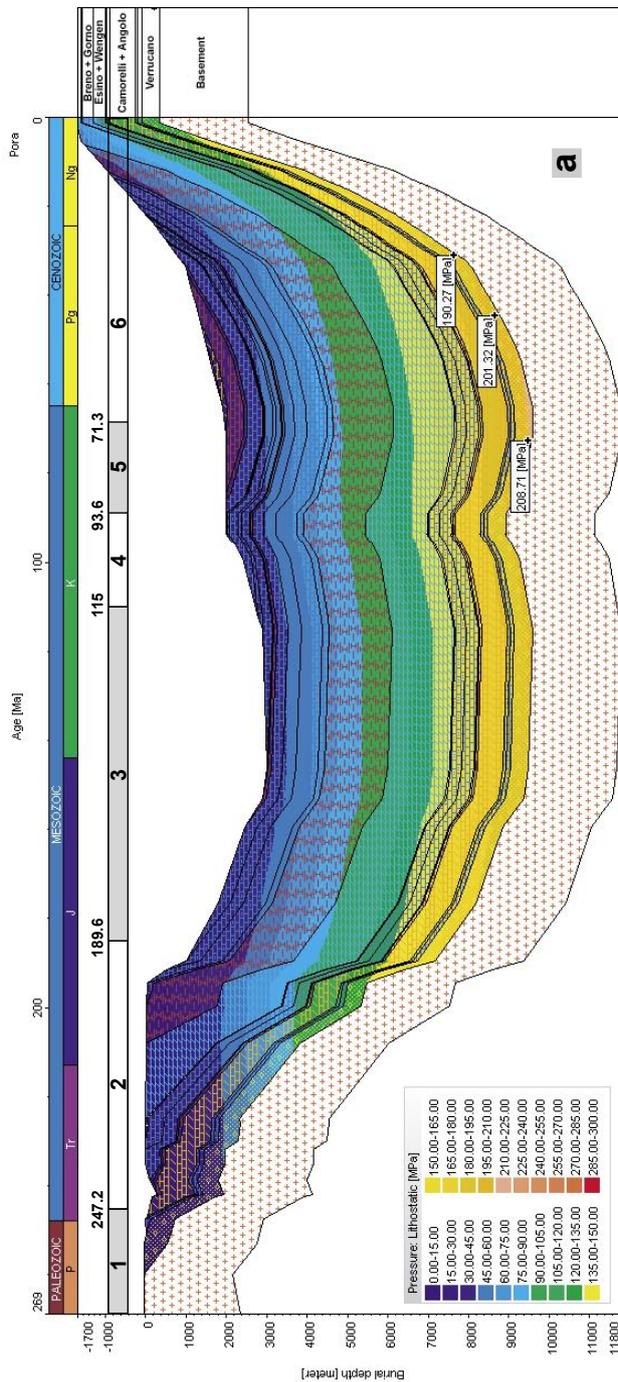
7.6a: Berechneter lithostatischer Druck (MPa) während der Versenkung. Maximale Werte sind im Profil hervorgehoben. Sie können mit gemessenen Daten des Adamelloplutons verglichen werden.

7.6b: Berechnete Entwicklung der Wärmeflussgeschichte (mW/m^2) während der Versenkung. Phasen erhöhten Wärmeflusses wurden hervorgehoben (1 bis 3).

minimalen erodierten Überlager von 5500m ausgegangen werden. Um die maximale Versenkung zu errechnen, müssen dieses Überlager dekomprimiert und die jeweilige Paläowassertiefe addiert werden. Für das 1D-Profil des Monte Pora ergibt sich eine maximale Versenkung des Top Basement von ca. 9600m zur Zeit des Barrem/Apt und des Maastricht (Abb. 7.5, 7.6). Die höchsten heute aufgeschlossenen Bereiche (SGB-, Castro-Formation) erreichten eine Versenkung von ca. 7500m.

7.6.3 Versenkungsdauer

Die Versenkungsdauer hat einen wesentlichen Einfluss auf das Temperaturfeld und damit auf die Inkohlung der Schichten. So können die während der maximalen Versenkung erreichten Temperaturen bei lang anhaltender Versenkung länger auf das organische Material einwirken. Hinzu kommt, dass eine rasche Versenkung der Schichten ein gestörtes Temperaturfeld bedingt.



Für das modellierte Profil errechnet sich eine lange Versenkungsdauer bei maximaler Versenkung. Nimmt man den Top des Basement bei einer Versenkung größer 9000m, so ergibt sich ein Zeitraum von fast 100Ma (Abb. 7.5, 7.6). Die heute im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Lithologien befanden sich vom Oberjura bis zum Paläogen (>100Ma) permanent in einer Tiefe größer als 7000m.

7.6.4 Erreichte Temperaturen und Drucke

Auf die Modellierung des Temperaturfeldes hat neben der maximalen Versenkung und der Versenkungsdauer vor allem der abgeschätzte Wärmefluss einen Einfluss. Für das Profil wurden zwei Maxima im Temperaturfeld mit Werten zwischen 180°C und 210°C für den Bereich des Top Basement errechnet. Das erste Maximum entwickelte sich im Zeitraum zwischen 200Ma und 170Ma (Abb. 7.5b). Neben der hohen Versenkung zwischen 5000m und 8500m ist hier insbesondere der infolge der Riftprozesse erhöhte Wärmefluss (80mW/m²) die Ursache der hohen Temperaturen (Abb. 7.5b). Ein zweites Temperaturmaximum wurde für den Zeitraum Oberkreide bis Neogen ermittelt (Abb. 7.6b). Für dieses ist neben der hohen Versenkung von mehr als 9500m bis 7000m für das Top des Basement und dem mächtigen Überlager 6,5km bis 7km auch die Versenkungsdauer von mehr als 160Ma unterhalb 7000m verantwortlich. Deutlich lässt sich jedoch auch der Einfluss des erhöhten Wärmeflusses (65mW/m²) der Adamellointrusion (Eozän) auf das modellierte Temperaturfeld erkennen (Abb. 7.5b, 7.6b).

Die Berechnung des maximalen lithostatischen Drucks ergab Werte größer als 200MPa für den Zeitraum Oberkreide bis Paläogen (Abb. 7.6a). Diese Werte zeigen eine gute Übereinstimmung mit gemessenen Werten im Bereich der Kontaktaureole des Adamelloplutons (McRae 1983, John & Blundy 1992). In Verbindung mit Temperaturen um 200°C bestätigen sie auch die in permischen Sandsteinen gemessenen (Riklin 1983) Illitkristallinitäten von 0,26 bis 0,34. Damit ist eine Einstufung der Gesteine vom Perm bis Anis in den Bereich der Anchizone (Frey 1987) möglich.

7.6.5 Berechnete Vitrinitreflexion

Während der 1D-thermischen Modellierung kann die Entwicklung der Vitrinitreflexion berechnet werden (Abb. 7.5a). Neben dem Vergleich mit vorhandenen gemessenen Werten lassen sich auch Voraussagen für die Abfolgen treffen, für die bisher keine Daten vorliegen. Für die im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Lithologien ergeben sich folgende Voraussagen:

Die permische Abfolge des Veruccano liegt im Bereich von 2,75%R₀ bis 2,25%R₀.

Die Schichten der Servino-Formation und der Carniola di Bovegno-Formation besitzen eine errechnete Vitrinitreflexion zwischen 2,25%R₀ und 2,5%R₀.

Für den Bereich der Angolo-Formation ergab sich ein Wert zwischen 1,75%R₀ und 2,25%R₀.

Prezzo-Formation, Buchenstein-Formation, Wengen-Formation und Calcare di Esino liegen im Bereich zwischen 1,5%R₀ und 1,75%R₀.

Für die darauf folgenden Schichten der Breno-Formation, Gorno-Formation Arenaria di Val Sabbia und San Giovanni Bianco-Formation wurde ein Vitrinitreflexion zwischen 1,25%R₀ und 1,5%R₀ berechnet.

7.6.6 Heraushebung

Die Heraushebung des Arbeitsgebietes wird definiert durch die Mächtigkeit der Schichten, die heutige Höhenlage der aufgeschlossenen Abfolge und die eingegebenen Werte zur Paläowassertiefe. Bis zum Paläozän existieren darüber Angaben in der Literatur. Jüngere Schichten sind in der näheren Umgebung des Arbeitsgebietes nicht aufgeschlossen. Ein weiterer Anhaltspunkt für die Heraushebung ist die Intrusion des Adamello batholiths. Auf Basis dieser Daten wurde eine zweiphasige Heraushebung modelliert. In der ersten Phase während des Paläogens erfolgte eine Anhebung des Basement um etwa 1500m. Oberhalb des Top Basement befand sich zu diesem Zeitpunkt weiterhin eine Sedimentsäule von ca. 7000m. Ungeachtet dieser Anhebung ergab die Modellierung mit den vorhandenen

Daten für diesen Zeitraum das Fortbestehen von Akkommodationsraum (Abb. 7.5, 7.6). Es scheint daher möglich, dass es während des Paläogens zur Ablagerung weiterer Sedimentabfolgen kam. Bei der Berechnung dieses möglicherweise vorhandenen Akkommodationsraumes bleibt jedoch eine vermutete Mächtigkeitserhöhung des Überlagers in Folge der alpinen Überschiebungstektonik unberücksichtigt. Die Druckbestimmungen an der Kontaktau-reole des Adamelloplutons (McRae 1983, John & Blundy 1992) zeigen, dass bis zum Oligozän große Sedimentmächtigkeiten vorhanden waren.

In der zweiten Phase (Miozän-Pleistozän) wurde das Basement von einer Tiefe um 7,5km in die heutige oberflächennahe Position gehoben. Dies entspräche einer Heraushebungsrate von ca. 0,25mm/a. Erst während dieser Phase erfolgte vermutlich die Erosion des mächtigen ehemaligen Überlagers.

7.7 Zusammenfassung des Kapitels

Mit Hilfe der 1D-thermischen Modellierung konnten wichtige Parameter der Beckenentwicklung quantifiziert werden. Eine wesentliche Fragestellung für die nachfolgende 2D-Rückwärtsmodellierung bestand darin, ob und inwieweit die südlich des Arbeitsgebietes aufgeschlossenen Lithologien als ehemaliges Überlager angenommen werden können und somit bei der 2D-Rückwärtsmodellierung berücksichtigt werden müssen. Die 1D-thermische Modellierung ergab, dass die Schichten vom Nor bis zum Tertiär mit großer Wahrscheinlichkeit im Arbeitsgebiet vorhanden waren. Die berechneten Werte zu Temperatur, Druck und Vitritreflexion stehen im Einklang mit den vorhandenen gemessenen Daten und den Angaben aus der Literatur. Es scheint sogar möglich, dass es ähnlich wie in der Region von Como/Varese zur Ablagerung von oligozänen/miozänen Molassesedimenten kam (Gonfolite Lombardo, Carrapa & di Giulio 2000).

Für den Bereich des Arbeitsgebietes wurde eine maximale Versenkung von ca. 9600m (Top Basement) berechnet. Dabei wurden eine Temperatur von mehr als 200°C und ein lithostatischer Druck von mehr als 200MPa erreicht. Die Versenkung

des Beckens zeigt eine mehrphasige Entwicklung. Wichtige Phasen der Beckenentwicklung ereigneten sich im Anis, Hettang/Sinemur, Eozän und Neogen.

KAPITEL 8: 2D-RÜCKWÄRTS- MODELLIERUNG (BACKSTRIPPING)

8.1 Einführung

Mit Hilfe einer 2D-Rückwärtsmodellierung kann unter Berücksichtigung der Schichtmächtigkeit, Lithologie, Kompaktion, der flexurellen Krustenbiegung, der abgeleiteten Paläowassertiefe und den eustatischen Meeresspiegeländerungen die Entwicklung der Beckenarchitektur entlang eines 2D-Transektes im Untersuchungsgebiet analysiert werden. Ferner ergeben sich Hinweise zur Entwicklung des Akkommodationsraumes und der thermo-tektonischen Subsidenz über den betrachteten Zeitraum vom Perm bis Rezent. Die Entwicklung der thermo-tektonischen Subsidenz im Untersuchungsgebiet spiegelt unterschiedliche Konfigurationen der Lithosphäre wider, die sich im Anschluss an die variszische Orogenese bis hin zur Ausbildung der alpidischen Orogenese ausbildeten.

8.2 Zielsetzung

Rückwärtsmodellierungen dienen der Quantifizierung fundamentaler Parameter der langfristigen Beckenentwicklung. Hierzu gehören die totale Subsidenzrate, die in die Komponenten thermo-tektonische, kompaktionsinduzierte und flexurell induzierte Subsidenz untergliedert wird, und der beckenweite Sedimentflux. Die numerische Ausgabe der Rückwärtsmodellierung liefert weiterhin auch Angaben zum Kompaktionsgrad und zu den dekompartiellen Mächtigkeiten zu jedem Zeitschritt innerhalb der Beckenfüllung. Ziel der 2D-Rückwärtsmodellierung ist die Quantifizierung dieser Parameter für den Bereich des Untersuchungsgebietes, dem östlichen Lombardischen Becken. Die Berücksichtigung eustatischer Meeresspiegeländerungen in der 2D-Rückwärtsmodellierung soll präzisere Daten zur Entwicklung des Akkommodationsraumes liefern. Die Daten aus der 2D-Rückwärtsmodellierung sind die Grundlage für die 2D-stratigraphische Vorwärtssimulation.

8.3 Methodik

Die Methode der Rückwärtsmodellierung, die im Englischen als Backstripping, Reverse Basin Modelling oder Geohistory Analysis bezeichnet wird, wurde von Watts & Ryan (1976), Steckler & Watts (1978) und van Hinte (1978) beschrieben. Ziel war es, die thermo-tektonische Komponente der Absenkung eines Beckens zu berechnen. Die Entwicklung dieser Methode ermöglichte die Quantifizierung weiterer Subsidenzkomponenten (kompaktionsinduzierte und flexurell-induzierte Subsidenz). Die Rückwärtsmodellierung, die hier durchgeführt wird, erfolgt mit dem Programm Phil 1.5TM, welches ein Backstripping unter den Bedingungen der Flexurisostasie ermöglicht.

Um die für die nachfolgende 2D-stratigraphische Vorwärtsmodellierung benötigte thermo-tektonische Subsidenz zu erhalten, müssen die Effekte der aufgetragenen Sedimentlast, Kompaktion, sich ändernder Paläowassertiefen und eustatischer Meeresspiegelschwankungen rechnerisch entfernt werden (Abb. 8.1). Dies ist notwendig, weil die Nichtbeachtung dieser Effekte zu Fehlern bei der Berechnung der thermo-tektonischen Subsidenz führen würde (siehe Kapitel 6).

Ausgangspunkt der Berechnung ist die jeweilige Beckengeometrie zum Zeitpunkt der Ablagerung der jüngsten Schicht. Sie ergibt sich aus der Summe aller abgelagerten Sedimentschichten sowie der Paläowassertiefe zum Zeitpunkt der Ablagerung der jüngsten Schicht (Abb. 8.1). Davon ausgehend werden die Sedimentschichten aus dem Becken entfernt (Stüwe 2000). Dies geschieht inkrementell, wobei für jeden Zeitschritt die Tiefe des Beckenuntergrundes unter Berücksichtigung der entfernten Sediment-/Wasserlast, der differentiellen Dekompaktion der verbliebenen Schichten und der Paläobathymetrie berechnet wird (Abb. 8.1). Für jedes Inkrement folgt daraus eine neue Geometrie des Beckens. Nach Abschluss der Backstripping-Prozedur erhält man als Ergebnis die maximale Versenkung des Beckens und Angaben zu den einzelnen Subsidenzkomponenten für jeden Zeitschritt.

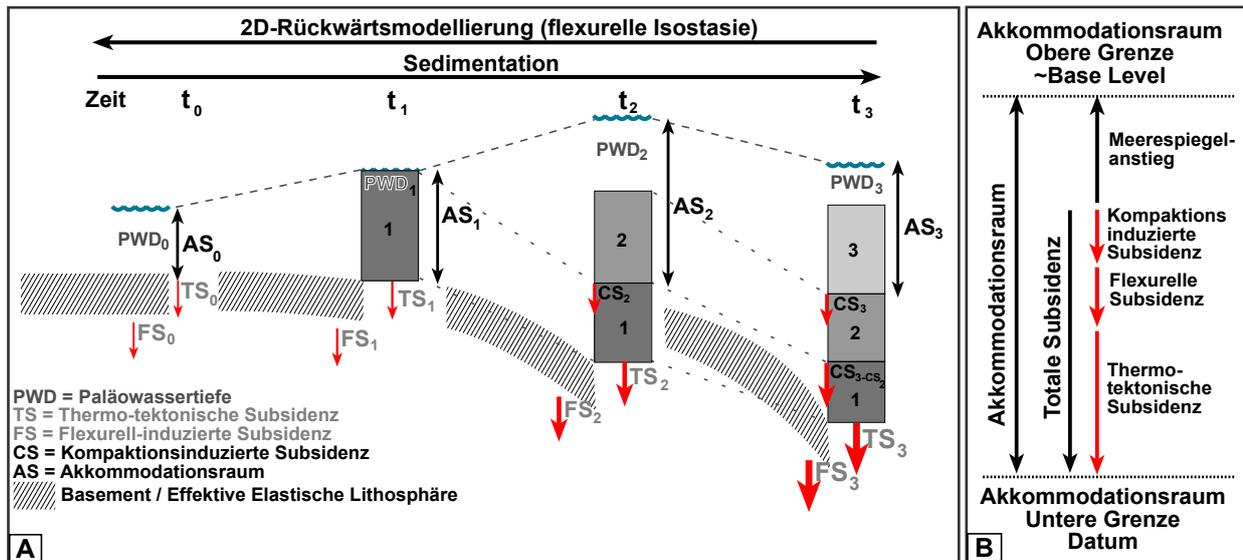


Abb. 8.1: Numerische 2D-Rückwärtsmodellierung.

8.1a: Funktionsweise und Komponenten der 2D-Rückwärtsmodellierung unter Berücksichtigung der Flexurisostasie. X-Achse = Zeit; Y-Achse = Versenkungstiefe; stratigraphische Einheiten werden durch Zahlen (1-3) markiert. Die Komponenten der flexurell induzierten und thermo-tektonischen Subsidenz werden durch die Pfeile unterhalb der Sedimentsäule angezeigt. Die kompaktionsinduzierte Subsidenz (CS) leitet sich aus der Kompaktion der jeweils vorher abgelagerten Schichten ab (Pfeile an der Sedimentsäule). Die Entwicklung des Akkommodationsraumes in der Zeit ergibt sich aus der Summe der Subsidenzkomponenten und der Position des Meeresspiegels (z.B. $TS_2 + FS_2 + CS_2 + PWD_2$).

8.1b: Die Vektoren zeigen die Komponenten der Totalen Subsidenz und des Akkommodationsraums ohne Berücksichtigung des Sedimenteintrags. Dargestellt ist die Zunahme von AS durch positive Subsidenz und Anstieg des Meeresspiegels.

8.4 Spezielle Eingabeparameter der 2D-Rückwärtsmodellierung

Die für die 2D-Rückwärtsmodellierung benötigten Daten wurden durch detaillierte Geländeaufnahmen (Geometrien, Lithologien, Mächtigkeiten, chronostratigraphische Horizonte, siehe Kapitel 1, 5, Anhang 3 & 4), Laboruntersuchungen und durch eine umfassende Auswertung der existierenden Literatur gewonnen (siehe Kapitel 1). Generelle Eingabeparameter die für alle drei Modellerschritte verwendet wurden (Mächtigkeit, Zeiteinteilung, Paläowassertiefe), finden sich in Kapitel 6. Im Folgenden werden die speziellen Eingabeparameter der 2D-Rückwärtsmodellierung dargestellt.

8.4.1 Definition des Transektes

Der erste Schritt zur Durchführung einer 2D-Rückwärtsmodellierung ist die Definition eines 2D-Transektes. Im Arbeitsgebiet bot sich das SW-NO-gerichtete Val Camonica mit den an der nordwestli-

chen Flanke aufgeschlossenen ladinisch/karnischen Karbonatplattformen hierfür an (Abb. 8.2). Die Länge des hauptsächlich SW-NO gerichteten Transektes beträgt ca. 45km. Darin enthalten ist die bilanzierte ursprüngliche Entfernung von 10km (siehe Kapitel 1) zwischen den nördlichen Aufschlussgebieten (Concarena/Pizzo Camino) und dem südlichen Teil des Arbeitsgebietes (Gebiet der Poraplattform). Da diese beiden Gebiete in der nachfolgenden 2D-Vorwärtsmodellierung nur getrennt erfasst werden können, erfolgte für beide Gebiete eine separate Berechnung der einzelnen Subsidenzraten (für weitere Details siehe Kapitel 9). Die Aufnahme von Referenzprofilen (siehe Anhang) sowie die geometrische Analyse (siehe Kapitel 4) ermöglichte die Integration von Daten zur lateralen Mächtigkeitsentwicklung der Schichten, zur Lithologie, zur Faziesverteilung und zur chronostratigraphischen Einstufung der aufgeschlossenen Abfolge. Zusätzliche Zeitlinien konnten durch die sequenzstratigraphische Unterteilung ausgeschieden werden (siehe Kapitel 5).

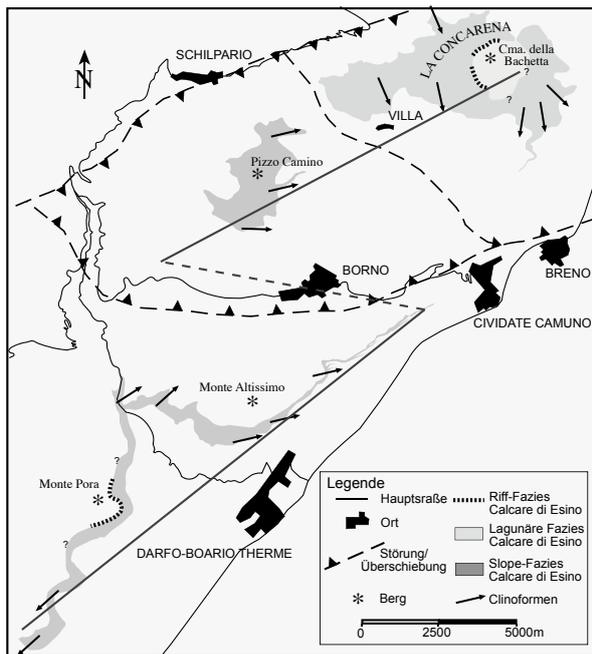


Abb. 8.2: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes mit den aufgeschlossenen ladinisch/karnischen Karbonatplattformen und der Lage des definierten 2D-Transektes.

Die vorgeschaltete 1D-thermische Modellierung lieferte Hinweise auf das ehemalige Überlager, welches bei der 2D-Rückwärtsmodellierung berücksichtigt werden muss.

8.4.2 Eustatischer Meeresspiegel

Um möglichst genaue Daten aus der 2D-Rückwärtsmodellierung zu erhalten, sollte der Einfluss von eustatischen Meeresspiegeländerungen bei der Berechnung der Subsidenz beachtet werden. Phil1.5TM bietet dem Bearbeiter zum einen die Möglichkeit, voreingestellte, konstante Meeresspiegeländerungen auszuwählen (sinoidaler oder sägezahnartiger Verlauf), zum anderen kann eine vom Bearbeiter definierte digitale Meeresspiegelkurve eingelesen werden. Jedem Zeitschritt wird dabei der entsprechende Meeresspiegel zugewiesen, wobei negative Werte eine Position oberhalb des heutigen Meeresspiegels, positive Werte eine Position unterhalb des heutigen Meeresspiegels bedeuten.

In zahlreichen Publikationen werden auf der Basis unterschiedlichster Methoden Aussagen zu Meeresspiegeländerungen in der geologischen Vergangenheit getroffen (u.a. Ross & Ross 1988, Haq et al. 1988, Mitchum & van Wagoner 1991). Dabei lässt

sich feststellen, dass eine Abschätzung der Meeresspiegeländerungen mit größerem Alter zunehmend schwieriger wird. Recht präzise und hochauflösende Werte liegen für das Quartär vor. Für diesen Zeitraum wird eine Methode verwendet, die auf einer Korrelation von an pelagischen Foraminiferen gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ Werten und dem vermuteten glazialen Eisvolumen beruht (Enos 1991).

Im Rahmen dieser Studie sind vor allem Angaben für den Zeitabschnitt des Mesozoikums von Bedeutung. Anhand von weltweiten sequenzstratigraphischen Untersuchungen an mesozoischen Sedimenten wurde von Haq et al. (1988) eine kompilierte Meeresspiegelkurve für diesen Zeitabschnitt vorgestellt. Bis heute herrscht jedoch über den Zeitpunkt und die Magnitude der Meeresspiegeländerungen Uneinigkeit (Watts 2001). Im Rahmen dieser Dissertation wurde eine synthetische Meeresspiegelkurve verwendet, die auf den Publikationen von Haq et al. (1988, Zeitraum 256Ma bis Rezent) und Ross & Ross (1988, Zeitraum 269Ma bis 256Ma) beruht. Es wurden ausschließlich Meeresspiegeländerungen zweiter und dritter Ordnung verwendet. Abbildung 8.3 zeigt diese synthetische Meeresspiegelkurve.

8.4.3 Lithologie

Phil1.5TM gibt insgesamt 24 siliziklastische und karbonatisch/evaporitische Lithologien vor, die durch eine entsprechende Dichte (kg/m^3), initiale Porosität (ϕ_0), Kompaktionskoeffizienten (r_c) und ein zeitliches Limit für die Rate der Kompaktion definiert werden (Tabelle 8.1). Diese lithologischen Parameter kontrollieren die Kompaktion und Dekompaktion aller geochronologischer Einheiten. Die Zuweisung der Lithologien zu einzelnen Zeitschritten basiert auf der geologischen Geländeaufnahme sowie auf veröffentlichten Daten. Dies betrifft erneut vor allem die außerhalb des Arbeitsgebietes aufgeschlossenen Schichten vom Nor bis zum Tertiär.

Für die 2D-Rückwärtsmodellierung wird die mittlere initiale Porosität benötigt. Anhand dreier ausgewählter Profile (Val Gola/Canale, proximal; Terzano/Mt. Altissimo, intermediär; Malegno, distal) kann die mittlere initiale Porosität ermittelt werden (Tabellen 1-4, Anhang 2). Dazu wurde der prozen-

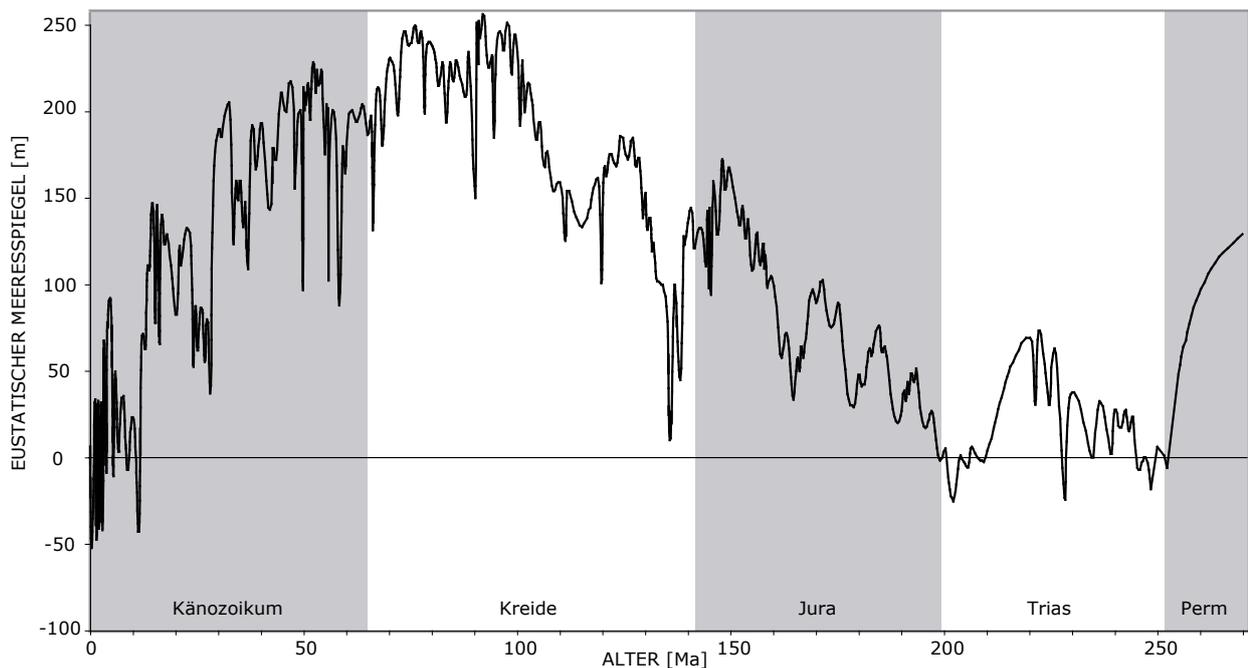


Abb. 8.3: Diagramm der im Rahmen der Modellierung verwendeten eustatischen Meeresspiegelkurve. X-Achse: Alter in Ma; Y-Achse: Meeresspiegel in m, positive Werte = Höhe über dem heutigen Meeresspiegel (NN), negative Werte = Position unterhalb des heutigen Meeresspiegels (NN). Die Kurve basiert auf den Daten von Haq et al. (1988) und Ross & Ross (1988).

tuale Anteil verschiedener Lithologien im Verhältnis zu ihrer im Profil vorkommenden Häufigkeit berechnet. Die mittlere initiale Porosität beträgt für den Transekt 60,4%.

8.4.4 Kompaktion/Dekompaktion

Ausgehend von der initialen Porosität der entsprechenden Lithologien (Tabelle 8.1) bietet Phil1.5TM die Möglichkeit, die Kompaktion und Dekompaktion als eine Funktion der Versenkungstiefe zu berechnen (Bowman & Vail 1999). Die Berücksichtigung der Kompaktion und vor allem der Dekompaktion ist ein essentieller Teil einer quantitativen Subsidenzanalyse (siehe Kapitel 6).

Zur Berechnung der Kompaktion/Dekompaktion in Phil1.5TM kommt folgende Gleichung von Dickinson et al. (1987) zur Anwendung:

$$\phi(z) = \phi_0 / (1 + z r_c) \quad (8.1)$$

ϕ : Porosität
 ϕ_0 : initiale Porosität
 z : Tiefe in m
 r_c : gesteinspezifischer Kompaktionskoeffizient

Die entsprechenden Kompaktionskoeffizienten werden vom Programm für 24 siliziklastische und karbonatisch/evaporitische Lithologien vorgegeben (Tabelle 8.1). Sie ergeben sich ähnlich wie bei der 1D-thermischen Modellierung aus Untersuchungen, nach denen die Gesteinsporosität meist exponentiell mit der Versenkung abnimmt (siehe Kapitel 3 & 6). Beispiele für verschiedene Porositäts- bzw. Versenkungskurven finden sich unter anderem bei Sclater & Christie (1980), Goldhammer (1997), Poelchau et al. (1997) und Bowman & Vail (1999).

Auf der Basis der empirischen Beziehungen zwischen Porosität und Versenkungstiefe spezifischer Lithologien berechnet Phil1.5TM die Dekompaktion der einzelnen geochronologischen Einheiten/Zeitschritte mit Hilfe des „backstripping“-Prozesses (Steckler & Watts 1978, Watts & Steckler 1979). Nach jedem Zeitschritt wird der verbliebene Sedimentstapel unter Berücksichtigung der entfernten Auflast dekompaniert. Dadurch erhält man schließlich die initialen Mächtigkeiten der einzelnen Einheiten für den Zeitpunkt unmittelbar nach ihrer Ablagerung. Für die Abschätzung der Mächtigkeit

Lithologie	Dichte [kg/m ³]	Porosität [ø0]	Kompaktionsrate [rc]	Kompaktionslimit
Grober Sand und Brocken	2650	0.4	0.0001	0.09
Quartz Sandgröße	2650	0.3	0.001	0.08
Quartz Sand/Ton	2650	0.4	0.002	0.05
Quartz Silt/Ton	2650	0.45	0.003	0.01
Quartz/Silt	2650	0.45	0.0005	0.03
Silt/Ton	2750	0.45	0.002	0.001
Substratlithologie	2750	0.4	0.0008	0.001
Quartzreicher mariner Schlamm	2750	0.5	0.003	0.001
Quartzarmer mariner Schlamm	2750	0.5	0.003	0.001
Glaukonitischer Ton	2750	0.5	0.003	0.001
Silt/Kohle	2450	0.6	0.008	0.05
Ton/Kohle	2300	0.85	0.009	0.09
Kohle	2000	0.92	0.01	0
Peloidaler oolithischer Grainstone	2800	0.45	0.0001	0.01
Mikrit	2800	0.4	0.001	0.01
Grobkörniger Grainstone	2800	0.4	0.0005	0.01
Boundstone	2800	0.4	0.002	0.05
Mikrit	2800	0.45	0.004	0.1
Algenlaminit	2800	0.4	0.0005	0.1
Dolomit	2900	0.4	0.0001	0.01
Gips	2330	0.1	0.00001	0.01
Kalz. Turbidit Sand- bis Grainstonekorngöße	2800	0.6	0.0005	0.1
Kalz. Turbidit Silt- bis Sandkorngöße	2800	0.6	0.0005	0.1
Kalz. Turbidit Siltkorngöße	2800	0.6	0.0005	0.1

Tabelle 8.1: Liste der von Phil1.5TM vorgegebenen Lithologien und deren Kompaktionsparameter mit denen die Berechnung durchgeführt wurde.

einer Einheit zu bestimmten Zeiten oder Tiefen sowie der ursprünglichen Mächtigkeit wird folgende lineare Gleichung verwendet (van Hinte 1978):

$$h_x = [(1-\phi)h] / (1-\phi_x) \quad (8.2)$$

h_x : Mächtigkeit zur entsprechenden Zeit bzw. Tiefe

h : aktuelle Mächtigkeit

ϕ_x : Porosität zur entsprechenden Zeit bzw. Tiefe

ϕ : aktuelle Porosität

8.4.5 Flexurelle Parameter

Das Programm Phil1.5TM eröffnet dem Bearbeiter die Möglichkeit, verschiedene flexurelle Parameter zu modifizieren. Diese Parameter beeinflussen das Verhalten der Lithosphäre unter Auflast und haben vor allem bei der Modellierung größerer Beckenbereiche von mehr als 50km einen signifikanten Einfluss auf das Modell. Folgende Parameter können vom Bearbeiter definiert werden:

(i) effektive Lithosphärendicke

(ii) Dichte des Mantels (hier 3340kg/m³).

(iii) Taper Limit (rund das Dreifache der flexurellen Wellenlänge)

Für die hier durchgeführte Modellierung wurde die Mächtigkeit der effektiven elastischen Lithosphäre benötigt. Obwohl die Lithosphäre des europäischen Kontinents zu den am besten untersuchten gehört, ist eine Abschätzung der Festigkeit für eine bestimmte Region schwierig. Zum einen muss das Alter der Lithosphäre bekannt sein (siehe Kapitel 6), zum anderen ist es notwendig, die Belastung zu jedem Zeitschritt zu kennen. Meist sind die Informationen zu diesen beiden Fragestellungen jedoch sehr ungenau.

Die Geschichte des Lombardischen Beckens ist geprägt von einem breiten Spektrum verschiedener Plattenkonfigurationen. Nach der varizischen Orogenese begann die Entwicklung mit der Anlage einzelner kontinentaler Pull Apart-Becken. Während der Trias befand sich das Gebiet am Rande eines passiven Kontinentalrands, und es kam zur Ablagerung einer terrestrisch-flachmarinen Abfolge unter dem

1	2	3	4	5	6
Gebiet	Typ	Alter der Platte [Ma]	T_e [km]	Fehler [km]	Referenz
Ostalpen	Vorlandbecken	350	50	± 10.0	Karner & Watts (1983)
Westalpen	Vorlandbecken	275	25	± 10.0	Karner & Watts (1983)
Ostalpen	Vorlandbecken	350	40	± 0.0	Royden (1993)
Westalpen	Vorlandbecken	275	50	± 0.0	Royden (1993)
Südalpen	Vorlandbecken	300	20	± 0.0	Royden (1993)
Südalpen	Vorlandbecken	300	15	± 0.0	Royden (1993)
Westalpen	Vorlandbecken	275	34.5	± 4.5	Macario et al. (1995)
Ostalpen	Vorlandbecken	350	36.5	± 3.5	Macario et al. (1995)
Ostalpen	Vorlandbecken	350	25	± 10.0	Stewart & Watts (1997)
Westalpen	Vorlandbecken	275	10	± 5.0	Stewart & Watts (1997)
Östliche Südalpen	Vorlandbecken	300	20	± 0.0	Barbieri & Garcia-Castellanos (2003)

Tabelle 8.2: Zusammenstellung verschiedener gemessener Werte zur effektiven elastischen Lithosphärenmächtigkeit (T_e in km) sowie deren Alter (Ma) im Bereich der heutigen Alpen. Auf Basis dieser Daten wurde für die Modellierung ein T_e -Wert von 20 km verwendet.

zeitweiligen Einfluss tektonischer Bewegungen. Nach einer triassisch-jurassischen Riftphase mit starker Absenkung verblieb das Gebiet des Lombardischen Beckens für lange Zeit in einem tiefmarinen landfernen Ablagerungsraum. Schließlich wurde es in die Konvergenz und Kollision von adriatischer und europäischer Platte einbezogen. Für zahlreiche kontinentale Bereiche ergaben die Messungen T_e -Werte zwischen 0km und 120km (Watts 2001). Extensionale Becken oder Kontinentalränder besitzen dagegen eine geringere Spannbreite der effektiven elastischen Lithosphärenmächtigkeit. Meist schwanken die Werte zwischen 5km und 60km (Watts 2001). Der aktuelle durchschnittliche T_e -Wert für den Bereich der europäischen Lithosphäre liegt zwischen 20 und 30km. Tabelle 8.2 zeigt eine Zusammenstellung verschiedener Messungen im Bereich des Südalpins und angrenzender Gebiete. Im Rahmen der 2D-Rückwärtsmodellierung kann nur ein T_e -Wert für die gesamte Modelldauer berücksichtigt werden. Dies stellt ein Problem dar. Es wurde ein Mittelwert von 20km verwendet (Bereich Südalpen).

8.5 Ausgabeparameter

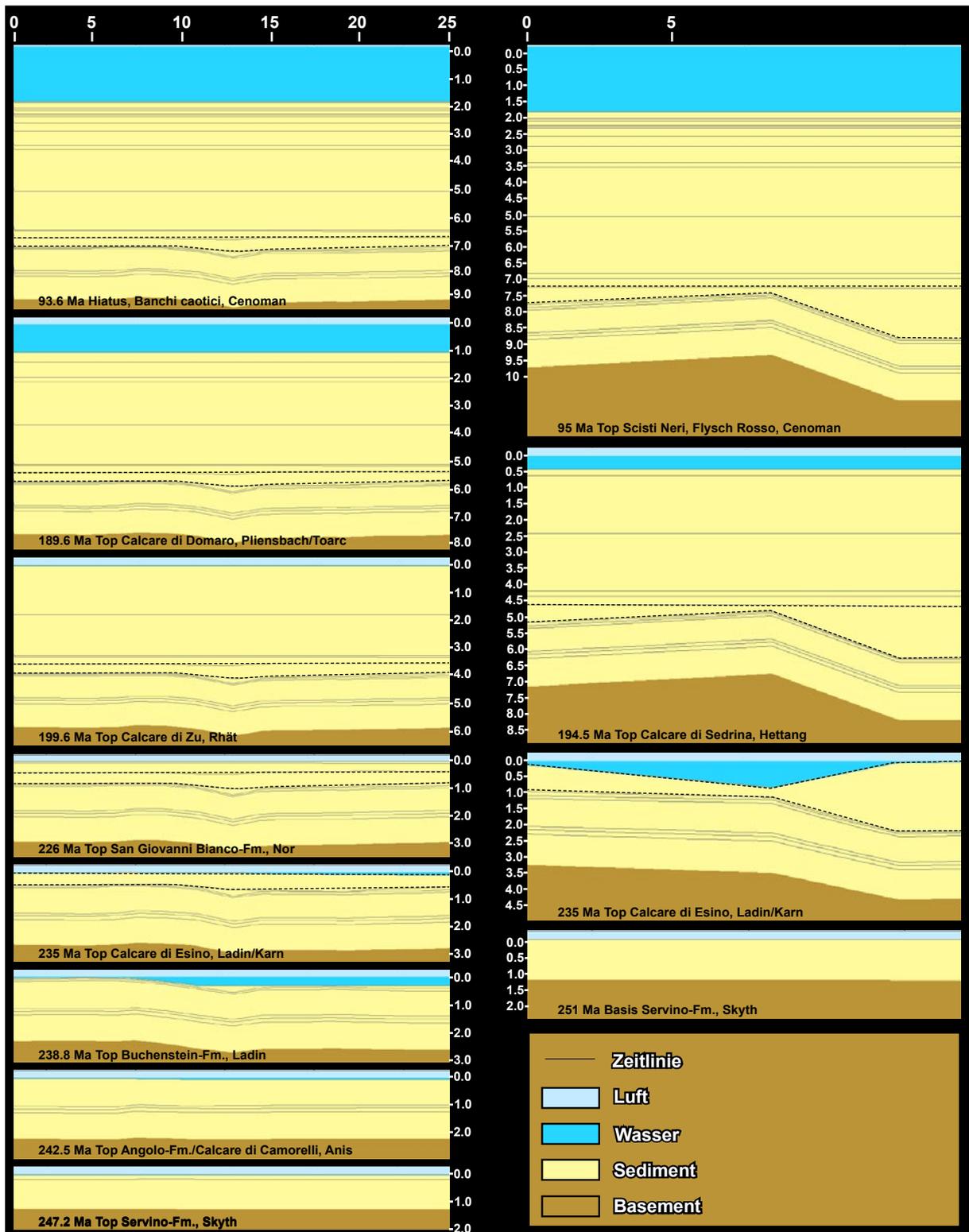
Hier soll noch einmal ausdrücklich darauf hingewiesen werden, dass lediglich für den Zeitraum vom Perm bis zur Obertrias Daten speziell für das

Untersuchungsgebiet vorhanden sind. Für den Zeitraum von der Obertrias bis zum Tertiär wurden Daten aus benachbarten Gebieten in das Untersuchungsgebiet projiziert. Im Gegensatz zu der Subsidenzentwicklung vom Perm bis zur Obertrias, die sich direkt auf das Untersuchungsgebiet bezieht, dürfen die Angaben ab der Obertrias nur als eine vereinfachte Ableitung der Beckenentwicklung des östlichen Lombardischen Beckens angesehen werden.

Neben der numerischen Ausgabe der Modellierungsergebnisse kann mit Phil 1.5TM die Rückwärtsmodellierung (Backstripping) graphisch dargestellt werden. Für jeden Zeitschritt wurde ein Screenshot abgespeichert, die zusammengefügt eine Animation des Modelllaufs und damit der gesamten abgewickelten Beckenentwicklung ergeben (Movie1.mov, Movie2.mov). Tafel 8.1 zeigt ausgewählte Screenshots der wichtigsten Beckenkonfigurationen.

Aufgrund der begrenzten Auflösung der Bilder wurden die Grenzen einiger Referenzhorizonte graphisch hervorgehoben. Zur Veranschaulichung der einzelnen Subsidenzkomponenten wurden Subsidenzdiagramme und Zeit-Teufen-Diagramme ausgewählter Profile des südlichen Val Camonica und des Gebiets der Concarena erstellt (Abb. 8.4-8.8).

Raten der thermo-tektonischen, kompaktionsinduzierten und flexurell-induzierten Subsidenz werden in m/Ma (= mm/1000a) ausgegeben. Diese Einheit



Tafel 8.1: Bildschirmfotos ausgewählter Zeitlinien der 2D-Rückwärtsmodellierung für den Bereich der Pora-Karbonatplattform (linke Spalte) und der Concarena-Karbonatplattform (rechte Spalte.) Die Abbildungen zeigen die inkrementelle Entfernung der einzelnen definierten Horizonte (Cenoman bis zur Basis der Trias) unter Berücksichtigung der Paläowassertiefe und des eustatischen Meeresspiegels. Damit liefern sie einen Hinweis auf die Entwicklung der Beckenarchitektur für diesen Zeitraum. Die Anzeige der Zeitlinien liegt unterhalb der Druckerauflösung. Aus diesem Grund wurde zur Orientierung der Bereich der Esino-Karbonatplattformen mit einer gestrichelten Linie hervorgehoben.

Subsidenzarten [m/Ma]		Phase 1 269 Ma-247.2 Ma	Phase 2 247.2 Ma-189.6 Ma	Phase 3 189.6 Ma -115 Ma	Phase 4 115 Ma -93.6 Ma	Phase 5 93.6 Ma-71.3 Ma	Phase 6 71.3 Ma-33.7 Ma
TOTALE SUBSIDENZ	max	69.3	473.0	83.1	3.8	46.8	-3.3
	mittel	62.2	176.5	41.6	-33.0	25.4	-21.0
	min	58.4	-31.5	11.7	-49.2	3.1	-31.8
THERMO-TEKTONISCHE SUBSIDENZ	max	50.4	423.6	79.6	4.0	34.0	-32.0
	mittel	37.7	119.8	41.4	-39.7	15.2	-32.0
	min	29.8	-35.2	10.0	-68.0	1.0	-42.6
KOMPAKTIONSIINDUZIERTE SUBSIDENZ	max	17.6	97.2	6.8	7.8	13.3	4.9
	mittel	6.0	29.6	2.0	2.5	7.0	1.4
	min	0.0	1.0	0.0	0.0	2.1	0.0
FLEXURELL-INDUZIERTE SUBSIDENZ	max	26.9	111.3	1.3	13.4	10.6	13.3
	mittel	18.4	28.0	-1.8	4.2	3.2	9.6
	min	11.6	-23.8	-5.0	-5.2	0.0	6.9

Tabelle 8.3: Phasen der Beckenentwicklung im Bereich des Arbeitsgebietes. Die einzelnen Phasen werden durch spezifische Raten der totalen, thermo-tektonischen, kompaktionsinduzierten und flexurell-induzierten Subsidenz charakterisiert (Details im Text).

wird im Gedenken an den deutschen Geologen Serge von Bubnoff auch als Bubnoff bezeichnet (Fischer 1969).

Wie bei der 1D-thermischen Modellierung zeigte sich auch bei der 2D-Rückwärtsmodellierung eine sechsphasige Entwicklung des untersuchten Beckenbereiches. Diese mehrphasige Beckenentwicklung spiegelt sich vor allem in der Rate der totalen und der thermo-tektonischen Subsidenz wider (Abb. 8.8a, d). Maximale, minimale und durchschnittliche Raten der verschiedenen Subsidenzkomponenten für die einzelnen Phasen finden sich in Tabelle 8.3. Negative Werte bedeuten, dass es zu einer Hebung im Arbeitsgebiet kam. Positive Werte zeigen die Subsidenz und damit die Schaffung von Akkommodationsraum an. Der Zeitabschnitt jünger als 33,7Ma (Adamellointrusion) wurde nicht berücksichtigt, da hier kaum Daten existieren und das Beckenstadium in Folge der zunehmenden alpidischen Deformation beendet war. Das Beckenstadium im Gebiet der

östlichen Lombardischen Alpen umfasste somit ca. 250Ma.

8.5.1 Totale Subsidenz

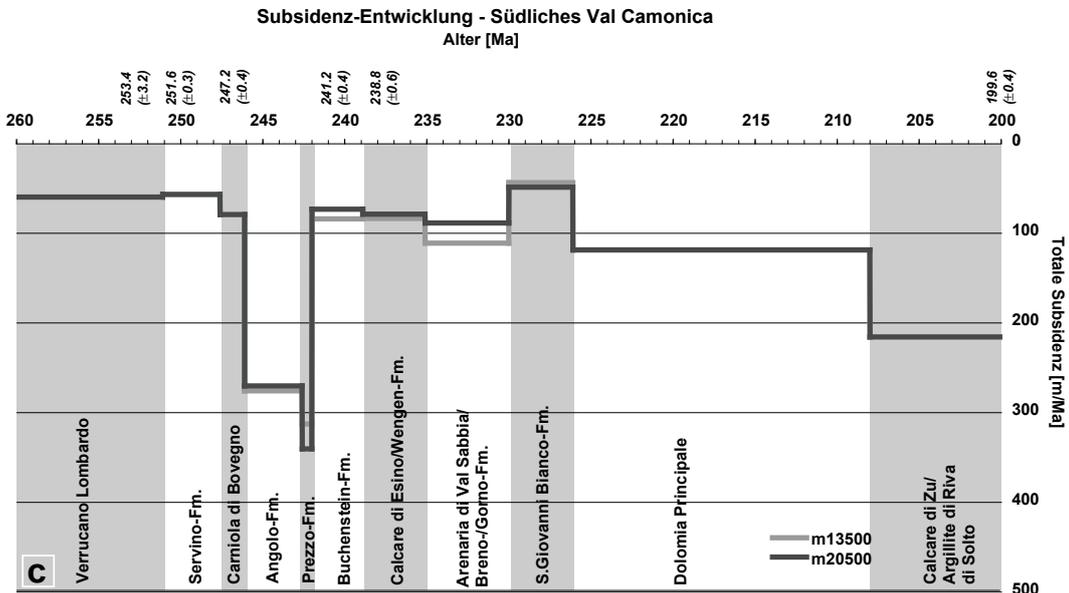
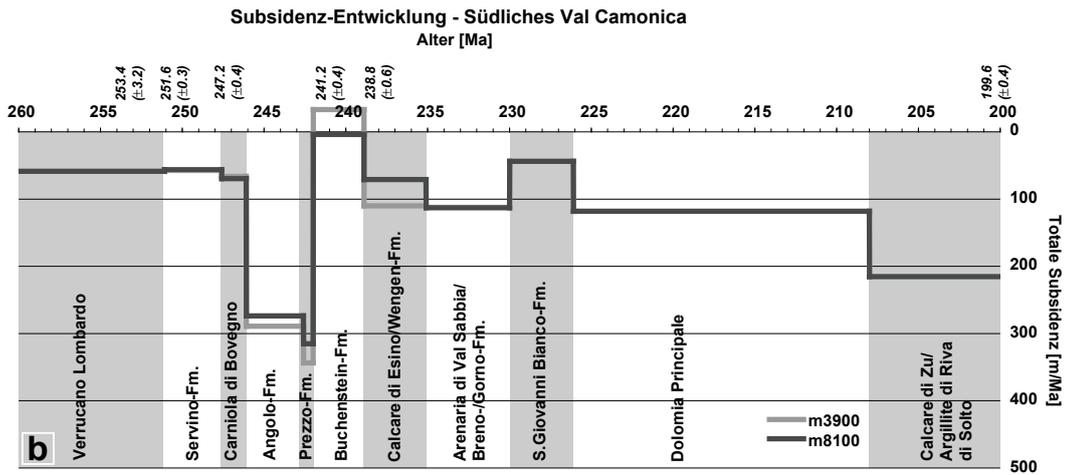
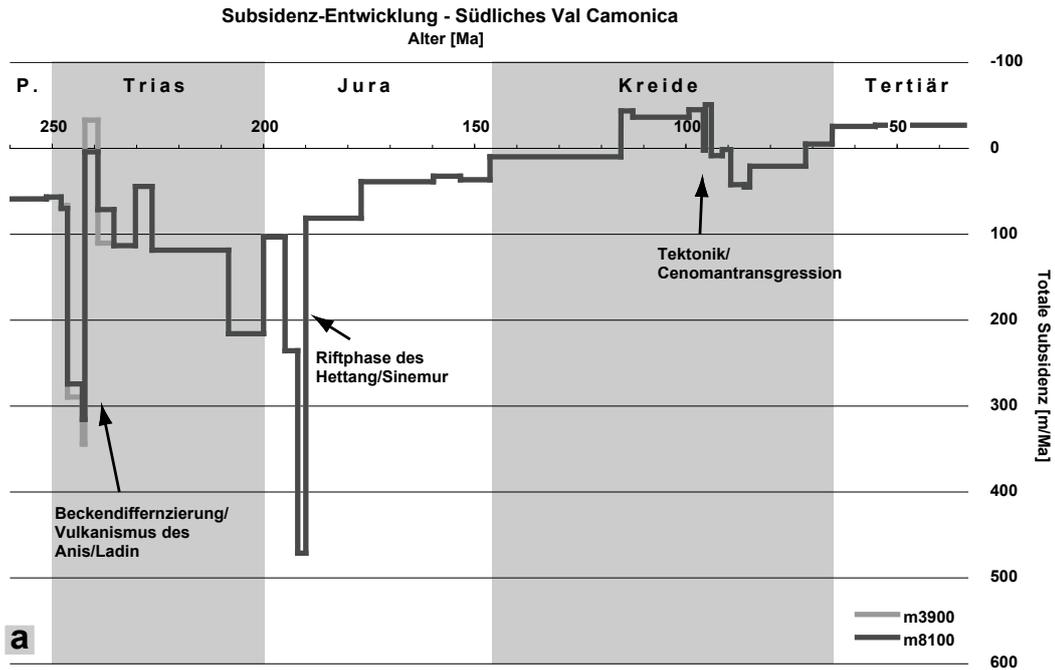
Die Rate der totalen Subsidenz ist die Summe der drei Subsidenzkomponenten thermo-tektonische, kompaktionsinduzierte und flexurell-induzierte Subsidenz. Die maximalen berechneten Raten des gesamten Modellaufs liegen zwischen -3,3m/Ma in der sechsten Phase und 473,0m/Ma in der zweiten Phase der Beckenentwicklung (siehe Tabelle 8.3). Die minimalen Werte liegen zwischen 58,4m/Ma in der ersten und -49,2m/Ma in der vierten Phase. Von besonderer Bedeutung für die Beckenentwicklung ist die Phase 2. Sie ist gekennzeichnet durch zeitlich und räumlich stark schwankende Subsidenzraten im Anis und Ladin, welche die deutliche Beckendifferenzierung zu dieser Zeit widerspiegeln (Abb. 8.4, 8.5), und die durch Riftprozesse bedingten ho-

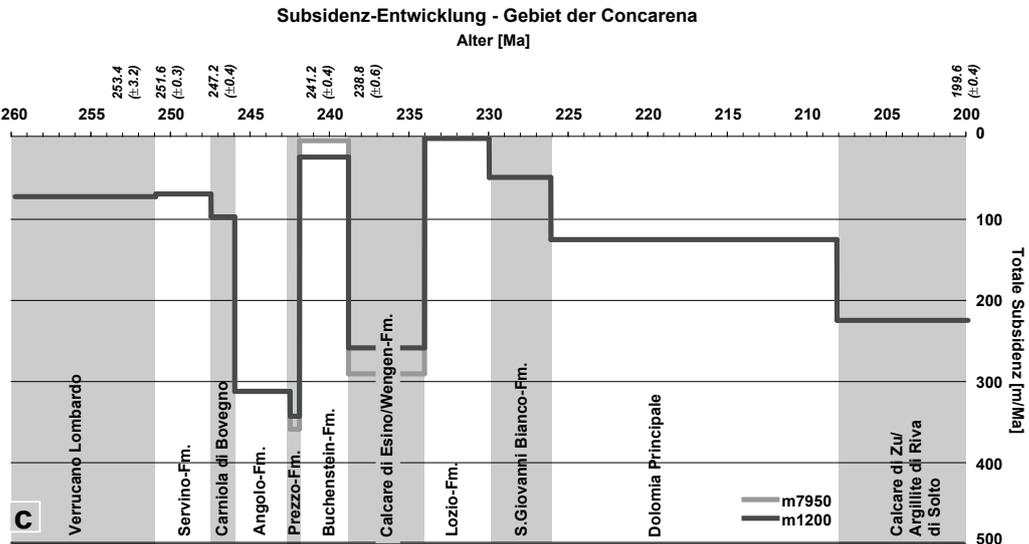
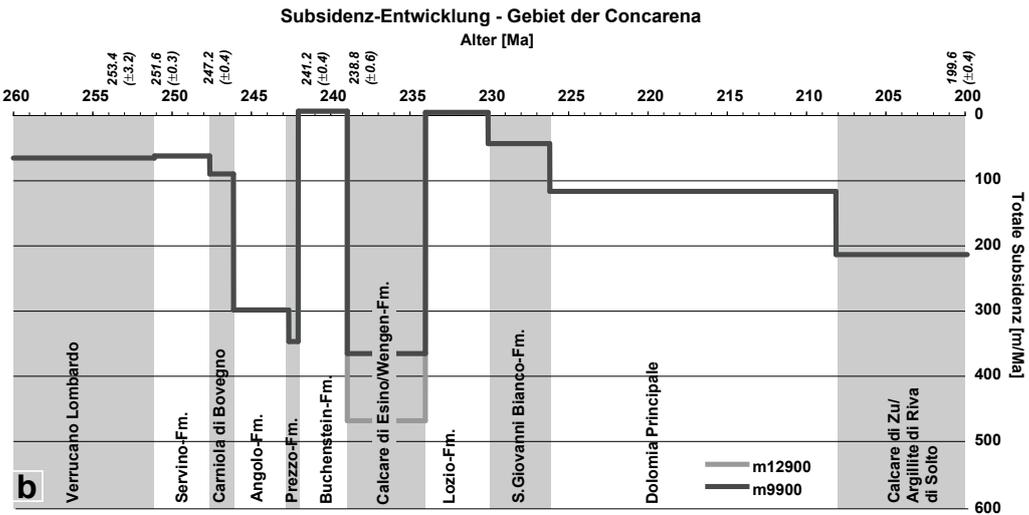
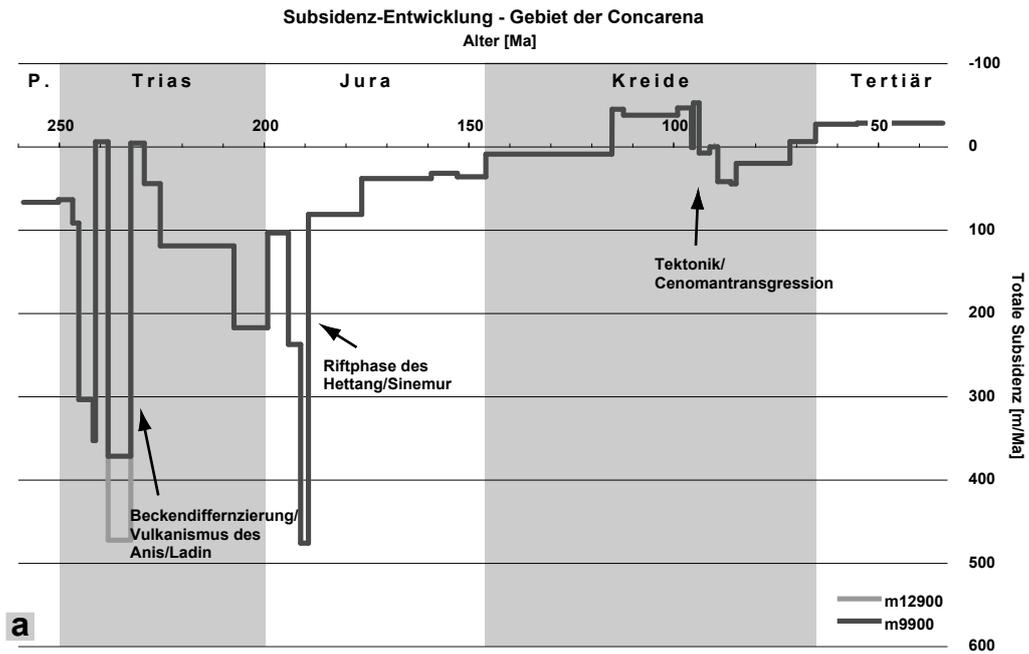
Abb. 8.4 (folgende Seite): Berechnete totale Subsidenz ausgewählter Profile des südlichen Val Camonica. Die Profile befinden sich jeweils in einer proximalen und einer distalen Position. Die x-Achse jeder Abbildung zeigt das Alter (Ma) und die vorhandenen gemessenen Alter nach Lehrmann et al. (2002), Mundil et al. (1996, 2003), Pálffy et al. (2000, 2002) und Yugan et al. (1994).

8.4a: Totale Subsidenz zweier synthetischer Profile (m3900, m8100) für den gesamten modellierten Zeitraum vom Oberperm bis zum Paläogen.

8.4b: Totale Subsidenz der geochronologischen Einheiten an zwei synthetischen proximalen Profilen (m3900, m8100) für den Zeitraum Oberperm bis Trias.

8.4c: Totale Subsidenz der geochronologischen Einheiten an zwei synthetischen proximalen Profilen (m13500, m20500) für den Zeitraum Oberperm bis Trias.





hen Subsidenzraten während der Obertrias. Um die Entwicklung für die im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Schichten vom Perm bis zur Trias zu verdeutlichen, wurde jeweils für das Gebiet des südlichen Val Camonica (Pora-Plattform) und das Gebiet der Concarena die Entwicklung an einigen Profilpunkten dargestellt (Abb. 8.4, 8.5).

Für das Gebiet des südlichen Val Camonica veranschaulichen die Punkte m3900 und m8100 die Entwicklung der totalen Subsidenzraten in einem proximalen Beckenbereich, dem Hochgebiet der anisischen Karbonatbank des Calcare di Camorelli und des ladinischen Vulkanismus. Die Punkte m13500 und m20500 zeigen die Entwicklung im distalen Bereich des Val Camonica-Profiles. Markante Unterschiede in der totalen Subsidenz ergeben sich zwischen den hohen Subsidenzraten der Prezzo-Formation (297m/Ma bis 347m/Ma) und den niedrigen Subsidenzraten der Buchenstein-Formation (-31,5m/Ma bis 123m/Ma). Während der Ablagerung der Prezzo-Formation kam es zu einer signifikanten Vertiefung des Ablagerungsraumes („Ertrinken“ der Camorelli Karbonatbank). Während der Ablagerung der Buchenstein-Formation waren dagegen die distalen Bereiche (Monte Pora, Val Dezzo) in Folge des ausgeprägten Vulkanismus von Hebungsvorgängen betroffen (Profilpunkte m3900 und m8100). Für den Zeitraum des Ladin/Karn konnten nur geringe zeitliche und räumliche Unterschiede der totalen Subsidenz festgestellt werden. Die totalen Subsidenzraten im südlichen Val Camonica liegen zwischen 45m/Ma und 115m/Ma. Für das Gebiet der Concarena ergab die Berechnung der totalen Subsidenzraten ebenfalls eine deutliche Differenzierung des Ablagerungsraumes. Im proximalen Bereich wurden die Profilpunkte m12900 und

m9900, im distalen Bereich die Profilpunkte m7950 und m1900 für die Darstellung ausgewählt (Abb. 8.5). Die Entwicklung während der Ablagerung der Prezzo-Formation und Buchenstein-Formation ist vergleichbar mit der im südlichen Val Camonica. Hohe Subsidenzraten zur Zeit der Prezzo-Formation werden von niedrigen Subsidenzraten der Buchenstein-Formation abgelöst (Abb. 8.5b, c). Deutliche Unterschiede bestehen zwischen den zwei Gebieten im Ladin/Karn. Im Gebiet der Concarena wurde mit der Bildung der Karbonatplattform des Calcare di Esino eine maximale Subsidenz bis 473m/Ma erreicht. Sie liegt damit um das vier- bis fünffache über der des südlichen Val Camonica. In den zeitgleichen Beckenbereichen liegen die Subsidenzraten zwischen 245m/Ma und 300m/Ma, ebenso ein Mehrfaches der Werte des südlichen Val Camonica. Zum Ende der Trias ergab die Modellierung mit den vorhandenen Daten eine kontinuierliche Zunahme der totalen Subsidenz, die schließlich in einem nochmaligen markanten Anstieg im frühen Jura endete (Abb. 8.4a, 8.5a). Dieser Anstieg der Subsidenzrate ist durch die im Bereich der westlichen Tethys ablaufenden Riftprozesse bedingt. Maximale Werte der totalen Subsidenz betragen um 470m/Ma. Im anschließenden Driftstadium am Rande des passiven Kontinentalrandes (Phase 3) ging sie auf Werte unter 100m/Ma zurück.

Während des Apt und Alb kam es zu einer leichten Hebung des Beckens um maximal 50m/Ma (Phase 4). Dies wird bestätigt durch die kontinuierliche Abnahme der Wassertiefe während dieser Zeit. Die Ursache für die Hebung des Beckens lag vermutlich in der damaligen Umstellung von einem sinistral-extensiven in ein dextral-compressives Spannungsfeld, bedingt durch die beginnende Kollision der

Abb. 8.5 (vorherige Seite): Berechnete totale Subsidenz ausgewählter Profile der Concarena. Die Profile befinden sich jeweils in einer proximalen und einer distalen Position. Die x-Achse jeder Abbildung zeigt das Alter (Ma) und die vorhandenen gemessenen Alter nach Lehrmann et al. (2002), Mundil et al. (1996, 2003), Pálffy et al. (2000, 2002) und Yügan et al. (1994).

8.5a: Totale Subsidenz zweier synthetischer Profile (m12900, m9900) für den gesamten modellierten Zeitraum vom Oberperm bis zum Paläogen.

8.5b: Totale Subsidenz der geochronologischen Einheiten an zwei synthetischen proximalen Profilen (m12900, m9900) für den Zeitraum Oberperm bis Trias.

8.5c: Totale Subsidenz der geochronologischen Einheiten an zwei synthetischen proximalen Profilen (m7950, m1200) für den Zeitraum Oberperm bis Trias.

Adriatischen Platte mit Europa (Hsü 1971, Trümpy 1982, Laubscher & Bernoulli 1977, 1982 Dercourt 1993, 2000).

Die Heraushebung des östlichen Lombardischen Beckens wurde während der Oberkreide unterbrochen (Phase 5). Für diesen Zeitraum wurde erneut eine geringe Subsidenz des Beckens von weniger als 50m/Ma berechnet. Als Ursache hierfür kommt zum einen der während des Cenoman stattgefundenen Meeresspiegelanstieg (Höhere Last) und zum anderen die zunehmende Belastung der Kruste infolge der Kollision von Adriatischer und europäischer Platte in Betracht. Gegen Ende der Kreide und im Paläozän/Eozän nahmen die Subsidenzraten weiter ab, und es erfolgte die endgültige Heraushebung des östlichen Lombardischen Beckens (Phase 6). Die berechneten Hebungsdaten liegen um 30m/Ma. Für diesen Zeitabschnitt wurde u.a. die Anlage erster Überschiebungssysteme (eolpaine Phase) im Bereich der heutigen Südalpen nachgewiesen (Brack 1984, Schönborn 1992).

8.5.2 Thermo-tektonische Subsidenz

Die thermo-tektonische Subsidenz trägt zu einem Großteil zur totalen Subsidenz bei. Für den gesamten Modelllauf ergeben sich maximale Werte von 423,6m/Ma (Phase 2) und minimale Werte von -68m/Ma (Phase 4). Insgesamt wurde eine maximale thermo-tektonische Absenkung der Basementoberfläche von 7300 bis 7600m ermittelt (Abb. 8.8a, d).

Die erste Phase der Beckenentwicklung (269Ma-247,2Ma) zeichnet sich durch eine moderate thermo-tektonische Subsidenz aus (Abb. 8.6a, 8.7a). Mittlere Werte liegen um 38m/Ma, was auf eine ge-

ringe, aber kontinuierliche Schaffung von Akkommodationsraum während dieser Phase schließen lässt.

Die zweite Phase der Beckenentwicklung (247,2Ma-189,6Ma) wird durch große zeitliche und räumliche Unterschiede in der Subsidenzrate charakterisiert (Abb. 8.6a, 8.7a). Hohe Raten zu Zeiten tektonischer Aktivität (Anis/Ladin, Rhät-Pliensbach) wechseln mit ruhigeren Abschnitten (Karn/Nor). Maximale Raten der thermo-tektonischen Subsidenz konnten für das südliche Val Camonica für den Ablagerungszeitraum der Prezzo-Formation (300m/Ma) und des Calcarea del Domaro (420m/Ma) bestimmt werden. Minimale Raten um 0m/Ma wurden für Bereiche des Calcarea di Esino und die San Giovanni Bianco-Formation berechnet (Abb. 8.6a, 8.7a). Deutliche räumliche Unterschiede der Subsidenzentwicklung ergaben sich für den Bereich der Wengen-Formation bzw. des Calcarea di Esino. Proximale Areale besaßen lediglich eine geringe bis keine Subsidenz, wohingegen die distalen Areale durch eine signifikante thermo-tektonische Subsidenz gekennzeichnet waren.

Im Gebiet der Concarena besitzt neben der Prezzo-Formation und dem Calcarea del Domaro auch der Calcarea di Esino eine hohe Rate der thermo-tektonischen Subsidenz (bis 423m/Ma). Minimale Raten wurden hier für den Zeitraum der Buchenstein-Formation errechnet. Die Subsidenzanalyse ergab eine geringe Hebung des Beckens während dieser Zeit von bis zu 21,5m/Ma (Abb. 8.7a) Insgesamt kam es jedoch zu einer deutlichen Absenkung der Basementoberfläche infolge thermo-tektonischer Subsidenz während der zweiten Phase der Beckenentwicklung (Abb. 8.8d)

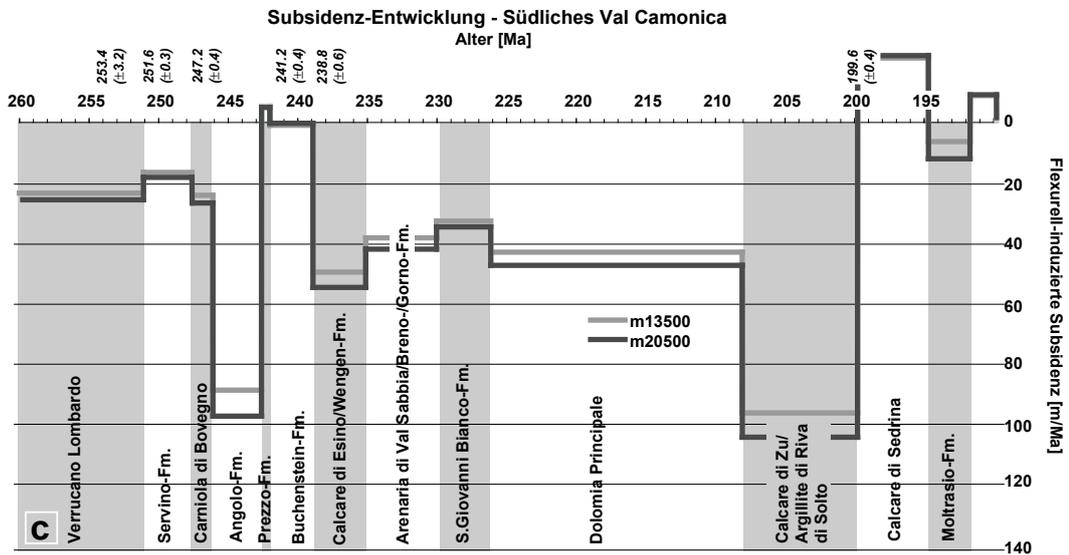
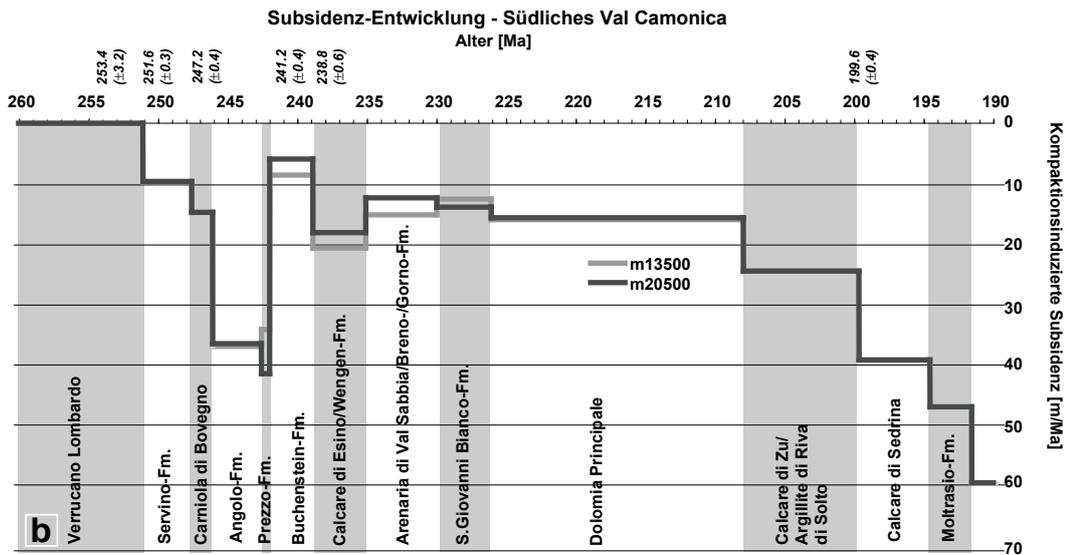
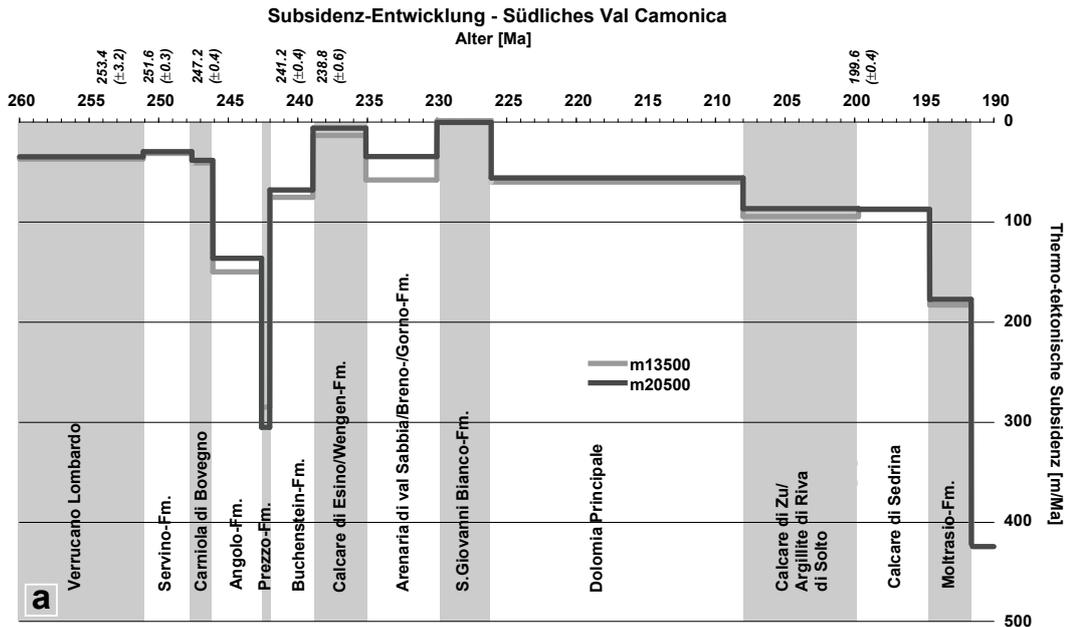
In der dritten Phase der Beckenentwicklung (189,6Ma-

Abb. 8.6 (folgende Seite): Berechnete Subsidenzkomponenten ausgewählter Profile des südlichen Val Camonica. Die x-Achse jeder Abbildung zeigt das Alter (Ma) und die vorhandenen gemessenen Alter nach Lehrmann et al. (2002), Mundil et al. (1996, 2003), Pálffy et al. (2000, 2002) und Yügan et al. (1994). Die y-Achse kennzeichnet die Subsidenz in m/Ma.

8.6a: Thermo-tektonische Subsidenz der geochronologischen Einheiten im Bereich zweier synthetischer Profile (m13500, m20500) für den Zeitraum Oberperm bis Trias.

8.6b: Kompaktionsinduzierte Subsidenz der geochronologischen Einheiten im Bereich zweier synthetischer Profile (m13500, m20500) für den Zeitraum Oberperm bis Trias.

8.6c: Flexurell-induzierte Subsidenz der geochronologischen Einheiten im Bereich zweier synthetischer Profile (m13500, m20500) für den Zeitraum Oberperm bis Trias.



115Ma) nimmt die thermo-tektonischen Subsidenz unter 100m/Ma ab. Diese moderate Subsidenz zeigt, dass das östliche Lombardische Becken vom Riftstadium zum Postriftstadium (Driftstadium) der Beckenentwicklung überging. Es befand sich nun am Rande eines passiven Kontinentalrandes. Der maximale errechnete Subsidenzwert lag bei 80m/Ma, der minimale Werte um 10m/Ma. Generell nahm die thermo-tektonischen Subsidenz in Richtung der jüngeren Schichten ab. Im Vergleich zur vorhergehenden Phase wurde die Basementoberfläche nur noch geringfügig abgesenkt.

Während der vierten Phase (115Ma-93,6Ma) unterlag das Becken einer tektonischen Hebung. Insbesondere die Sedimente des Flysch Rosso enthalten Anzeichen für tektonische Bewegungen (Banchi caotici). Die maximalen Hebungsbeträge lagen dabei um 70m/Ma, durchschnittliche Raten um 40m/Ma (8.7a). Unter Berücksichtigung der Kompaktion und der flexurellen Krustenbiegung ergab sich für diesen Zeitabschnitt eine Anhebung des Beckenbodens um ca. 700m (Abb. 8.8). Er verblieb dabei jedoch weiterhin im tiefmarinen Bereich.

Die Heraushebung wurde während der fünften Phase (93,6Ma-71,3Ma) der Beckenentwicklung unterbrochen. Es ließ sich für diesen Zeitabschnitt eine geringe Absenkung des Beckens feststellen. Die berechnete maximale Rate der thermo-tektonischen Subsidenz lag bei 34m/Ma. Im Schnitt betrug die Subsidenz jedoch nur 15m/Ma. Aufgrund der wesentlich höheren Sedimentationsraten zu dieser Zeit (Flysch di Bergamo) muss von einer Verringerung des Akkommodationsraumes ausgegangen werden. Mit Beginn der sechsten Phase erreichen die Subsidenzraten erneut den negativen Bereich. Die deutliche tektonische Heraushebung mit Werten um 32m/Ma spiegelt die coalpine Phase der alpidischen

Orogenese wider. Maximale Hebungsraten von 42,6m/Ma wurden erreicht (Tabelle 8.3). Die minimale tektonisch bedingte Hebung betrug 32m/Ma.

8.5.3 Kompaktionsinduzierte Subsidenz

Kompaktionsinduzierte Subsidenz kann einen bedeutenden Beitrag zur totalen Subsidenz eines Beckens leisten. Die maximalen Raten des gesamten Modelllaufs liegen zwischen 97,2m/Ma in der zweiten Phase und 4,9m/Ma in der sechsten Phase der Beckenentwicklung (siehe Tabelle 8.3). Insgesamt betrug die Absenkung des Beckenbodens in Folge der Sedimentkompaktion ca. 1500m (Abb. 8.8b, e). Die erste Phase (269Ma-247,2Ma) zeigt nur eine geringe kompaktionsinduzierte Subsidenz. Der berechnete maximale Wert lag bei 17,6m/Ma. Im Schnitt ergab die Berechnung eine Subsidenzrate von 6m/Ma. Diese geringen Raten sind im Wesentlichen durch die niedrigen, während der ersten Phase abgelagerten Sedimentmächtigkeiten bedingt. Ein weiterer Grund ist das geringe Kompaktionsvermögen der grobklastischen Sedimente des Verucano-Lombardo.

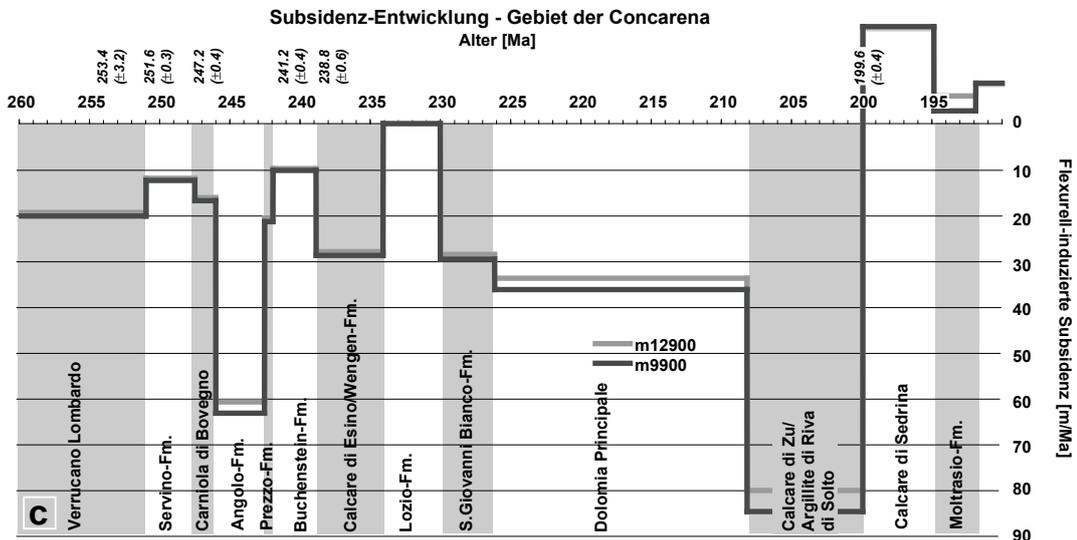
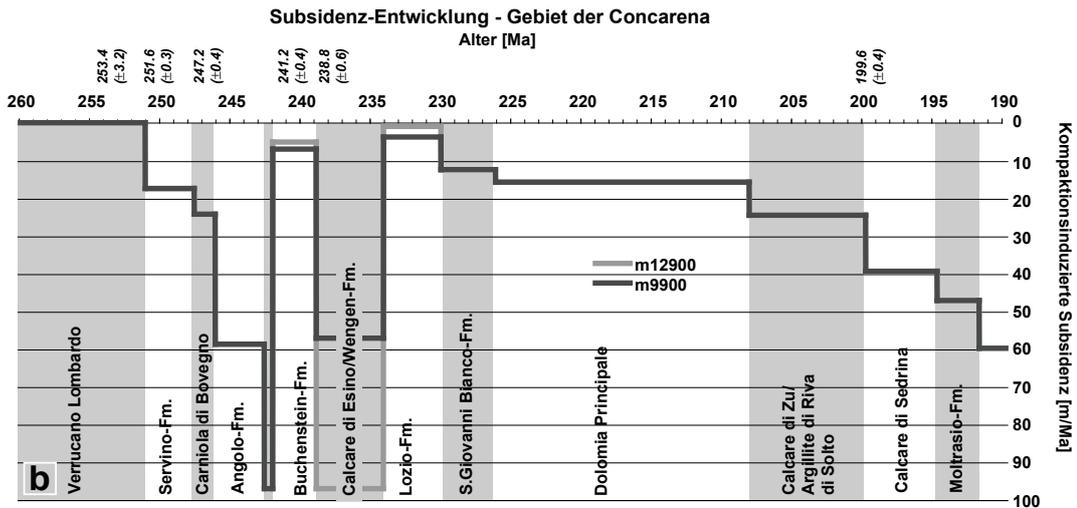
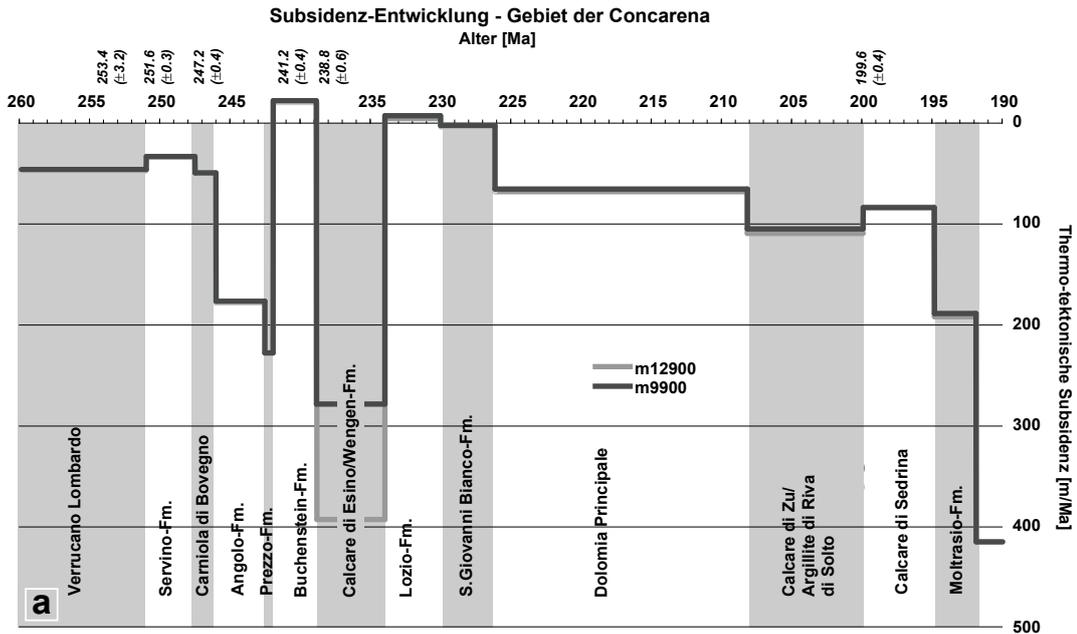
Die zweite Phase (247,2Ma-189,6Ma) der Beckenentwicklung wird durch hohe kompaktionsinduzierte Subsidenzraten charakterisiert. Zusätzlich zur ausgeprägten thermo-tektonischen Subsidenz wurde während dieser Phase durch die kompaktionsinduzierte Subsidenz eine Mächtigkeit von ca. 1000m an Akkommodationsraum zur Verfügung gestellt (siehe Abb. 8.8b, e). Die maximale Subsidenzrate dieses Typs betrug dabei 97,2m/Ma. Besonders die mergelig/siltigen Wechselfolgen der Angolo- und Prezzo-Formation sind durch hohe Werte der kompaktionsinduzierten Subsidenz gekennzeichnet. Ferner kam es durch die starke Absenkung des

Abb. 8.7 (folgende Seite): Berechnete Subsidenzkomponenten ausgewählter Profile der Concarena. Die x-Achse jeder Abbildung zeigt das Alter (Ma) und die vorhandenen gemessenen Alter nach Lehrmann et al. (2002), Mundil et al. (1996, 2003), Pálffy et al. (2000, 2002) und Yugan et al. (1994). Die y-Achse kennzeichnet die Subsidenz in m/Ma.

8.7a: Thermo-tektonische Subsidenz der geochronologischen Einheiten im Bereich zweier synthetischer Profile (m12900, m9900) für den Zeitraum Oberperm bis Trias.

8.7b: Kompaktionsinduzierte Subsidenz der geochronologischen Einheiten im Bereich zweier synthetischer Profile (m12900, m9900) für den Zeitraum Oberperm bis Trias.

8.7c: Flexurell-induzierte Subsidenz der geochronologischen Einheiten im Bereich zweier synthetischer Profile (m12900, m9900) für den Zeitraum Oberperm bis Trias.



Beckenbodens und der dadurch bedingten großen Wassertiefe (Überlast des Meerwassers) zu Beginn des Jura zu einer ausgeprägten kompaktionsinduzierten Subsidenz (Abb. 8.6b, 8.8).

Im Vergleich zur zweiten Phase zeigen die nachfolgenden zwei Phasen (189,5Ma-93,6Ma) nur eine geringe kompaktionsinduzierte Subsidenz. Die maximalen Werte schwanken zwischen 6,8m/Ma und 7,8m/Ma. Eine leichte Zunahme konnte für die fünfte Phase (93,6Ma-71,3Ma) der Beckenentwicklung festgestellt werden. Höhere Subsidenz- und Sedimentationsraten waren vermutlich der Auslöser für die Erhöhung der kompaktionsinduzierten Subsidenz auf maximale Werte um 13m/Ma (Tabelle 8.3). Für die letzte Phase (71,3Ma-33,7Ma) ist die durch Kompaktion ausgelöste Subsidenz vernachlässigbar.

Generell spiegelt die kompaktionsinduzierte Subsidenz eine ausgeglichene A'/S' Rate bei hohen A' und S' wider. Dies bedeutet eine hohe Rate in der Schaffung von Akkommodation in der Zeit ($A'=dA/dt$) sowie eine hohe Rate in der Sedimentation in der Zeit ($S'=dS/dt$). Damit ist sie zu einem gewissen Teil mit der thermo-tektonischen und flexurell-induzierten Subsidenz verknüpft (Schaffung von Akkommodationsraum, siehe Abb. 8.8).

8.5.4 Flexurell-induzierte Subsidenz

Im Vergleich zur kompaktionsinduzierten Subsidenz trägt die flexurell-induzierte Subsidenz mit einem größeren Anteil zur totalen Subsidenz des östlichen Lombardischen Beckens bei. Die maximalen berechneten Raten des gesamten Modelllaufs liegen zwischen 1,3m/Ma in der Phase 3 und 111,3m/Ma in der Phase 2 der Beckenentwicklung (Tabelle 8.3). Insgesamt betrug die Absenkung des Beckenbodens in Folge der flexurellen Krustenbiegung ca. 2700m (Abb. 8.8 c, f).

Die flexurell-induzierte Subsidenz spiegelt nur zu einem Teil die thermo-tektonische Subsidenz wider. Eine gute Übereinstimmung lässt sich für die erste Phase (269Ma-247,2Ma) feststellen (Abb 8.6c, 8.7c, 8.8). Die Raten der flexurell-induzierte Subsidenz liegen für diesen Zeitabschnitt zwischen 11,6m/Ma und 26,9m/Ma.

In der zweiten Phase (247,2Ma-189,6Ma) stieg die flexurell-induzierte Subsidenz deutlich auf bis zu 111,3m/Ma an. Dies ist durch die Ablagerung großer Sedimentmächtigkeiten und damit einer hohen Auflast während der Trias (Anis-Nor) bedingt. Gegen Ende der zweiten Phase kam es trotz der Erhöhung der Wassertiefe in Folge einer geringeren Sedimentation zu einer flexurellen isostatischen Entlastung der Kruste und infolgedessen zu einer leichten flexurellen Hebung des Basements. Die Ursache hierfür ist das verhältnismäßig geringe Gewicht des Meerwassers im Vergleich zu den vorher abgelagerten Sedimenten.

Für die darauf folgenden Phasen 3 bis 5 konnte die Subsidenzanalyse nur sehr geringe flexurelle Bewegungen nachweisen. Die Mittelwerte liegen zwischen 4,2m/Ma und -1,8m/Ma. Relativ konstante Wassertiefen und eine geringe hemipelagische Sedimentation ermöglichten gleich bleibende isostatische Bedingungen.

Gegen Ende der Beckenentwicklung (Phase 6, 71,3Ma-33,7Ma) ist ein nochmaliger leichter Anstieg der flexurell-induzierte Subsidenz feststellbar. Hier zeigt sich eventuell der Einfluss der vorrückenden alpidischen Orogenese.

8.6 Zusammenfassung des Kapitels

Aufgrund seiner wechselvollen tektonischen Geschichte kann das östliche Lombardische Becken als ein Becken mit einer mehrphasigen Geschichte bezeichnet werden („polyhistory basin“, Klein 1987; „polyphase basin“, Einsele 2000). Die 2D-Rückwärtsmodellierung spiegelt diese wechselvolle tektonische Geschichte wieder. Durch die Definition von sechs Hauptphasen kann die folgende vereinfachte Beckenentwicklung aufgestellt werden:

- (i) Die Beckenentwicklung begann nach dem Ausklang der variszischen Orogenese mit der initialen Schaffung von Akkommodationsraum während des Oberperm und der Untertrias. Die Subsidenzraten blieben im Arbeitsgebiet jedoch gering.
- (ii) Während der Trias kam es zu einer deutlichen Beckendifferenzierung, die durch räumlich und

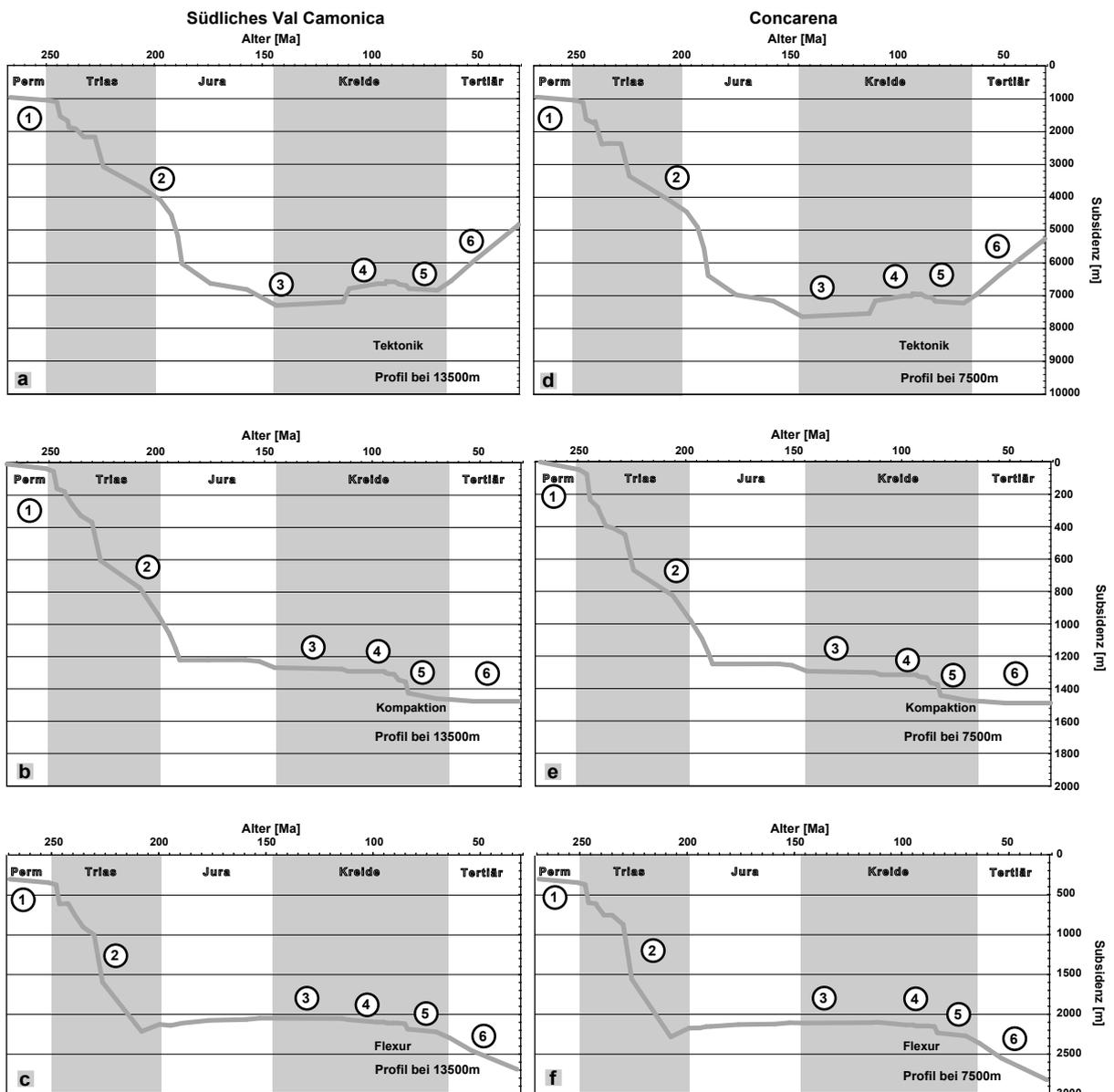


Abb. 8.8: Zeit-Teufen-Diagramme der verschiedenen Komponenten der totalen Subsidenz für den Bereich des südlichen Val Camonica und der Concarena. X-Achse = Alter in Ma; Y-Achse = Subsidenz in m; 1-6 = Phasen der Beckenentwicklung. Für den Bereich des südlichen Val Camonica wurde ein synthetisches Profil bei 13500m, für den Bereich der Concarena ein Profil bei 7500m ausgewählt.

- 8.8a:** Thermo-tektonische Subsidenz im südlichen Val Camonica über den Zeitraum Oberperm bis Tertiär.
- 8.8b:** Kompaktionsinduzierte Subsidenz im südlichen Val Camonica über den Zeitraum Oberperm bis Tertiär.
- 8.8c:** Flexurell-induzierte Subsidenz im südlichen Val Camonica über den Zeitraum Oberperm bis Tertiär.
- 8.8d:** Thermo-tektonisch Subsidenz im Gebiet der Concarena über den Zeitraum Oberperm bis Tertiär.
- 8.8e:** Kompaktionsinduzierte Subsidenz im Gebiet der Concarena über den Zeitraum Oberperm bis Tertiär.
- 8.8f:** Flexurell-induzierte Subsidenz im Gebiet der Concarena über den Zeitraum Oberperm bis Tertiär.

zeitlich stark variierende thermo-tektonische Subsidenzraten gekennzeichnet ist. Hohe Sedimentmächtigkeiten führten zu einem Anstieg der kompaktionsinduzierten und flexurell-induzierten Subsidenz zu dieser Zeit. Für den Zeitraum der Obertrias und des Unterjura lässt sich der Einfluss der im Bereich der westlichen Tethys ablaufenden Riftingprozesse

nachweisen. Sie spiegeln sich in einer raschen Zunahme der thermo-tektonischen Subsidenz wider. Auch die kompaktionsinduzierten Subsidenzraten blieben vergleichsweise hoch. Im Gegensatz dazu verringerte sich die flexurell-induzierte Subsidenz aufgrund der geringen Sedimentation erheblich.

- (iii) Etwa mit Beginn des Mitteljura änderte sich die tektonische Entwicklung des Beckens. Geringe Raten der thermo-tekonischen Subsidenz kennzeichnen den Übergang vom Rift- in das Postrift- oder Driftstadium. Das Becken verblieb für den Rest des Jura sowie die gesamte Kreide bei tiefmarinen Bedingungen. Auch die kompaktionsinduzierte und flexurell-induzierte Subsidenz trugen nur noch unwesentlich zur totalen Subsidenzrate bei. Zunahme der flexurell-induzierten Subsidenz zu dieser Zeit bestätigt.
- (iv) Etwa im Zeitraum des Überganges zwischen Unter- und Oberkreide (115Ma-93.6Ma) deuten negative Werte der thermo-tekonischen Subsidenz auf eine Phase der tektonischen Neukonfiguration im Arbeitsgebiet hin. Als Ursache der Hebung kommt die Umstellung von einem sinistral-extensiven in ein dextral-kompressives Spannungsfeld (Laubscher & Bernoulli 1977) in Betracht. Kompaktionsinduzierte und flexurell-induzierte Subsidenz verblieben während dieser Zeit bei niedrigen Werten.
- (v) Während der Oberkreide erfolgte eine erneute geringe thermo-tekonische Absenkung des Basement. Das weit verbreitete Vorkommen von terrigenen Flyschablagerungen spricht für ein sich entwickelndes Relief im Lombardischen Becken. Castellarin (1976) und Bernoulli & Winkler (1990) vermuten die Erosion eines sich im Norden bis Nordwesten (südalpine oder austroalpine Provenance) hebenden Kontinentalrandes. Das Lombardische Becken entwickelte sich zu einer orogenen Vortiefe. Aufgrund des erhöhten Sedimenteintrags nehmen auch die kompaktionsinduzierte und flexurell-induzierte Subsidenz zu.
- (vi) Das Ende der Beckenentwicklung im Bereich des Arbeitsgebietes wurde gegen Ende der Kreide eingeläutet. Die thermo-tekonische Subsidenz besitzt deutlich negative Werte. Es kam zu einer starken Anhebung des Basements. Nach der lang andauernden Sedimentation unter tiefmarinen Bedingungen traten nun erstmals wieder flachmarine Sedimente auf (Kleboth 1982). Ursache dieser Hebung könnte die seit der Oberkreide ablaufende Kontinentkollision (eoalpine Phase) sein (Dercourt et al. 1993, 2000). Diese Annahme wird durch die

KAPITEL 9: 2D-STRATIGRAPHISCHE VORWÄRTSSIMULATION

9.1 Einführung

Stratigraphische Vorwärtssimulationen dienen dazu, Konzepte oder qualitative Modelle der Beckenentwicklung zu überprüfen und Vorhersagen zur Faziesverteilung und der sedimentären Architektur eines Beckens zu treffen. Zusätzlich ermöglichen sie es, spezifische interne und externe Kontrollfaktoren zu quantifizieren und letztlich die primären Kontrollfaktoren der Beckenentwicklung zu bestimmen. Beispiele für quantifizierbare sedimentäre Parameter sind (i) Karbonatproduktionsraten in verschiedenen Ablagerungsbereichen; (ii) Diffusionsweiten suspendierten Sediments; (iii) kritische Neigungswinkel für verschiedene Ablagerungsbereiche; (iv) Erosionsraten; (v) Rate des klastischen Eintrags und deren Einfluss auf die Karbonatproduktion. Insbesondere die Diffusionsweite des klastischen Sediments ist in der Erdöl-/Erdgasgeologie oftmals eine grundlegende Fragestellung bei der Bestimmung des Potentials einer Lagerstätte.

In zahlreichen iterativen Schritten werden die jeweiligen Eingabeparameter innerhalb realistischer Bandbreiten modifiziert, um den im Gelände beobachteten Verhältnissen möglichst nahe zu kommen. Die dabei quantifizierten 2D-Modelle repräsentieren deshalb unterschiedliche Kombinationen von Minimal-/Maximal-Werten für verschiedene Eingabeparameter, wobei die Modelle der sedimentären Beckenverfüllung mit Hilfe der Visualisierung bestimmter Parameter (Schichtgeometrien, sequenzstratigraphische Grenzen, Verteilung der Lithologien) mit den Geländebefunden verglichen werden können.

9.2 Zielsetzung

Im Rahmen dieser Arbeit wird die sedimentäre Entwicklung der im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Lithologien vom Oberperm bis zum Karn simuliert. Der Fokus lag dabei auf den ladinisch/karnischen Plattform-Beckenübergängen. Ziel war es, die für

die Beckenentwicklung maßgeblichen Faktoren zu bestimmen und zu quantifizieren. Darüber hinaus sollten mit Hilfe der Modellierung Aussagen zur Verteilung der Lithofazies in Raum und Zeit, zur Entwicklung gesteinsphysikalischer Parameter wie Dichte und Porosität über den Modellzeitraum, zur Entwicklung der Paläowassertiefe, zur Verteilung der Ablagerungssysteme und zu sequenzstratigraphischen Fragestellungen getroffen werden. Diese Daten werden mit Modellen ähnlicher Plattform-Beckenübergänge der Dolomiten verglichen.

9.3 Methodik

2D-stratigraphische Modelle beruhen auf mathematischen Algorithmen, die formuliert wurden, um die in der Natur vorkommenden sedimentären Abläufe zu simulieren. Aufgrund der großen Anzahl der Faktoren, die an der Verfüllung eines Beckens beteiligt sind, handelt es sich bei Simulationen um Vereinfachungen der realen Bedingungen. Die definierten 2D-Modelle sind trotz der Vereinfachungen intern schlüssige, genetische Modelle der Beckenentwicklung, die während des gesamten Arbeitsganges auf ihre geologische Plausibilität überprüft werden können.

Die 2D-stratigraphische Vorwärtssimulation, die hier durchgeführt wurde, basiert auf den Resultaten der 1D-thermischen Modellierung und der 2D-Rückwärtsmodellierung. Wegen des hohen Arbeitsaufwandes einer integrierten Beckenmodellierung wird einem solchen Ansatz meist nicht gefolgt. Er ist jedoch notwendig, um verlässliche Aussagen zur Subsidenzentwicklung und somit zur Entwicklung des Akkommodationsraumes treffen zu können. Ferner bilden die mit Hilfe der Rückwärtsmodellierung quantifizierten Raten der Subsidenz und des Sedimenteintrags pro Zeitschritt das Grundgerüst einer 2D-stratigraphischen Vorwärtssimulation, in das weitere Faktoren der Beckenentwicklung integriert werden können.

Stratigraphische Simulationen folgen in Anlehnung an sequenzstratigraphische Konzepte einem akkommodationsorientierten Ansatz, d.h. sie simulieren Sedimentations- und Transportprozesse (Traktion, Suspension, gravitative Massenverlagerung),

die zur Verfüllung des Akkomodationsraumes führen. Generell lässt sich in natürlichen Systemen ein enger Zusammenhang zwischen gebildetem Sedimentkörper, dem Volumen an geliefertem Sediment, der Subsidenzrate, der Rate der Verteilung des Sediments und der Art des Sediments, das in das Becken geliefert wird, feststellen (Griffiths et al. 2001). Die hier verwendete Software Phil1.5TM basiert auf Gleichungssystemen, die die Interaktion dieser Prozesse beschreiben. Die Simulation der Sedimentkörper und der Schicht- oder Zeitflächen erfolgt dabei jeweils in einer Serie von acht aufeinander folgenden Schritten.

- Im ersten Schritt wird das Profil unter Berücksichtigung der tektonischen und eustatischen Bedingungen eingestellt. Gleichzeitig wird die Position des eustatischen Meeresspiegels und des Base Level festgelegt.
- Während des zweiten Schritts wird in Reaktion auf die Änderungen der Wassersäule (Paläobathymetrie) die flexurelle Subsidenz für das 2D-Profil berechnet.
- Im dritten Schritt findet eine Modifizierung des Profils durch Erosionsprozesse oberhalb des Base Level statt. Das Programm berücksichtigt dabei vier verschiedene Erosionsarten: (i) Erosion im Bereich der Küstenlinie, die durch die Wellenenergie ausgelöst wird; (ii) Erosion durch das fluviatile Einschneiden im nichtmarinen Bereich; (iii) Erosion durch Sedimenttransport am Meeresboden; (iv) Erosion in Folge der Oberflächeneinebnung. Das bei diesen Prozessen erzeugte Sediment wird dem Sedimenteintrag hinzugefügt.
- Im vierten Schritt bestimmen die miteinander verbundenen Ablagerungssysteme (Ablagerungsprofil) das zur Verfügung stehende Sediment und die Position des Base Level die Form eines Sedimentkörpers. Der Base Level ist dabei eine theoretische Fläche, die festlegt, ob und in welcher Intensität Erosion oder Sedimentation stattfindet. Im terrestrischen Bereich sind die Ablagerungsgradienten der Küstenebene und des Flussprofils die Kontrollfaktoren des Base Level. Im marinen Bereich liegt der Base Level oberhalb der Schönwetterwellenbasis und reicht mit abnehmendem Einfluss bis zur Sturmwellenbasis hinab. Beckenwärts bildet der Offlap Break die Grenze des Base Level. Während der Bildung des Sedimentkörpers werden sowohl Traktionsprozesse als auch der Sedimenttransport in Suspension berücksichtigt. Falls es zu einer Verfüllung des Raumes zwischen Ablagerungsprofil und Base Level kommt, migriert die Sedimentation beckenwärts eine Zelle weiter.
- Während des fünften Schritts erfolgt die Karbonatproduktion als eine Funktion der Wassertiefe, der Position im Ablagerungsprofil und der Verteilung des siliziklastischen Sediments. Bei einem Überschuss an Karbonat wird es durch Suspensionsprozesse zunächst in die Lagune und anschließend zum Fuß des zuvor gebildeten Sedimentkörpers transportiert. Die Produktion pelagischen Sediments ist gleichfalls von der eingestellten Wassertiefe und Position abhängig.
- Während des sechsten Programmschrittes wird das Sediment, das oberhalb eines bestimmten Böschungs- oder Grenzwinkels abgelagert wurde, unter der Anlage einer Bruchlinie in das Becken transportiert.
- Im siebten Schritt findet die Berechnung des flexurellen isostatischen Ausgleichs für jede Zelle statt. Dies geschieht in Erwiderung auf die Belastungen oder Entlastungen der Kruste in Folge der Sedimentation und Erosion.
- Schließlich stellt das Programm die Tiefenlage der einzelnen Horizonte unter Berücksichtigung der Kompaktion (Funktion der Versenkungstiefe) ein.

Diese Prozedur wird für jeden Zeitschritt und jede Zelle des Modells wiederholt (Bowman & Vail 1999).

9.4 Spezielle Eingabeparameter der 2D-Vorwärtsmodellierung

Neben den bei den zwei vorangegangenen Modellierungsschritten berechneten Werten zur maxima-

len Versenkung und der Subsidenz des Beckens (Kapitel 7 & 8) bilden spezifische Variablen der Sedimentation und Erosion wichtige Eingabeparameter der 2D-stratigraphischen Vorwärtssimulation. Sie erlauben die Anpassung des Modells innerhalb realistischer Bandbreiten an die im Gelände beobachteten Verhältnisse.

9.4.1 Simulationsschritte

Für die 2D-Vorwärtssimulation wurden die im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Abfolgen vom Oberperm bis zum Karn berücksichtigt. Die zeitliche Einstufung ist identisch der der vorangegangenen Modellierungen.

Wie in Kapitel 4 ausgeführt ist die zeitliche Einstufung der aufgeschlossenen Karbonatplattformen schwierig. Besonders im Gebiet der Concarena fehlen aufgrund der Aufschlussituation eindeutige Hinweise auf den Beginn und das Ende der Plattformentwicklung. Bis jetzt ist lediglich folgendes bekannt:

- Die Plattformentwicklung der Poraplattform beginnt bereits während der Ablagerung der Buchenstein-Formation (Knollenkalk Member, *Curionii-/Gredleri-Zone*) und reicht bis zur Ablagerung der Wengen-Formation (*Archelaus-/Regoledanus-Zone*).
- Im Gegensatz dazu zeigen die untersuchten Aufschlüsse im Bereich der Concarena-/Pizzo Camino-Plattform ein Einsetzen der Plattformentwicklung in den höheren Bereichen der Wengen-Formation (*Regoledanus-Zone*).
- Auf Grund stratigraphischer Beziehungen mit den Beckensedimenten (Wengen-Formation, Pratotondo-Formation, z.B. Balini et al. 2000) muss für die Concarena-Plattform ein Fortdauern der Plattformentwicklung bis mindestens in das frühe Karn (*Aon-/Aonoides-Zone*) angenommen werden.
- Die Plattformentwicklung (Beginn & Ende) beider Plattformen unterscheidet sich demnach um ein bis maximal zwei Biozonen.

Verschiedene Untersuchungen im Bereich der

Dolomiten und Lombardischen Alpen (Brack & Rieber 1993, Mundil et al. 1996, 2003, Zühlke et al. 2003, Emmerich et al. 2005c) haben gezeigt, dass für die Biozonen des Anis und Ladin eine Zeitdauer von 0.8 bis 2Ma und insbesondere für die *Curionii-* und *Gredleri-Zone* um jeweils 1Ma angenommen werden kann. Aus Gründen der Vereinfachung und Vergleichbarkeit wurde deshalb für beide zu modellierende Karbonatplattformen (Pora-Plattform und Concarena-Plattform) eine identische Zeitdauer bei einer Verschiebung der Plattformentwicklung um eine Biozone, und Annahme einer durchschnittlichen Dauer der Biozonen von 1Ma gewählt. Dadurch unterschied sich der Start- und Endpunkt der modellierten Plattformentwicklung um jeweils 1Ma.

Für die 2D-Vorwärtsmodellierung muss die Zeitdauer der Simulationsschritte festgelegt werden. Dieser Parameter besitzt einen bedeutenden Einfluss auf das Modellierungsergebnis, denn er verursacht Unterschiede in den Berechnungsroutinen. Er muss deshalb für die gesamte Modellierung konstant gehalten werden.

Für die Simulation wurde ein Zeitschritt von 100.000 Jahren gewählt. Dies gestattet eine hinreichend hohe Auflösung, um die im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Karbonatplattformen zu modellieren. Im Vergleich zu den detailliert untersuchten Dolomiten existieren für den Bereich der Lombardischen Alpen nur wenige Studien. Eine höhere Auflösung der Modellierung ließ die vorhandene Datenbasis nicht zu.

9.4.2 Transekte & Zellenweite

Der ursprünglich definierte 45km lange Transekt (Abb. 5.6, 8.2) wurde in zwei einzelne Transekte aufgeteilt. Dies war notwendig, weil die ladinisch/karnischen Karbonatplattformen an den jeweiligen Enden des Ausgangstransektes liegen. Mit dem Simulationsmodul von Phil1.5™ ist jedoch nur die Simulation des Sedimenttransports von einer Seite des 2D-Modells möglich. Für den Bereich des südlichen Val Camonica ergab sich daher ein zu modellierender Transekt von 25km. Der Transekt der Concarena umfasst 15km.

Da die Simulation mit Phil1.5TM zellenbasiert ist, müssen beide Transekte zu Beginn der Modellierung in gleichmäßige Zellen unterteilt werden. Die Anzahl der Zellen wird von der Länge des Transektes und der definierten Zellenweite bestimmt. Jede Zelle wird zum einen von den Prozessen beeinflusst, die über den gesamten simulierten Transekt aktiv sind (Subsidenz, Kompaktion), zum anderen ist sie abhängig von den Prozessen, die in den jeweiligen Nachbarzellen ablaufen (Sedimenttransport). Ähnlich wie die zu Beginn der Modellierung bestimmten Zeitschritte hat auch die Zellenweite einen signifikanten Einfluss auf das Ergebnis der Modellierung. Aus diesem Grund muss auch sie während der Modellierung konstant gehalten werden.

Für die hier durchgeführte Simulation wurde eine Zellenweite von 125m gewählt, was als ein akzeptabler Kompromiss zwischen hinreichend hoher Auflösung und Berechnungszeit eines Modelllaufs erschien.

9.4.3 Thermo-tektonische Subsidenz

Während der 2D-stratigraphischen Vorwärtssimulation müssen für jeden Zeitschritt das Ablagerungsprofil und die Bewegungen des Beckenbodens erfasst werden. Diese Bewegungen werden vor allem durch die thermo-tektonische Subsidenz beschrieben. Raten zur thermo-tektonischen Subsidenz liefert die 2D-Rückwärtsmodellierung. Sie zeigen für das Arbeitsgebiet ausgeprägte räumliche und zeitliche Variationen (siehe Kapitel 8).

Die ermittelten Subsidenzraten entlang des Profils beziehen sich auf spezifische Zellen oder Angelpunkte des Ablagerungsprofils, wobei für die 2D-stratigraphische Vorwärtssimulation die Werte in cm/ka anzugeben sind. Zwischen diesen Zellen oder Punkten werden die Werte linear interpoliert. Positive Subsidenzraten bedeuten Subsidenz, negative Subsidenzraten Hebung.

9.4.4 Eustatischer Meeresspiegel

Schwankungen des eustatischen Meeresspiegels produzieren einen Großteil der detaillierten Variationen in der Verteilung der Lithofazies eines Pro-

files während der 2D-stratigraphischen Vorwärtssimulation. Mit Hilfe der Software Phil1.5TM können verschiedene Arten von eustatischen Meeresspiegelschwankungen berücksichtigt werden (siehe Kapitel 8). Für die 2D-stratigraphische Vorwärtssimulation wurde eine synthetische Meeresspiegelkurve des Perm und der Trias verwendet, die auf den Publikationen von Ross & Ross (1988, Zeitraum 269Ma bis 256Ma) und Haq et al. (1988, Zeitraum 256Ma bis 200Ma) basiert (Abb. 8.4).

9.4.5 Flexurelle Isostasie

Für die Berechnung der Position des Ablagerungsprofils und der Bewegungen des Beckenbodens während der Simulation berücksichtigt Phil1.5TM neben der thermo-tektonischen Subsidenz auch den flexurellen Ausgleich. Die Bedeutung des flexurellen Ausgleichs der Kruste als Antwort auf die Belastung oder Entlastung mit Sediment und Wasser wurde in Kapitel 6 beschrieben. Für den zu modellierenden Zeitraum vom Oberperm bis zur Obertrias kann von einer gleichmäßigen effektiven elastischen Lithosphärenmächtigkeit (T_e) ausgegangen werden. Nach der varizischen Orogenese beginnt die Entwicklung mit der Anlage einzelner kontinentaler Pull Apart-Becken, in deren Bereich verbreitet Vulkanismus stattfand. Der Nachweis vulkanischer Aktivität für das Ladin und die Differenzierung des Ablagerungsraumes infolge der einsetzenden Riftprozesse sind ein weiteres Indiz für eine geringe effektive, elastische Lithosphärenmächtigkeit zu dieser Zeit. Nach Watts (2001) besitzen Bereiche mit einer Krustenverdünnung und Riftgebiete geringen Alters (<60Ma) T_e -Werte zwischen 5km und 38km. Im Rahmen dieser Studie wurde für die Simulation ein Mittelwert von 20km verwendet. Weitere für den flexurellen isostatischen Ausgleich in der 2D-stratigraphischen Vorwärtssimulation verwendete Parameter zeigt Tabelle 9.1.

9.4.6 Variablen der siliziklastischen Sedimentation

Der siliziklastische Sedimenteintrag leitet sich von dem Sedimentvolumen ab, das zwischen den

Flexurelle Parameter	
Flexurelle Wellenlänge [km]	55
Effektive elastische Lithosphärenmächtigkeit [km]	20
Dichte des Mantels [kg/m ³]	3340
Dichte des Wassers [kg/m ³]	1030
Linkes Projektionslimit [km]	50
Rechtes Projektionslimit [km]	150

Tabelle 9.1: Liste der für die Modellierung definierten flexurellen Parameter.

Sequenzgrenzen bzw. Zeitlinien abgelagert wurde. Vor diesem Hintergrund ist ersichtlich, dass die Menge des Sedimenteintrags nicht nur von der Zeitdauer einer geochronologischen Einheit, sondern auch von der Größe des zu modellierenden Transektes abhängt. Ist die Position der Sequenzgrenze nicht bekannt oder verfügbar, so wird der siliziklastische Sedimenteintrag über die Position des Offlap Break in der Zeit ermittelt. Die Menge des Sediments, das für die Ablagerung zur Verfügung steht, setzt sich aus der vom Bearbeiter definierten Menge (konstanter oder zyklischer Eintrag, berechneter Sedimenteintrag) und dem durch Erosionsprozesse gebildeten Anteil zusammen. Der Transport und die Verteilung des zur Verfügung stehenden Sediments erfolgen mit Hilfe von Prozessen, die Suspension, Traktion, oder gravitative Massenverlagerungen beschreiben (siehe Kapitel 6). Die Angaben des Sedimenteintrags erfolgen in m²/ka (2D-Modell).

Neben der Menge des Sediments, das in den Ablagerungsraum transportiert wird, bestimmen in der 2D-stratigraphischen Vorwärtssimulation verschiedene Variablen die Art des Transportes und der Ablagerung (Tabelle 9.2). Diese Variablen müssen vom Bearbeiter definiert werden. Der erste Schritt ist die Zuweisung definierter Werte für das Ablagerungsprofil (Abb. 9.1). Folgende Variable haben einen Einfluss auf den Traktions-Algorithmus in Phil1.5TM (Bowman & Vail 1999):

- Weite der Küstenebene
- Abbruchweite des Offlap-Abbruchs
- Tiefe des Offlap-Abbruchs
- Strandwallhöhe
- Strandwallweite
- Tidalen Bereich
- Traktionsfraktion

- Grobe Sandfraktion

Im Hinblick auf die mathematische Beschreibung des Sedimenttransportes in Suspension wird auf Kapitel 6 –Einführung in die Modellierung – verwiesen (Gleichungen 6.7 bis 6.9). In Phil1.5TM basiert der Suspension-Algorithmus auf folgenden drei Variablen:

- Schönwetterwellenbasis
- Weite der Vermischungsschicht
- Dispersionsweite

Neben dem Transport durch Suspension und Traktion müssen auch gravitative Massenverlagerungen bei einer Modellierung berücksichtigt werden. In der Simulation mit Phil1.5TM treten gravitative Massenverlagerungen in tiefere Beckenbereiche auf, wenn der Raum oberhalb eines stabilen Substrates verfüllt ist oder während der Meeresspiegel in den Bereich des Offlap-Abbruchs abfällt (Bowman & Vail 1999). Dabei muss zwischen Beckenrand und Becken ein bestimmtes minimales Relief vorhanden sein (minimaler bathymetrischer Kontrast). Ist der Abfall des relativen Meeresspiegels höher als die Subsidenzrate im Bereich des Offlap-Abbruchs, wird das angelieferte Sediment nicht unterhalb des Offlap-Abbruchs abgelagert, sondern in das Becken transportiert (Bowman & Vail 1999). Einen erheblichen Einfluss auf die gravitative Massenverlagerung haben auch die vom Bearbeiter eingestellten Ablagerungsgradienten (siehe Abschnitt 9.4.8). Die folgenden Variablen müssen definiert werden:

- Auslösefaktor des relativen Meeresspiegels
- Minimaler bathymetrischer Kontrast (Relief)

Traktion, Suspension und gravitative Massenverlagerung	Bowman & Vail (1999) Bowman (Manual Phil 1.5)	Diese Arbeit (Östliches Lombardisches Becken)
Traktion		
Weite der Küstenebene [km]	0-200	20
Abbruchweite [km]	1-5	3
Tiefe des "Offlap"-Abbruch [m]	10-20	10
Strandwallhöhe [m]	0-10	0.5
Strandwallweite [m]	0-15000	2000
Tidaler Bereich [m]	0-15	1
Traktionsfraktion [%]	0-100	40-80
Grobe Sandfraktion [%]	0-100	15-100
Suspension		
Schönwetterwellenbasis [m]	5-20	10
Weite der Vermischungsschicht [m]	1-200	15
Dispersionsweite [km]	5-100	15
Gravitative Massenverlagerung		
Minimaler bathymetrischer Kontrast [m]	100-400	200
"Slope-Fan"-Schwellenwerttiefe [m]	0-30	30
Turbidit-Volumenfaktor	0-?	1
Auslösefaktor des relativen Meeresspiegels [mm/ky]	0 bis -250	-10

Tabelle 9.2: Zusammenstellung der zu definierenden Variablen der siliziklastischen Sedimentation. Die in dieser Arbeit verwendeten Werte werden mit den Angaben von Bowman & Vail (1999) und Bowman (Manual Phil 1.5TM) verglichen.

- Turbidit-Volumenfaktor
- Schwellenwerttiefe des Slope-Fan

Der Auslösefaktor des relativen Meeresspiegels bestimmt einen Grenzwert für die Rate des Meeresspiegelabfalls, der erreicht werden muss, bevor gravitative Massenverlagerungen erfolgen (Bowman & Vail 1999).

Der Turbidit-Volumenfaktor definiert das relative

Volumen von Sediment, das in gravitativen Strömungen transportiert wird. Er beschreibt somit die Menge des Sediments, das in den tieferen Beckenbereichen abgelagert werden kann.

Die Schwellenwerttiefe des Slope-Fan bestimmt die Art der gravitativen Ablagerungen. Es wird unterschieden zwischen isolierten Basin-Floor Fans und zusammenhängenden Channel-Overbank Fans. Die Bildung dieser zwei Arten gravitativer Ablagerun-

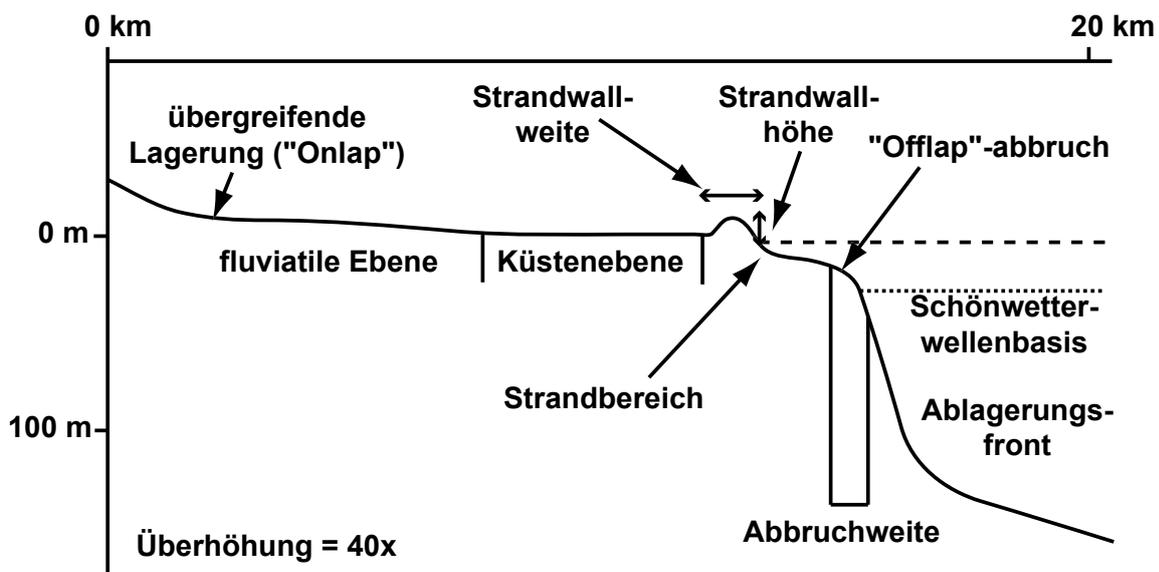


Abb. 9.1: Ablagerungsprofil für siliziklastische Sedimente und dessen Unterteilung in einzelne Segmente der Sedimentation. Jedem Segment werden im Rahmen der 2D-stratigraphischen Vorwärtsmodellierung mit Phil 1.5TM spezifische Variablen zugeordnet, die in die Berechnung der Ablagerungsprozesse einfließen.

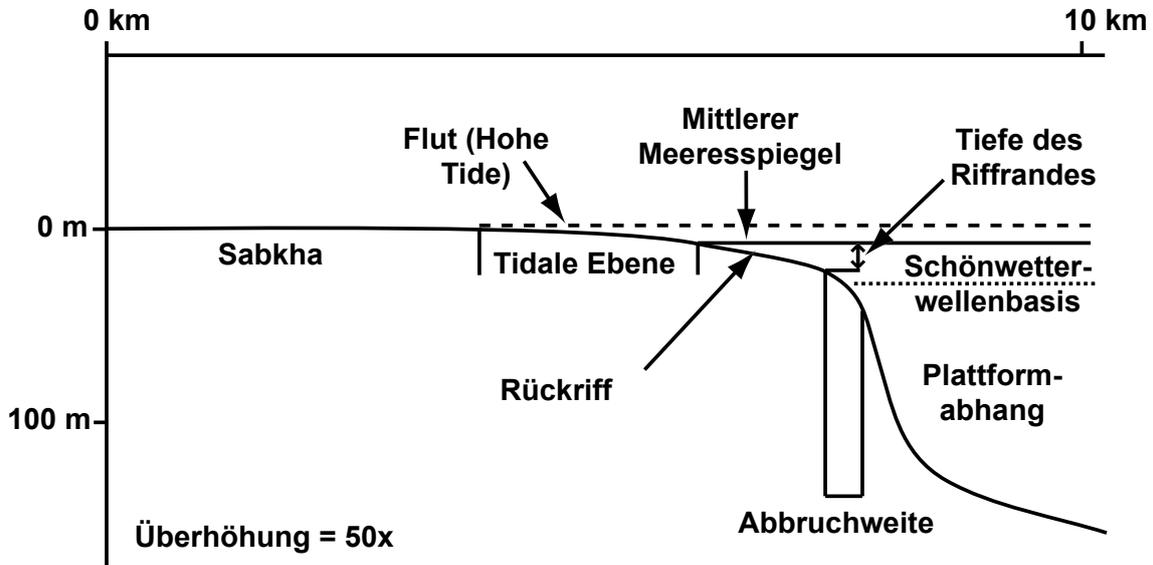


Abb. 9.2: Profil der karbonatischen Sedimentation in der Simulationssoftware Phil1.5™. Vergleichbar dem siliziklastischen Ablagerungsprofil müssen auch hier die spezifischen Parameter im Vorfeld einer Modellierung definiert werden.

gen ist abhängig von der Schwellenwerttiefe, die mit der Magnitude des Meeresspiegelabfalls verglichen wird.

Tabelle 9.2 zeigt die für die Simulation der permischen und triassischen Abfolge des Arbeitsgebietes benutzten Variablen im Vergleich mit den Angaben von Bowman & Vail (1999).

9.4.7 Variablen der Karbonatsedimentation

In der verwendeten Software Phil1.5™ wird das Ablagerungsprofil für die Karbonatsedimentation in fünf einzelne Segmente unterteilt (Abbildung 9.2). Die Position, Tiefe und Ausbildung der einzelnen Segmente während der Simulation werden durch die dynamischen Prozesse der Karbonatproduktion und Sedimentverteilung bestimmt. Diese beiden Prozesse laufen in der Natur gleichzeitig ab (Wilson 1975). Die simulierte Sedimentmächtigkeit für jede Zelle des Modells ist daher eine Aufzeichnung der Sedimentationsrate und nicht der Karbonatproduktion (Bowman & Vail 1999, siehe auch Abschnitt 9.5.2). Sedimentationsraten einzelner Zellenreihen können demzufolge mit den im Gelände beobachteten Mächtigkeiten verglichen werden. Die Rate der Karbonatproduktion ist generell eine

Funktion der Wassertiefe und Lichtintensität (siehe Gl. 6.6, Kapitel 6). Die von Phil1.5™ verwendete Funktion berücksichtigt diese Abhängigkeiten. Es handelt sich um eine normale Verteilungskurve (Bowman & Vail 1999), die durch die Weite der Kurve, die maximale Produktion und die Tiefe der maximalen Produktion beschrieben wird (Abb. 9.3). Neben diesen Variablen werden der tidale Einfluss, die Reduktion durch siliziklastischen Eintrag (Mount 1984) und die Entfernung zur optimalen

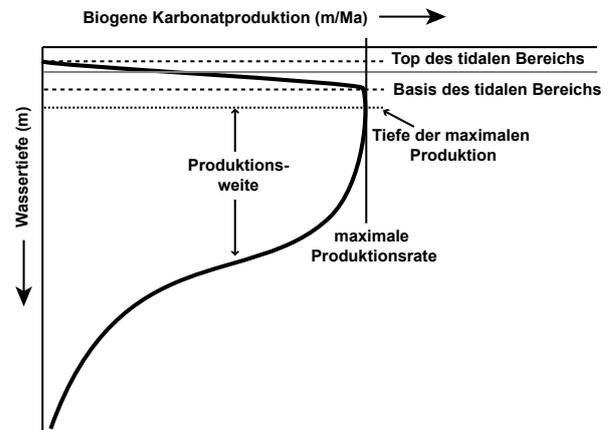


Abb. 9.3: Die in Phil1.5™ verwendete Funktion der Karbonatproduktion wird definiert durch die Produktionsweite, die Tiefe der maximalen Produktion, die Rate der maximalen Produktion und die Weite des tidalen Bereichs. Jeder dieser Parameter kann für einzelne Schritte der Modellierung verändert werden.

Position (Rifftrand) in die Berechnung der Karbonatproduktion einbezogen. Jede dieser Variablen muss für die Simulation vom Benutzer definiert werden. Die Produktion für eine Zelle während eines spezifischen Zeitinkrements (P_{depth}) wird wie folgt beschrieben (Bowman & Vail 1999):

$$P_{\text{depth}} = M T R \exp [-(B-D_{\text{mp}})^2/W^2] \quad (9.1)$$

M = maximale Produktionsrate (m/Ma)

T = Zeit (Ma)

R = Reduktionsfaktor durch siliziklastische Sedimentation

B = Bathymetrie (m)

D_{mp} = maximale Bathymetrie der Produktion (m)

W = Weite der Funktion

Die Reduktion der Karbonatproduktion durch die siliziklastische Sedimentation (R) berechnet sich folgendermaßen (Bowman & Vail 1999):

$$R = 1 - \sqrt{S/C} \quad (9.2)$$

C = Grenzwert des siliziklastischen Eintrags, über dem keine Karbonatproduktion mehr auftritt (m/Ma).

S = Sedimentationrate des siliziklastischen Sediments und suspendiertes Sediment für die Zelle (m/Ma).

Im Gegensatz zu vielen anderen Programmpaketen, die oftmals nur zwischen pelagischer Produktion und Produktion der Plattform unterscheiden (z.B. SedpakTM), kann mit Phil1.5TM das Ablagerungsprofil in 4 einzelne Produktionsbereiche unterteilt werden. Dies gestattet eine wesentlich exaktere Modellierung der in der Natur ablaufenden Prozesse der Karbonatproduktion. Folgende Bereiche der Karbonatproduktion werden unterschieden:

- Produktion des Riffrandes
- Produktion des Schelfs/Plattformabhanges
- Produktion der Periplattform
- Pelagische Produktion

Die Karbonatproduktion des Schelfs- bzw. Platt-

formabhanges und der Periplattform folgt der oben beschriebenen tiefenabhängigen Funktion. In die Berechnung für den Bereich des Riffrandes fließt zusätzlich eine Reduktion der Produktion bezogen auf die Entfernung vom Rifftrand ein (Bowman & Vail 1999):

$$P_{\text{distance}} = \exp (-X^2/D^2) \quad (9.3)$$

P_{distance} = Distanzfaktor für jede Zelle

X = Entfernung vom Rifftrand (km)

D = Distanzfaktor (km)

Es ergibt sich die nachfolgende Beziehung:

$$P_{\text{Rifftrand}} = P_{\text{depth}} \times P_{\text{distance}} \quad (9.4)$$

Die pelagische Karbonatproduktion wird ebenfalls durch eine tiefenabhängige Funktion definiert. Ausgehend von einer Wassertiefe von 0m nimmt die pelagische Produktion bis zu einer Wassertiefe von 100m exponentiell zu (Bowman & Vail 1999). Von dieser Tiefe an bleibt sie bis zur Grenzschiefer der Karbonatkompensationstiefe (CCD) konstant. Die Funktion lautet:

$$P = M T [1 - (1/\exp (0.1B))] \quad (9.5)$$

P = pelagische Produktion einer Zelle während eines spezifischen Zeitinkrements (m/Ma)

M = maximale pelagische Produktionsrate (m/Ma)

T = Zeit (Ma)

B = Bathymetrie (m)

Für den modellierten Zeitabschnitt ist die Position der CCD nicht relevant, da in keinem der simulierten Zeitschritte größere Wassertiefen erreicht werden.

Während der Simulation wird zwischen Regionen mit hohem und niedrigem Produktivitäts- und Überlieferungspotential unterschieden. Die Sedimente werden mit Hilfe der Traktions- und Suspensionsprozesse von Regionen hoher Produktivität und niedrigem Überlieferungspotential (z.B. Lagune) in Regionen mit höherem Überlieferungspotential transportiert (Bowman & Vail 1999).

Karbonatproduktion	Bowman & Vail (1999) Bowman (Manual Phil 1.5)	Diese Arbeit (Östliches Lombardisches Becken)
Produktion des Riffrandes		
Tiefe des Riffrandes [m]	0-10	2-10
Abbruchweite [km]	0.5-3	0.4-1.5
Produktionsweite [m]	5-40	45-65
Tiefe der maximalen Produktion [m]	1-20	6
Rate der maximalen Produktion [cm/ka]	10-500	0-125
Distanzfaktor des Riffrandes [km]	-	0.5
Produktion des Schelfs/Slope		
Produktionsweite [m]	5-40	40-60
Tiefe der maximalen Produktion [m]	2-25	20
Rate der maximalen Produktion [cm/ka]	50-500	1-70
Produktion der Periplattform		
Produktionsweite [m]	3-40	8
Tiefe der maximalen Produktion [m]	2-25	3
Rate der maximalen Produktion [cm/ka]	10-100	0-100
Suspensionsweite [km]	1-50	15
Pelagische Produktion		
Rate der maximalen Produktion [cm/Ka]	1-40	1-12
maximale siliziklastische Dämpfung [cm/Ka]	0.1-15	0.1

Tabelle 9.3: Liste der in dieser Arbeit verwendeten Parameter der Karbonatproduktion für die spezifischen Faziesbereiche. Die einzelnen Werte wurden mit publizierten Daten von Bowman & Vail (1999) und Bowman (Manual Phil1.5TM) verglichen.

Einen Überblick über die verwendeten Variablen und einen Vergleich mit publizierten Daten gibt Tabelle 9.3.

9.4.8 Ablagerungsgradienten

Die Prozesse der Traktion und gravitativen Massenverlagerung der Sedimente sind abhängig von bestimmten Ablagerungsgradienten (siehe Kapitel 6). Dabei handelt es sich um Stabilitäts- bzw. Böschungswinkel, die bestimmen, ob Sediment in einer spezifischen Zelle des Modells abgelagert oder zur benachbarten Zelle weiter transportiert wird. Phil1.5TM erlaubt dem Bearbeiter, die Gradienten verschiedener Ablagerungssysteme wie bspw. der Küstenebene, der Lagune, des Plattformabhanges oder des Beckens separat einzustellen. Somit können sie den Geländebefunden angepasst werden, was vor allem bei der Modellierung von Karbonatplattformen von Bedeutung ist. Nur durch eine sorgfältige Definition der Ablagerungsgradienten können die beobachteten Sedimentationsmuster sinnvoll modelliert werden. Von den Geländebefunden abweichende Gradienten führen zwangsweise zu erheblichen Fehlern bei der Bestimmung weiterer Parameter. In Tabelle 9.4 werden die in dieser Studie verwendeten Ablagerungsgradienten

mit Werten von Bowman & Vail (1999) verglichen. Da sie keine Einheit besitzen (Meter/Meter), wurden die Werte des Arbeitsgebietes zur Veranschaulichung in Gradangaben umgerechnet.

9.4.9 Erosion

In der Modellierung können zwei verschiedene Arten der Erosion berücksichtigt werden: (i) Subaerische Erosion und (ii) marine Erosion. Diese zwei Erosionsarten werden weiter unterteilt in:

- Oberflächeneinebnung im nichtmarinen Bereich
- Fluviale Erosion
- Erosion im Küstenbereich
- Erosion und Umlagerung durch marine Strömungen

In allen Fällen wird Sediment vom Ablagerungsprofil entfernt und dem Sedimenteintrag hinzugefügt (Kapitel 6). Einen Überblick über die einzelnen, die Erosion definierenden Variablen geben Tabelle 9.5 und Abbildung 9.4.

Die einzelnen Erosionsprozesse werden in der Simulation in aufeinander folgenden Schritten abgearbeitet.

Ablagerungsgradienten	Bowman & Vail (1999)	Diese Arbeit	
	Bowman (Manual Phil 1.5)	Östliches Lombardisches Becken	
Fluviatile Ebene	0.001-0.00001	0.001	(0.057°)
Küstenebene	0.01-0.00001	0.01-0.00001	(0.57°-0.00057°)
Strandbereich	0.01-0.001	0.008	(0.46°)
Gradient der Ablagerungsfront	0.1-0.01	0.08-0.00001	(4.57°-0.00057°)
Insel-Oberflächengradient	0.000001	0.000001	(0°)
Tidale Ebene	0.0001-0.0006	0.001	(0.057°)
Lagune	-	0.01	(0.57°)
Rückriff	0.1-0.001	0.02	(1.146°)
Plattformabhang	0.01-1.1	0.5-0.6	(26.56°-30.96°)
Becken	-	0.000001	(0°)
Plattformabhang-"Fan"	0.01-0.001	0.1-0.3	(5.7°-16.7°)

Tabelle 9.4: Zusammenstellung der verwendeten Ablagerungsgradienten. Sie ergeben sich aus der geometrischen Analyse der Beckenarchitektur. Ablagerungsgradienten beeinflussen die Prozesse des Sedimenttransportes und der Sedimentumlagerung. Zur Veranschaulichung wurden die verwendeten Gradienten in Grad umgerechnet.

Im ersten Schritt erfolgt die Erosion im Küstenbereich. Phil1.5™ berechnet die Magnitude der Küstenerosion durch das landwärtige Vorschreiten der Küstenlinie bei gleichzeitiger Entfernung von Sediment unterhalb eines erosiven Profils (Bowman & Vail 1999). Die Basis des Erosionsprofils ergibt sich aus der Sturmwellenbasis, die automatisch aus der Lage der Schönwetterwellenbasis berechnet wird. Dieser Prozess ist vor allem während eines Abfalls des relativen Meeresspiegels aktiv. Der Bearbeiter hat außerdem die Möglichkeit, die Erosion im Küstenbereich zu beschränken. Dazu wird eine maximale Erosionsrate des Küstenbereichs definiert. Nachdem die Erosion im Küstenbereich abge-

schlossen ist, stellt das Programm in Abhängigkeit von der Position des Meeresspiegels an der neu gebildeten Küste automatisch ein neues fluviatiles Profil ein (Base Level). Phil1.5™ berechnet die potentielle Erosion für jede Zelle im nichtmarinen Bereich unter Berücksichtigung der definierten Ablagerungsgradienten (siehe auch Kapitel 6). Ist eine Erosion in Form von fluviatilen Kanälen erwünscht, so müssen die Variablen dieses Erosionsprozesses im Programm aktiviert werden. Die potentielle Tiefe der Kanäle resultiert aus der Subtraktion der zu Beginn der Modellierung festgelegten Kanaltiefe von der Position des Base Level in jeder Zelle. Die Weite der Kanäle und Gradienten der Kanalränder

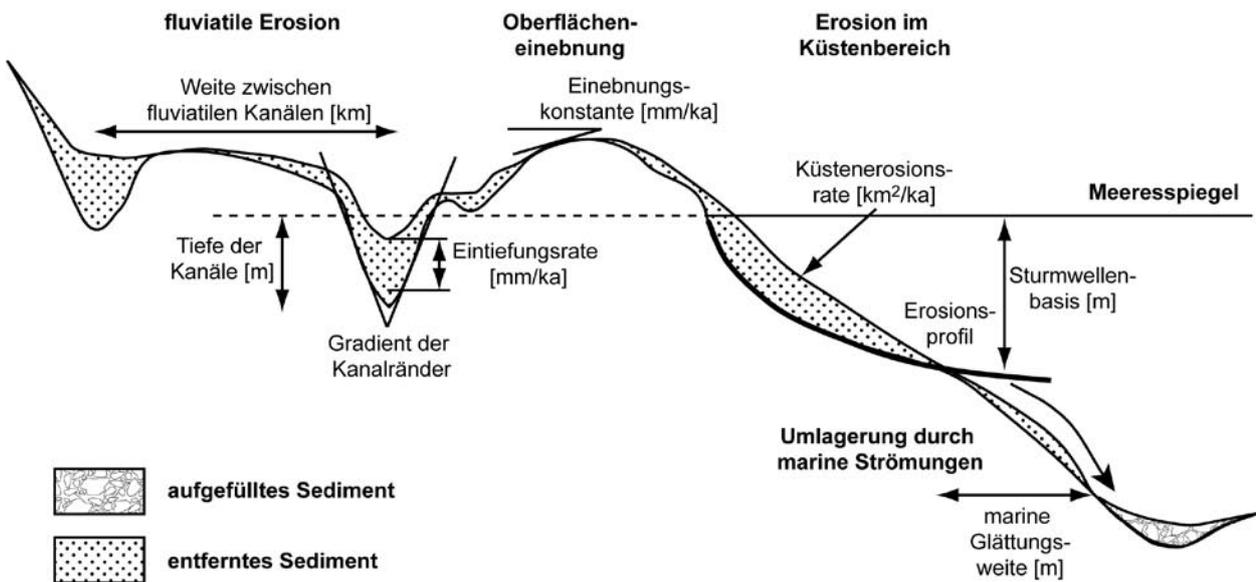


Abb. 9.4: Schematische Darstellung eines Ablagerungsprofils mit den spezifischen Variablen, die die Prozesse der terrestrischen und marinen Erosion in Phil1.5™ steuern.

Erosion	Bowman & Vail (1999) Bowman (Manual Phil 1.5)	Diese Arbeit (Östliches Lombardisches Becken)
Subaerische Erosion		
Oberflächenerosionsrate [cm/ka]	0-500	10.0
Erosionsrate fluviatiler Kanäle [cm/ka]	0-10000	300.0
Kanaltiefe [m]	4	4.0
Initiale Kanalweite [m]	-	10.0
Gradient des Kanalrandes	0.01-1	0.1
Entfernung zwischen den Kanälen [km]	1-100	10.0
Marine Erosion		
Erosionsrate des Küstenbereichs [km ² /ka]	0-150	0.1
Erosionsrate submariner Kanäle [cm/ka]	-	10.0
Weite der submarinen Kanäle [m]	-	100.0
Gradient der submarinen Kanalränder	-	0.1
Weite der submarinen Glättung [m]	0-2xZellenweite	100.0

Tabelle 9.5: Liste der Erosionsvariablen für den terrestrischen und marinen Bereich, die von Phil1.5TM berücksichtigt werden. Die in dieser Arbeit verwendeten Werte wurden mit den Angaben von Bowman & Vail (1999) und Bowman (Manual Phil1.5TM) verglichen.

wurden ebenfalls zu Beginn der Modellierung definiert (Abb. 9.4).

Sind die Erosion im Küstenbereich und die Anlage der fluviatilen Kanäle abgeschlossen, wird die Oberfläche im nichtmarinen Bereich auf die neu berechnete Position eingestellt (Oberflächenein-ebnung). Dieser Prozess wird als eine Funktion der Oberflächengradienten modelliert (Abb. 9.4) und basiert auf folgender Gleichung:

$$S = 0,01 E T (R_r + R_l / 2C) \quad (9.6)$$

S = Menge an Sediment die erodiert wird (m)

0,01 = konvertiert cm in m

E = Oberflächenerosionsrate (cm/Ka)

T = Zeitinkrement (Ka)

R_r und R_l = Reliefunterschied (m) zwischen der untersuchten Zelle und den Zellen rechts und links

C = Zellenweite (m)

Nach der Ablagerung einer neuen Sedimentschicht analysiert das Programm die Stabilität am Übergang vom Beckenrand zum Becken. Wurde während der vorangegangenen Schritte Sediment an einem instabilen Abhang abgelagert, erfolgt der Weitertransport ins Becken. Dieser Prozess ist abhängig vom Gradienten der Ablagerungsfront. Instabilität entsteht, wenn er das 1.25-fache des vom Bearbeiter eingestellten Gradienten erreicht.

Zuletzt führt das Programm in Abhängigkeit der definierten Glättungsweite eine Glättung der Sedimentoberfläche im marinen Bereich durch. Dieser Prozess simuliert die Erosion und Umverteilung von Sediment durch marine Strömungen.

9.4.10 Kompaktion

Die Kompaktion ist kein direkter Eingabeparamter in der 2D-stratigraphischen Vorwärtssimulation. Sie beruht auf der Versenkung der simulierten Lithologien. Die verwendete Software Phil1.5TM berücksichtigt 24 verschiedene Lithologien, die jeweils durch eine spezifische initiale Porosität, Gesteinsdichte und Kompaktionsrate als Funktion der Versenkung und einem Grenzwert der Kompaktion pro Zeitschritt definiert werden (für Details siehe Kapitel 8 und Tabelle 8.1).

Die Definition eines Grenzwertes der Kompaktion ist nützlich, um spezielle, die Kompaktion beeinflussende Faktoren einbeziehen zu können. Dies erlaubt z.B. die Herabsetzung der Kompaktion für die stark zementierten Karbonatplattformen des Calcare di Esino (siehe Kapitel 3).

Die simulierte Verteilung und die Entwicklung der Porosität, Permeabilität und Dichte in der Zeit basieren ebenfalls auf den abgelagerten Lithologien und deren Versenkung.

9.5 Ausgabeparameter & Zwischenergebnisse des Kapitels

Die Simulationssoftware Phil1.5™ gestattet eine Reihe von Darstellungsmöglichkeiten, um die Entwicklung der Beckenarchitektur, die Verfüllung des Beckens und die Entwicklung spezifischer geophysikalischer Parameter zu veranschaulichen. Sie bilden die Grundlage für den Vergleich mit den im Gelände aufgeschlossenen Plattform-Becken-Übergängen. Zusätzlich kann jeder Zeitschritt als Screenshot abgespeichert werden, wobei die Menge aller Screenshots zu einem Film zusammengefügt eine Animation der Beckenverfüllung ergibt (Movie3.mov, Movie4.mov). Spezifische Parameter wie bspw. die verwendeten Funktionen der Karbonatproduktion, die Subsidenzraten oder der beckenweite Sedimentflux ermöglichen den Vergleich mit publizierten Daten anderer Becken.

9.5.1 Das siliziklastische System

Der Sedimenteintrag in ein Becken bestimmt neben den Fluktuationen des Base Level erheblich die Form der Ablagerung. Darüber hinaus hat er Einfluss auf die Karbonatproduktion der untersuchten Plattformen (siehe Variablen der Karbonatproduktion, Abschnitt 9.4.7). So ließ sich in verschiedenen Gebieten eine deutliche Reduktion des Riffwachstums infolge verstärkten siliziklastischen Eintrags feststellen (Mount 1984).

Der Sedimenteintrag darf nicht mit der Sedimentationsrate verwechselt werden, denn er ist neben der Zeitdauer auch von der Länge des zu modellierenden Transekts abhängig (siehe Variablen der siliziklastischen Sedimentation, Abschnitt 9.4.6). Ein Überblick über den für die Simulation bestimmten Sedimentflux findet sich in Abbildung 9.5. Zur Veranschaulichung der Werte wurde für den südlichen Transekt (Mt. Pora/Mt. Altissimo) eine Umrechnung in die dem siliziklastischen Eintrag entsprechende Fläche vorgenommen (Tabelle 9.6). Diese kann mit der durchschnittlichen Fläche jeder geochronologischen Einheit des 2D-Transektes verglichen werden. Es ergibt sich der maximale prozentuale Anteil der siliziklastischen Sedimentation pro Einheit,

wobei die Kompaktion keine Berücksichtigung fand. Bei einer Berücksichtigung der Kompaktion des eingetragenen Sediments verringert sich dementsprechend der prozentuale Anteil an der totalen Sedimentation.

Abgesehen von einem sehr hohen klastischen Sedimenteintrag von ca. 4000m²/ka im Oberperm, bedingt durch die Abtragung des variszischen Gebirges, wurden für den modellierten Abschnitt der Trias Eintragsraten zwischen 200 und 1600m²/ka ermittelt. Der kontinuierliche klastische Sedimentflux wurde im Mt. Pora-Transekt durch drei ausgeprägte Hiatus, im Concarena-Transekt durch einen Hiatus unterbrochen. Dies bedeutet indessen lediglich, dass es zu diesen Zeiten zu keiner klastischen Sedimentation innerhalb der modellierten 2D-Profile kam. Andere, hier nicht untersuchte, stärker subsidierende Bereiche des Lombardischen Beckens können einen ununterbrochenen siliziklastischen Eintrag zeigen.

Die gleichmäßig ausgebildete Schichtfolge der Servino-Formation (249,5-247,2Ma) besteht aus Tonen, Silten, dünnen Sandsteinlagen und verschiedenen Karbonaten. Die Simulation dieser Formation ergab einen relativ hohen siliziklastischen Sedimenteintrag von 840m²/ka.

Während der Ablagerung der Carniola di Bovegno (247,2-246Ma) dominierte die Evaporit- und Karbonatsedimentation. Gelegentliche Einschaltungen von grünlichen und rötlichen Siltsteinen zeigen einen geringen siliziklastischen Eintrag in das Untersuchungsgebiet an. Für die Schichtenfolge des Carniola di Bovegno wurde ein Wert von 206m²/ka berechnet, welcher etwa 10% der Gesamtsedimentation dieser Formation ausmacht.

Die nachfolgende Angolo-Formation (246-242,5 Ma) besitzt einen deutlich höheren siliziklastischen Eintrag. Besonders in den oberen Bereichen dieser Abfolge finden sich größere Mengen an siltigem Material. Die Herkunft dieses Materials ist bisher unklar; deutliche Mächtigkeitsschwankungen und die Ausbildung von Hochzonen und tieferen Beckenbereichen zeigen jedoch eine beginnende Akzentuierung des Ablagerungsraumes und damit tektonische Bewegungen zu dieser Zeit an. Für die Angolo-Formation des Arbeitsgebietes wurde

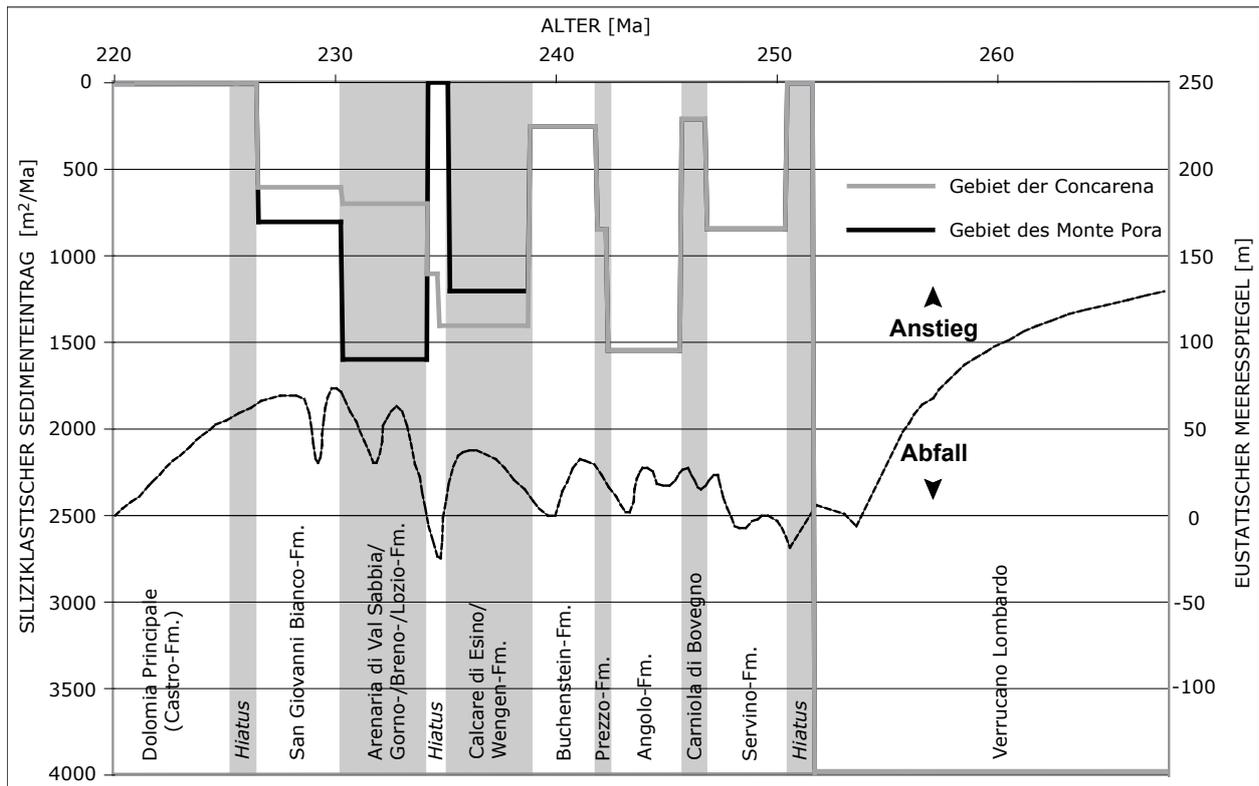


Abb. 9.5: Siliziklastischer Sedimentfluss, eustatischer Meeresspiegel und Sedimentationsunterbrechungen für die modellierten Transekte. X-Achse: Zeit in Ma, Y-Achse: siliziklastischer Sedimentfluss in m^2/ka und eustatischer Meeresspiegel in m. Insbesondere die Hiata am Top des Verrucano Lombardo und des Calcare di Esino können teilweise auf einen Abfall des eustatischen Meeresspiegels zurück geführt werden. Unterschiede im Sedimentfluss zwischen dem Gebiet der Concarena und des Mt. Pora ergeben sich aus der differentiellen Subsidenz und der Lage zum Festland (siehe Text für Details).

ein siliziklastischer Eintrag von $1540\text{m}^2/\text{ka}$ ermittelt. Dieser Wert entspricht in etwa 25% der totalen Sedimentation dieses Zeitabschnitts.

Während der nachfolgenden Ablagerung der Sedimente der Prezzo-Formation (242,5-242Ma) blieb der klastische Eintrag verhältnismäßig hoch. Ähnlich der Angolo-Formation kam es auch hier zur Bildung einer alternierenden Wechselfolge von Karbonaten und feinkörnigen Siliziklastika. Der Sedimenteintrag betrug ungefähr $845\text{m}^2/\text{ka}$, was ebenfalls einem Anteil von maximal 25% an der totalen Sedimentation entsprach.

Neben den Carniola di Bovegno besitzt die Einheit der Buchenstein-Formation (242-238,8Ma) den geringsten siliziklastischen Eintrag. Dies ist teilweise durch die Dominanz der karbonatischen Sedimentation in den unteren Bereichen der Formation bedingt. Die Hauptursache ist jedoch die geringe Mächtigkeit und lange Bildungsdauer dieser Einheit, die zwangsläufig niedrige Sedimentations- und

damit auch Sedimenteintragsraten nach sich ziehen. Während der Simulation wurde ein siliziklastischer Eintrag von $250\text{m}^2/\text{ka}$ und damit ein Anteil von maximal 40% an der totalen Sedimentation ermittelt. Der nachfolgende Abschnitt der Calcare di Esino, der Wengen- und Pratotondo-Formation (238,8-234Ma) zeichnet sich durch hohe Karbonatproduktions- und Sedimenteintragsraten aus. Vor allem zwischen Davine und Annunciata sowie im Fopponiprofil sind mächtige siliziklastische Abfolgen der Wengen-Formation aufgeschlossen, die aus Turbiditen, m-mächtigen Sandsteinen und laminierten Tonen bestehen. Die ermittelten Eintragsraten betragen $1200\text{-}1400\text{m}^2/\text{ka}$. Gegenüber der liegenden Buchenstein-Formation ergibt sich somit eine deutliche Umstellung in der Sedimentation des Untersuchungsgebietes.

Eine nochmalige Erhöhung des siliziklastischen Eintrags auf $1600\text{m}^2/\text{ka}$ (Mt. Pora) zeigt die nachfolgende Abfolge der Arenaria di Val Sabbia, Gorno-

Einheit	Dauer [Ma]	Durchschnittliche Mächtigkeit [km]	Transektlänge [km]	Durchschnittliche Fläche [km ²]	Silizi. Sedimenteintrag [m ² /ka]	Dem Eintrag entsprechende Fläche [km ²]
San Giovanni Bianco-Fm.	3.9	0.15	28.3	4.245	800	3.12
Arenaria di Val Sabbia/Gorno-Fm./Breno-Fm.	4.1	0.4	28.3	11.32	1600	6.56
Calcare di Esino/Wengen-Fm.	3.8	0.37	28.3	10.471	1200	4.56
Buchenstein-Fm.	3.2	0.07	28.3	1.981	250	0.8
Prezzo-Fm.	0.5	0.06	28.3	1.698	845	0.4225
Angolo-Fm.	3.5	0.75	28.3	21.225	1540	5.39
Carniola di Bovegno	1.2	0.09	28.3	2.547	206	0.2472
Servino-Fm.	3.8	0.12	28.3	3.396	840	3.192
Verrucano Lombardo etc.	7.7	0.85	28.3	24.055	4000	30.8

Tabelle. 9.6: Zusammenstellung der ermittelten Sedimentfluxraten und deren Umrechnung in eine zweidimensionale Fläche. Der Vergleich dieser Fläche mit der durchschnittlichen Fläche der einzelnen geochronologischen Einheiten zeigt den prozentuellen Anteil der siliziklastischen Sedimentation an der jeweiligen totalen Sedimentation.

und Breno-Formation (234-229,9Ma. Insbesondere die Schichten der Arenaria di Val Sabbia beinhalten große Mengen an Siliziklastika. Sie bestehen aus fein- bis mittelkörnigen, vulkanoklastischen Sand- und Siltsteinen. Damit trugen die klastischen Sedimente mit bis zu 55% zur heute aufgeschlossenen Abfolge der karbontisch-klastischen Schichten bei. Für den Transekt der Concarena wurde ein geringerer Wert des siliziklastischen Eintrags von 700m²/ka ermittelt. Die dort aufgeschlossene Lozio-Formation besteht aus Tonen und mergeligen Silten, deren Sedimentstrukturen auf einen ruhigen, abgeschlossenen Ablagerungsraum hinweisen. Dies wird als Ursache für den deutlich geringeren siliziklastischen Sedimenteintrag in diesem Bereich gesehen.

Für die Schichten der San Giovanni Bianco-Formation (229,9-226Ma) ergaben sich nur geringe Unterschiede für den südlichen (Mt. Pora) und nördlichen (Concarena) Transekt. Auch bei dieser Formation handelt es sich um eine karbonatisch-klastische Abfolge. Die ermittelten Werte des siliziklastischen Sedimenteintrags lagen bei 600m²/ka bis 800m²/ka, was in etwa 50-70% der totalen Sedimentation dieses Zeitabschnitts entspricht.

Die höchsten, im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Schichten der Castro-Formation bestehen ausschließlich aus Karbonaten. Damit wurde die siliziklastische Sedimentation bis zum Rhät unterbrochen.

9.5.2 Das Karbonatsystem

Ein Hauptziel dieser Arbeit war die Bestimmung des Wachstumspotentials der im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen ladinisch/karnischen Karbonatplattformen. Die ermittelten Daten zur Karbonatproduktion sollen mit zeitgleichen Plattformen anderer Becken verglichen werden. Dies ist jedoch nicht ohne weiteres möglich. Für die das Wachstumspotential einer Karbonatplattform beschreibenden Begriffe der Sedimentations- und Akkumulationsrate existieren seit längerer Zeit etablierte Definitionen (u.a. Einsele 1990). Dessen ungeachtet gibt es in der sedimentologischen Literatur zahlreiche Beispiele dafür, dass diese beiden Begriffe miteinander verwechselt oder neue Bezeichnungen formuliert wurden (u.a. Gómez & Fernández-López 1994).

Sedimentationsrate vs. Akkumulationsrate vs. Produktionsrate

Für die Beschreibung des Wachstumspotentials einer Karbonatplattform muss zwischen der Sedimentationsrate, der Akkumulationsrate und der Produktionsrate unterschieden werden. Die Sedimentationsrate (SR) ist die Mächtigkeit (z) einer vertikalen Sedimentabfolge geteilt durch die Zeitspanne (t), die für die Ablagerung der Abfolge benötigt wurde (Einsele 1990):

$$SR = z/t \quad (9.7) \quad \text{einfache Beziehung (Einsele 1990):}$$

Die Sedimentationsrate wird in mm/a, mm/ka, cm/ka oder m/Ma angegeben (Einsele 1990). In diesem Wert werden weder die Prozesse der Kompaktion noch der Dekompaktion berücksichtigt. Hieraus folgt, dass der Begriff der Sedimentationsrate nur in unzureichendem Maße die Sedimentation oder das Wachstumspotential einer Karbonatplattform quantitativ beschreiben kann. Hinzu kommt, dass Zeiten ohne Sedimentation (Hiatus, Diskordanz) nicht berücksichtigt werden können. Die Folge ist, dass mit zunehmender Ablagerungsdauer (t) die Sedimentationsraten (SR) deutlich abnehmen (Schlager 2000). Aus diesem Grund sollten nur Sedimentationsraten miteinander verglichen werden, bei denen die Ablagerungsdauer nicht übermäßig voneinander abweicht. Ferner sollte man zwischen kompaktierten und dekompaktierten Sedimentationsraten unterscheiden.

Die Akkumulationsrate (AR) ist definiert als die Menge (Gewicht W) fester Partikel, die während eines bestimmten Zeitabschnittes (t) in einem bestimmten Gebiet (A) abgelagert wird (Einsele 1990):

$$AR = W/(At) \quad (9.8)$$

Damit ergeben sich z.B. g/(m²a); g/(m²ka) oder g/(m²Ma) als Einheiten der Akkumulationsrate. Für Akkumulationsraten gelten dieselben Einschränkungen wie für die oben beschriebenen Sedimentationsraten. Zum einen muss zwischen kompaktierten und dekompaktierten Werten unterschieden werden, zum anderen werden auch hier die Sedimentationsunterbrechungen nicht in ausreichendem Maße berücksichtigt. Es ist jedoch möglich, zwischen verschiedenen Arten der Sedimentakkumulation zu unterscheiden. So kann man die Akkumulationsrate des Gesamtgesteins oder auch spezifische Akkumulationsraten für bestimmte Sedimentkomponenten angeben (im Einzelnen siehe Einsele 1990).

Sedimentations- und Akkumulationsraten können ineinander konvertiert werden. Es besteht folgende

$$AR = SR(1-\Phi)\gamma_s \quad (9.9)$$

Φ = Porosität des Gesteins

γ_s = Dichte des Gesteins

Eine Alternative zur Beschreibung des Wachstumspotentials bietet die Karbonatproduktionsrate. Die Bestimmung der Karbonatproduktionsrate erfolgt entweder durch die Untersuchung rezenter Karbonatsysteme oder im Rahmen einer stratigraphischen Beckenmodellierung. Mit Hilfe der stratigraphischen Beckenmodellierung können verschiedene Prozesse, die die Sedimentation beeinflussen, berücksichtigt werden (z.B. Erosion, lateraler Transport, Sedimentumverteilung). Ferner wird die Kompaktion der Sedimente während der Ablagerung und späteren Versenkung in die Ermittlung der Karbonatproduktion einbezogen.

9.5.2.1 Karbonatsedimentationsraten

Im Gelände ermittelte Sedimentationsraten ausgewählter Profile dienen dem Vergleich mit publizierten Daten. Die Abschätzung der Sedimentationsrate ist gewöhnlich der einfachste Weg zur Erhebung erster quantitativer Daten zum Wachstumspotential einer Karbonatplattform. Tabelle 9.7 gibt einen Überblick über die kompaktierten Sedimentationsraten der im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Karbonatplattformen.

9.5.2.2 Karbonatakkumulationsraten

Im zweiten Kapitel wurde die Mindestakkumulationsrate von Karbonatsediment für die am vollständigsten aufgeschlossene Plattform des Arbeitsgebietes – die Concarena-Plattform – ermittelt. Ausgehend von einem Referenzniveau bei einer Höhe von 1550m (gemittelte Basis der Concarena-Plattform) ergab sich ein Mindestvolumen an kompaktiertem Karbonat von 10,15km³. Bei einer geschätzten Sedimentationsdauer von ca. 3,8Ma entspräche das berechnete Volumen einem sedimentierten kompaktierten Karbonatvolumen von ca. 2671m³/a. Nimmt

	Karbonatsedimentationsraten [m/Ma]		
Camorelli-Karbonatbank	Cervera	Val Gola/Canale	Crinale
	83	111	83
Pora-Karbonatplattform	Cervera	Val Scalve	Annunciata
	83	118	24
Concarena-Karbonatplattform	P.so di Baione	Cima d. Bacchetta	Il Cornone
	121	315	255

Tabelle. 9.7: Zusammenstellung und Vergleich von kompaktierten Karbonatsedimentationsraten für die drei modellierten "Karbonatplattformen" des Arbeitsgebietes. Es wurde jeweils ein proximales, intermediäres und distales Profil für die Bestimmung der Sedimentationsraten ausgewählt. Aufgrund der "Eindimensionalität" der Sedimentationsraten ergeben sich große, von der Position der Profile abhängige Unterschiede. Karbonatsedimentationsraten eignen sich nur bedingt zur Beschreibung des Wachstumspotentials eines Karbonatsystems.

man die heute aufgeschlossene Basis von 14-16km² und die durchschnittliche Dichte für Kalkstein von 2,72g/cm³ (bei einer Porosität von 0,5-0,7), ergibt sich daraus eine Mindestakkumulationsrate von ca. 450-515 g/m²a. Eine höhere Dichte (2,85 bis 2,9g/cm³) infolge der Kompaktion erbrachte Werte zwischen 485 bis 553g/m²a.

Diese Werte können zu Vergleichszwecken in mittlere Sedimentationsraten umgerechnet werden (Gl 9.9). Bei einer Porosität des Calcare di Esino zwischen 0,05 und 0,1 und einer Dichte zwischen 2,85 und 2,9g/cm³ entsprechen die berechneten Akkumulationsraten der Concarena einer durchschnittlichen Sedimentationsrate zwischen 176 und 215m/Ma. Diese Werte stimmen gut mit den im Gelände ermittelten Sedimentationsraten überein (Tabelle 9.7).

Entlang eines Profilschnittes durch die Concarena ergab sich eine mittlere Mächtigkeit des Calcare di Esino von 520m (siehe Kapitel 2). Die auf Basis der durchschnittlichen Sedimentationsrate berechneten mittleren Mächtigkeiten liegen zwischen 668m und 817m (Gl. 9.7).

9.5.2.3 Karbonatproduktionsraten

Im Vergleich zu den Raten der Karbonatsedimentation und Karbonatakkumulation beschreiben die Karbonatproduktionsraten das Wachstumspotential einer Karbonatplattform wesentlich präziser. In ihnen wird neben der Bildung von Karbonatsediment in verschiedenen Ablagerungsbereichen auch deren Umverteilung berücksichtigt. Karbonatproduktionsraten werden wie die Sedimentationsraten in m/Ma angegeben.

Die ersten Karbonate, die im Arbeitsgebiet abgelagert

wurden, finden sich in der Servino-Formation (249,5-247,2Ma). Eine ausgeprägte Transgression führte zur Bildung von Mergeln, Muschelschillbänken und bioklastischen oolithischen Kalksteinen. Die Raten der Karbonatproduktion waren nach der Perm/Trias-Krise der Riff-bildenden Organismen jedoch noch gering. Die Simulation ergab maximale Produktionsraten zwischen 50 und 100m/Ma.

Nach der Ablagerung der Servino-Formation folgte die Bildung der evaporitisch geprägten Carniola di Bovegno (247,2-246Ma). Das Vorkommen von Kalksteinen und löchrigen Dolomiten und die Verzahnung mit den nachfolgenden flachmarinen Karbonaten der Angolo-Formation deuten auf einen zunehmend marinen Einfluss zum Top der Abfolge hin. Für die Carniola di Bovegno ergaben sich Raten der maximalen Karbonatproduktion von 180m/Ma (Produktion des Schelfs).

Die Gesteine der Angolo-Formation (246-242,5Ma) und hier insbesondere des darin enthaltenen Calcare di Camorelli zeigen den Beginn der Riff-Entwicklung im Arbeitsgebiet an. Damit wurde ein erstes Maximum der Produktivität im östlichen Lombardischen Becken erreicht. Um die Abfolge der Angolo-Formation zu simulieren, waren im Vergleich zu den zuvor abgelagerten Schichten deutlich höhere Karbonatproduktionsraten bis 550m/Ma notwendig (Siehe Tabelle 9.8). Abbildung 9.6 zeigt die ermittelte Funktion der Karbonatproduktion der verschiedenen Ablagerungsbereiche.

Eine signifikante Vertiefung des Ablagerungsraumes im späten Anis führte zu einer erneuten Verringerung der Karbonatproduktion im Arbeitsgebiet. Ein weiterer Grund für die relativ geringe Karbonatproduktion war vermutlich die Isolation des Ablagerungs-

Karbonatproduktion	Camorelli-Karbonatbank	Pora-Karbonatplattform	Concarena-Karbonatplattform
Produktion des Riffrandes			
Tiefe des Riffrandes [m]	2	2-8	2-10
Abbruchweite [km]	1.5	0.6	0.6
Produktionsweite [m]	45	65	65
Tiefe der maximalen Produktion [m]	6	6	6
Rate der maximalen Produktion [cm/ka]	45-55	90-100	115-125
Distanzfaktor des Riffrandes [km]	0.5	0.5	0.5
Produktion des Schelfs/Slope			
Produktionsweite [m]	45	40	60
Tiefe der maximalen Produktion [m]	20	20	20
Rate der maximalen Produktion [cm/ka]	19	50-60	60-70
Produktion der Periplattform			
Produktionsweite [m]	8	8	8
Tiefe der maximalen Produktion [m]	3	3	3
Rate der maximalen Produktion [cm/ka]	20	80-90	90-100
Suspensionsweite [km]	15	15	15
Pelagische Produktion			
Rate der maximalen Produktion [cm/Ka]	10-11	5-6	5-6
maximale siliziklastische Dämpfung [cm/Ka]	0.1	0.1	0.1

Tabelle 9.8: Zusammenstellung der in dieser Arbeit ermittelten Werte der Karbonatproduktion für die drei modellierten Karbonatbank/-plattformen. Der Anstieg in den Raten der maximalen Produktion von der anisichen Camorelli-Karbonatbank zur ladinisch/karnischen Concarena-Karbonatplattform spiegelt die Erholung der Riffgemeinschaft nach dem Einschnitt an der Perm-Trias-Grenze wider. Die Modellierungen mit diesen ermittelten Werte zeigten die beste Übereinstimmung (“Best Fit-Modell”) mit den Geländebefunden.

raumes mit der Entwicklung eines sauerstoffarmen Milieus (siehe Kapitel 1). Die Karbonatproduktion während der Bildung der Prezzo-Formation (242,5-242Ma) lag bei maximal 80m/Ma. Für das frühe Ladin wurde aufgrund der geringen Mächtigkeit und langen Bildungsdauer der Buchenstein-Formation (242-238,8Ma) eine nochmalige Verringerung der Produktivität auf 10 bis 30m/Ma errechnet. Dies ist ungewöhnlich, da die Schichten der Buchenstein-Formation gegenüber der liegenden Prezzo-Formation eine deutliche Zunahme der Bioturbation zeigen, was verbesserte Sauerstoffverhältnisse im bodennahen Bereich und damit vermutlich auch verbesserte Bedingungen für die Karbonatproduzenten nahe legt. Die geometrischen Untersuchungen des Plattform-Beckenüberganges der Poraplattform zeigen, dass die Paläowassertiefe der Buchenstein-Formation im Untersuchungsgebiet geringer war wie die der in den Dolomiten aufgeschlossenen Buchenstein-Formation. Auch unterschied sie sich nicht in so großem Maße von der liegenden Formation wie dies für die Dolomiten postuliert wird. Da die Alterseinstufung der Buchenstein-Formation gesichert scheint, sind vermutlich andere Faktoren für die geringen Karbonatproduktionsraten verantwortlich. Hier müssen in Zukunft

weitere Untersuchungen zur Klärung dieses Problems beitragen.

Nach dieser Phase der geringen Karbonatproduktion entwickelten sich die Karbonatplattformen des Calcare di Esino (238,8-234Ma). Die Karbonate dieser Abfolge repräsentieren die höchsten Produktionsraten der gesamten simulierten Abfolge. Trotz eines signifikanten siliziklastische Eintrags

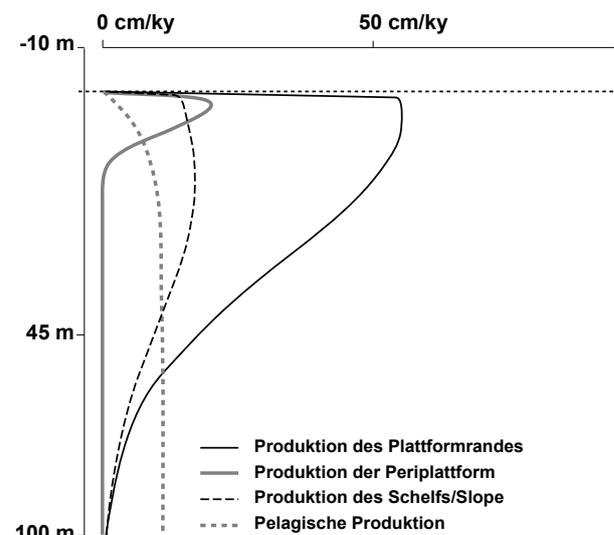


Abb. 9.6: Ermittelte Funktionen der Karbonatproduktion für die Angolo-Formation/Calcare di Camorelli-Karbonatbank. X-Achse: Karbonatproduktion in cm/ka; Y-Achse: Wassertiefe in m.

(Wengen-Formation) erreichen die Karbonatplattformen hohe Mächtigkeiten. Tabelle 9.8 gibt einen Überblick über die ermittelten Produktionsraten der verschiedenen Ablagerungsbereiche. Zwischen der stark progradierenden Pora-Plattform und der stärker aggradierenden Concarena-Plattform existieren dabei nur geringe Unterschiede. Die Abbildungen 9.7 und 9.8 zeigen die Produktionsfunktionen, mit denen die beste Übereinstimmung mit den Geländebefunden gelang. Für die Pora-Plattform wurden maximale Karbonatproduktionsraten zwischen 500m/Ma für den Schelf- bzw. Riffabhängbereich und 100m/Ma für den Rifftrand berechnet. Die pelagische Produktion lag mit maximal 50m/Ma im Bereich der zuvor abgelagerten Schichten. Um die Concarena-Plattform zu simulieren, waren etwas höhere Werte notwendig. Die Produktion des Schelf/Riffabhängbereichs lag bei 700m/Ma, die des Riffrandes bei 1250m/Ma (siehe Tabelle 9.8). Nach einem signifikanten Hiatus im Bereich der Pora-Plattform setzte sich die Karbonatproduktion in diesem Bereich mit der Bildung der Breno-Karbonatrampe fort (234-229,9Ma). In Richtung des Festlandes kam es jedoch zur Ablagerung von lagunären und deltatischen Sedimenten. Die Ausbildung eines flachmarinen Ablagerungsraumes mit geringen Reliefgradienten verhinderte die Ablagerung größerer Mengen karbonatischen Materials. Für die Simulation der Breno-Karbonatrampe wurde eine maximale Karbonatproduktion zwischen 100m/Ma (Schelf) und 200m/Ma (Rifftrand) verwendet. Die pelagische Produktion verblieb bei einer Rate von 50m/Ma.

Im Gegensatz zur Pora-Plattform wird die Concarena-Plattform von dunklen Tonen und mergeligen Silten überlagert (Lozio-Formation), die vermutlich in einem abgeschlossenen Becken unter Stillwasserbedingungen abgelagert wurden. Die Karbonatproduktion war dementsprechend erheblich geringer wie die der südlicheren Bereiche (Monte Pora). Die Simulation ergab Werte zwischen 80 und 100m/Ma. Mit dieser Abfolge endet die Modellierung des Concarena-Transektes, denn jüngere Schichten sind hier nicht mehr aufgeschlossen.

Im Gebiet des Monte Pora folgen der Arenaria di Val Sabbia, Breno- und Gorno-Formation die klas-

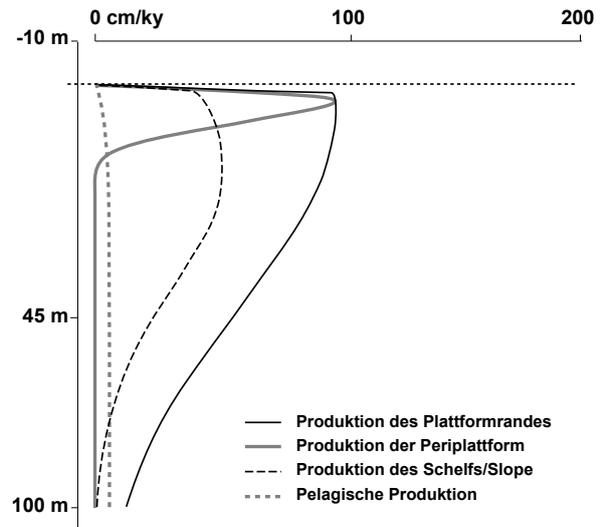


Abb. 9.7: Ermittelte Funktionen der Karbonatproduktion für die Pora-Karbonatplattform.

X-Achse: Karbonatproduktion in cm/ka

Y-Achse: Wassertiefe in m

Um die Geometrien dieser Plattform zu simulieren waren hohe Produktionsraten des Plattformrandes und der Periplattform von 900 m/Ma notwendig.

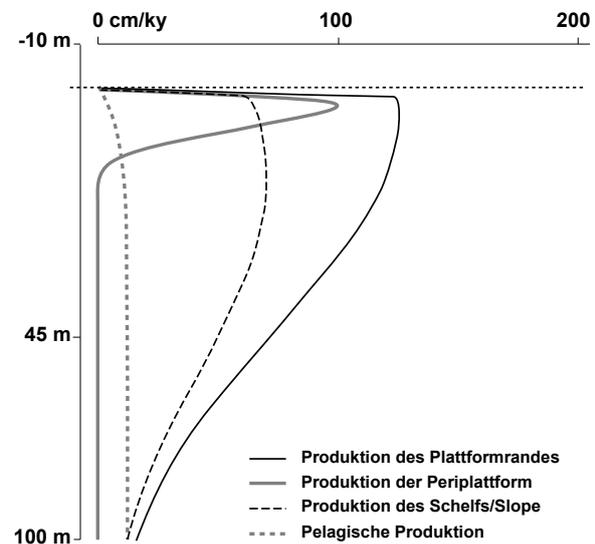


Abb. 9.8: Ermittelte Funktionen der Karbonatproduktion für die Concarena-Karbonatplattform.

X-Achse: Karbonatproduktion in cm/ka

Y-Achse: Wassertiefe in m

Für die Simulation der Concarena-Karbonatplattform waren im Vergleich zur Pora-Karbonatplattform etwas höhere maximale Produktionsraten des Plattformrandes und der Periplattform notwendig. Die Tiefe der maximalen Produktion und die Produktionsweite der Funktion sind zwecks einer besseren Vergleichbarkeit der beiden "Esino-Plattformen" identisch.

tisch-karbonatischen Sedimente der San Giovanni Bianco-Formation (229,9-226Ma). Dolomite, grün-graue Mergel, Brekzienhorizonte und oolithische Bänke zeigen ein Fortbestehen der Karbonatproduktion an. Die ermittelten maximalen Produktionsraten liegen mit 100 bis 200m/Ma im Bereich der liegenden Breno-Formation. Die pelagische Produktion spielt für diese randmarinen Ablagerungen keine Rolle.

Mit der Bildung der Castro-Formation (ab 225Ma) kehrten stärker marine Bedingungen in den Ablagerungsraum zurück. Gegenüber der klastisch beeinflussten San Giovanni Bianco-Formation wurden nun massive kalkige und dolomitische Brekzienhorizonte gebildet. Die Karbonatproduktion erreichte maximale Raten zwischen 250m/Ma im Bereich der Periplattform und 400m/Ma im Plattform-Randbereich.

9.5.2.4 Vergleich triassischer und (sub-)rezenter Karbonatsysteme

Beim folgenden Vergleich der im Rahmen der Arbeit ermittelten Karbonatsedimentations- und Produktionsraten mit anderen Werten aus der Trias und (sub)rezenten Daten liegt der Fokus auf dem anisichen Calcare di Camorelli und dem ladinisch/karnischen Calcare di Esino.

Triassische Karbonatsysteme

Angaben zu triassischen Karbonatsystemen beschränkten sich bisher meist auf die Bestimmung einer durchschnittlichen, kompaktierten Karbonatsedimentationsrate (siehe Abb. 9.9). Die hier durchgeführte Simulation hat gezeigt, dass Sedimentationsraten lediglich in einem unzureichenden Maße das Wachstumspotential von Karbonatsystemen der geologischen Vergangenheit beschreiben können. Bisher existierte nur wenige fundierte Analysen zur Karbonatproduktion triassischer Karbonatplattformen (u.a. Zühlke et al. 2003, Emmerich et al. 2005c). Emmerich et al. (2005c) ermittelten für die spätanisisch/frühladinische Karbonatplattform des Rosengarten (Dolomiten) durchschnittliche Karbonatproduktionsraten des Riffrandes und Schelf-Riffabhang-Bereiches um 980m/Ma (Abb.

9.9). Für die spätanisische Karbonatplattform des Latemar (Dolomiten) gibt dieser Autor eine dekom-paktierte Karbonatsedimentationsrate von 800m/Ma an. Diese hohen Werte zeigen, dass sich die spätanisischen Karbonatsysteme der Dolomiten vermutlich weitgehend von der Zäsur an der Perm/Trias-Grenze erholt hatten (Emmerich et al. 2005c).

Im Arbeitsgebiet tritt mit der „Camorelli Karbonatbank“ eine etwas ältere „Riff-Fazies“ (Bithyn bis Pelson) im Vergleich zum Latemar auf. Die für dieses Karbonatsystem ermittelten durchschnittlichen Produktionsraten liegen mit 300m/Ma deutlich unter denen der Karbonatplattform aus den Dolomiten. Die Ursache für diesen signifikanten Unterschied könnte in einer noch nicht vollständig wiederhergestellten Riffgemeinschaft während des Bithyn und Pelson liegen.

Demgegenüber besitzen die jüngeren Karbonatplattformen des Calcare di Esino vergleichbar hohe Produktionsraten wie die Plattformen der Dolomiten. Die durchschnittliche Karbonatproduktion der Pora- und Concarena-Plattform liegt zwischen 800 und 980m/Ma (Abb. 9.9) und erreicht damit die Werte (sub-)rezenter Karbonatplattformen.

Rezente/subrezente Karbonatsysteme

Abbildung 9.9 zeigt eine Auswahl publizierter Daten zur Rate der rezenten Karbonatsedimentation tropischer Systeme. Generell hat sich gezeigt, dass Riffe, die von Korallen dominiert werden, die höchste Produktion an Karbonatmaterial aufweisen. Im Gegensatz dazu stellte man in tidalen und lagunären Bereichen geringere Sedimentationsraten fest. Strasser & Samankassou (2003) untersuchten Sedimentproben aus geschützten Bereichen der Floridabucht, den Bahamas und auf Bermuda. Die Probenahme aus geschützten Bereichen minimiert die Effekte der Wiederaufarbeitung und Umlagerung und garantiert relativ kontinuierliche Sedimentabfolgen. Anhand einiger datierter Sedimentkerne konnten unkompaktierte Raten der Karbonatsedimentation bestimmt werden. Die durchschnittlichen Sedimentationsraten zeigten eine breite Streuung der Werte zwischen 0,1 und 3,0mm/a, wobei der Durchschnittswert bei 0,7mm/a liegt (Tabelle 1 in Strasser & Samankassou 2003). Vergleicht man die-

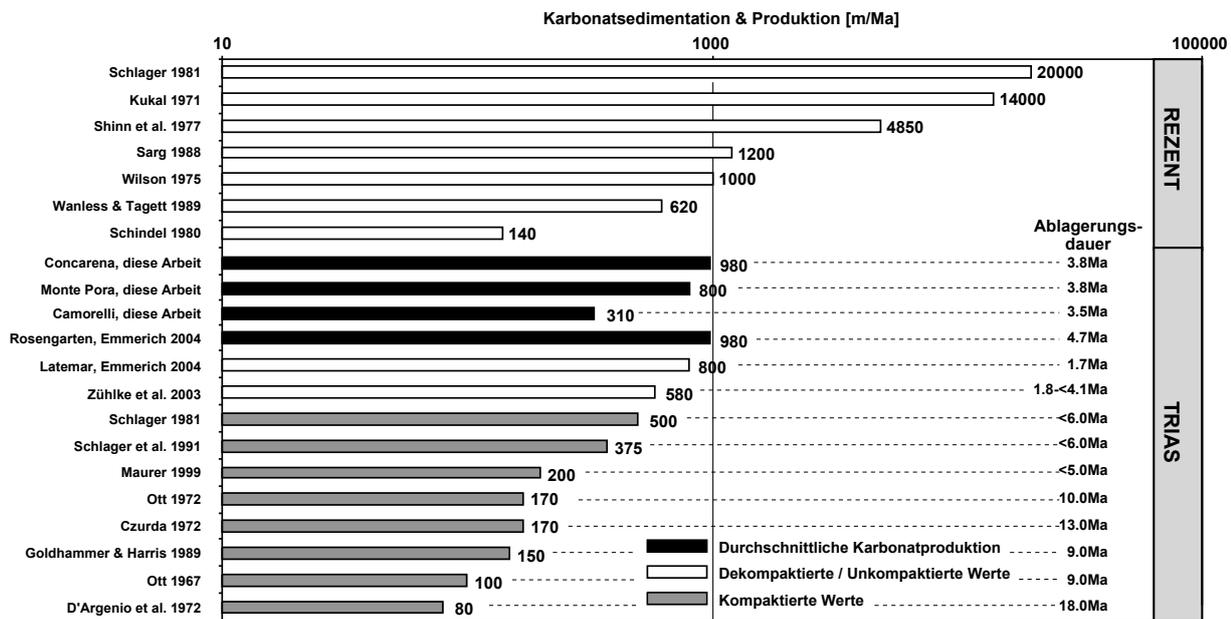


Abb. 9.9: Vergleich der in dieser Arbeit ermittelten Karbonatproduktionsraten mit Karbonatproduktionsraten aus den Dolomiten (Emmerich 2004) und kompaktierten und dekompaktierten Sedimentationsraten triassischer und rezenter Karbonatsysteme. X-Achse: Karbonatsedimentation und Produktion in m/Ma, logarithmische Darstellung. Für einen Vergleich der verschiedenen Werte muss auch die Ablagerungsdauer berücksichtigt werden (für Details siehe Text).

se Werte mit den Daten der im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Karbonatsysteme, zeigt sich, dass die hier ermittelten Sedimentationsraten erheblich von den Werten von Strasser & Samankassou (2003) abweichen. Die Gründe für die niedrigen Sedimentationsraten der triassischen Schichten sind die Kompaktion, die Sedimentverteilung und -umlagerung sowie die lange Ablagerungsdauer. Die ermittelten, durchschnittlichen Produktionsraten der untersuchten Karbonatplattformen stimmen im Gegensatz dazu sehr gut mit den Werten von Strasser & Samankassou (2003) überein. Dies zeigt erneut den großen Einfluss des Faktors Zeit, der Kompaktion und der sedimentären Prozesse bei der quantitativen Abschätzung eines Karbonatsystems.

9.5.3 Ausgabe des Modells

Neben der Quantifizierung des siliziklastischen und karbonatischen Sedimentbudgets bilden der Vergleich und die Vorhersage der Lithofazies und der Beckenarchitektur mit Hilfe der modellierten 2D-Transecte und Animationen der zeitlichen Entwicklung ein Hauptziel einer stratigraphischen Simulation.

Die 2-D stratigraphische Vorwärtssimulation erzeugt Schelf-Becken transecte, die die modellierte Beckenentwicklung für den Bereich der Concarena und des Mt. Pora zeigen (Tafel 9.1 und 9.2). Dabei handelt es sich um die Modelle, bei denen die beste Übereinstimmung in Bezug auf Mächtigkeit, Lithologie und Geometrie mit den Geländebefunden erzielt wurde (Best Fit-Modell).

Concarena-Gebiet

Tafel 9.1 zeigt eine Auswahl von Zeitschnitten (246Ma, 241Ma, 238Ma, 236Ma, 233Ma) aus dem Transect der Concarena.

Die Schichten des Verrucano Lombardo (269Ma-252,3Ma) besitzen eine gleichmäßige Ausbildung. Sie setzen sich im Modell aus sandigen Sedimenten zusammen, die oberhalb des Meeresspiegels abgelagert wurden (Tafel 9.3a). Teilweise kam es zu Erosion und Umlagerung der Sedimente in den höheren Bereichen (Tafel 9.4).

Darüber folgen die Ablagerungen der Servino-Formation (252Ma-247,2Ma), deren Ablagerungen von karbonatischen Sedimenten dominiert werden. Es kam jedoch auch zu einem signifikanten Eintrag an siliziklastischem Material (siehe Kapitel 9.5.1).

Die paläobathymetrische Entwicklung findet sich auf Tafel 9.3a. Dort ist deutlich zu erkennen, dass der Ablagerungsraum während dieser Zeit im Bereich des Meeresspiegels lag.

Die Carniola di Bovegna (247,2Ma-246Ma) setzen sich aus Evaporiten und feinkörnigen Karbonaten zusammen (Tafel. 9.1), die einem randmarinen Ablagerungsraum entsprechen. Zum Hangenden verursacht ein Anstieg des eustatischen Meeresspiegels eine Zunahme der Paläobathymetrie.

Dieser Trend setzt sich zu Beginn der Ablagerung des Calcare di Angolo (246Ma-242,5Ma) fort (Tafel 9.3a). Die höheren Bereiche der Angolo-Formation (Calcare di Angolo Superiore, Calcare di Camorelli) zeigen dagegen eine Verflachungstendenz und feinkörnigere Karbonatlithologien (Tafel, 9.1, 9.3a). Der relativ hohe siliziklastische Eintrag von $1540\text{m}^2/\text{ka}$ während der Bildung der Angolo-Formation ist aufgrund der geringen Auflösung der Abbildungen nur eingeschränkt sichtbar.

Vergleichbar der höheren Angolo-Formation setzen sich auch die nachfolgenden Prezzo- (242,5Ma-242Ma) und Buchenstein-Formation (242Ma-238,8Ma) aus feinkörnigen Karbonaten und Siliziklastika zusammen. Der Ablagerungsraum erreicht während dieser Zeit höhere Paläowassertiefen um 150m. Dies ist vor allem durch eine Zunahme der totalen Subsidenz bedingt. Der eustatische Meeresspiegel verbleibt in dem Bereich der vorher abgelagerten Schichten (Abb. 9.5).

Nach der Ablagerung der klastisch geprägten Wengen-Formation (238,8Ma-237,8Ma) mit Sedimenteintragsraten von $1200\text{m}^2/\text{ka}$ kam es zum Einsetzen des ladinischen Riffwachstums (Calcare di Esino).

Die Karbonatplattform der Concarena (237,8Ma-234Ma) besteht aus den in verschiedenen Faziesbereichen gebildeten Karbonatlithologien. Im Bereich der Periplattform wurde aufgrund der Berücksichtigung tidaler Meeresspiegelschwankungen eine große Mächtigkeit von Algenlaminiten modelliert. Das Relief zwischen Plattform und Becken betrug mehrere hundert Meter, wurde jedoch relativ rasch durch siliziklastische und karbonatische Schüttungen eingeebnet (Tafel 9.1). Die Verzahnung von Calcare di Esino und Wengen-Formation lässt sich

deutlich am Fuße der modellierten Plattform erkennen.

Den Abschluss der Simulation bilden die feinklastischen Sedimente der Lozio-Formation (234Ma-229,9Ma), die die verbliebenen Beckenbereiche auffüllen.

Mt. Pora-Gebiet

Aus der Modellierung des Mt. Pora-Transektes wurden fünf Zeitschritte (246Ma, 242Ma, 237Ma, 230Ma, 224Ma) entnommen, um die räumliche und zeitliche Beckenentwicklung dieses Gebietes zu veranschaulichen (Tafel 9.2). Die liegenden Abfolgen vom Verrucano Lombardo (269Ma-252,3Ma) bis zu der Carniola di Bovegno (247,2Ma-246Ma) zeigen keine signifikanten Abweichungen zum Gebiet der Concarena. Erste Unterschiede sind für die Angolo-Formation (246Ma-242,5Ma) feststellbar. Geringere Subsidenzraten im Gebiet des Mt. Pora (siehe Kapitel 8) führten zur Bildung einer Karbonatbank, bestehend aus Periplattformkarbonaten (Grainstone). Ein Relief wurde kaum ausgebildet (Tafel 9.3b). Deutlicher als im Concarena-Transekt kann die wechselnde Sedimentation von Karbonaten und Siliziklastika erkannt werden. Eine Zunahme der Wassertiefe infolge höherer Subsidenz und einem Anstieg des eustatischen Meeresspiegels führt zur Retrogradation und dem „Ertrinken“ dieses anisichen Karbonatsystems (Tafel 9.2, 9.3b).

Die nachfolgenden Prezzo- (242,5Ma-242Ma) und Buchenstein-Formationen (242Ma-238,8Ma) sind gleichmäßig ausgebildet und bestehen aus feinkörnigen Karbonaten. Geringe Sedimentationsraten während der Bildung der Buchenstein-Formation in Kombination mit Prozessen der Sedimentumlagerung vom Modellrand führten zur Ablagerung von Grainstones und einer Sedimentakkumulation in stärker subsidierenden Bereichen. Höhere Mächtigkeiten bei Kilometer 10 des Transektes entsprechen den vulkanischen Brekzien des Dezzo-Vulkanismus, die jedoch mit der vorhandenen Software nicht modelliert werden können. Aus diesem Grund kommt es in diesem Bereich bei der Simulation zu einer erhöhten Akkumulation von Karbonatmaterial.

Vergleichbare hohe Karbonatproduktions- und Sedimenteintragsraten wie im Concarena-Gebiet

fürten hier zur Progradation der Pora-Karbonatplattform (238,8Ma-235Ma). Entlang des Transektes zeigen sich deutliche Unterschiede in der paläobathymetrischen Entwicklung. Generell lässt sich eine Verflachungstendenz, begründet in der Verfüllung des Beckens, feststellen (Tafel 9.3b). Die Beckensedimente zeigen dabei eine zunehmende Mächtigkeit in Richtung des Beckens. Gegen Ende der Plattformentwicklung kam es aufgrund eines ausgeprägten Abfalls des eustatischen Meeresspiegels (Abb. 9.5) zur Erosion der höheren Plattformbereiche (235Ma-234Ma; Tafel 9.4b).

Die nachfolgende Abfolge der Arenaria di Val Sabbia/Gorno-/Breno-Formation(234Ma-229,9Ma) zeigt eine Rückkehr der flachmarinen Bedingungen (Tafel 9.3b). Ein vergleichsweise hoher Sedimenteintrag von 1600m²/ka in Verbindung mit Schwankungen des eustatischen Meeresspiegels führte zu der wechselnden pro- und retrogradierenden Sedimentation dieser Abfolge. Deutlich lässt sich die Verzahnung der siliziklastischen Arenaria di Val Sabbia mit den lagunären Karbonaten der Gorno-Formation und den Plattformkarbonaten der Breno-Formation erkennen.

Darüber folgen die Karbonate und Siliziklastika der San Giovanni Bianco-Formation (229,9Ma-226Ma), die einem Ablagerungsbereich nahe des Meeresspiegels entspricht (Tafel 9.3b). Der eustatische Meeresspiegel zeigt keine signifikanten Änderungen im Vergleich zur liegenden Abfolge der Arenaria di Val Sabbia/Gorno-/Breno-Formation (Abb 6.5). Die Verflachung des Ablagerungsraumes kann auf eine Abnahme in der totalen Subsidenz zurückgeführt werden (siehe Kapitel 8).

Den Abschluss des südlichen Val Camonica-Transektes bilden die Karbonatsedimente der Castro-Formation (<225Ma). Sie zeigen eine Rückkehr der marinen Bedingungen in diesem Bereich an (Tafel 9.3b). Als Ursache dafür wird eine Zunahme der totalen Subsidenz angenommen (siehe Kapitel

8). An der Basis kam es zur verbreiteten Aufarbeitung und Erosion der unterlagernden San Giovanni Bianco-Formation (Tafel 9.4b).

Insgesamt zeigen die modellierten Mächtigkeiten, Lithologien, Geometrien und Paläowassertiefen eine gute Übereinstimmung mit den Geländebefunden.

9.5.4 Vergleich von Aufschlussdaten und Modellierung

Ein wichtiges Werkzeug für den Vergleich von Aufschlussdaten und Modell ist die in Phil1.5™ integrierte Ausgabemöglichkeit synthetischer 1D-Profile. Diese 1D-Profile können sich an einer beliebigen Position des modellierten Transektes befinden. Sie liefern detaillierte Informationen zur Lithologie, zur Paläobathymetrie, zur kompaktierten Mächtigkeit der Einheiten und zu vorhandenen Hiatus in der Ablagerungsgeschichte.

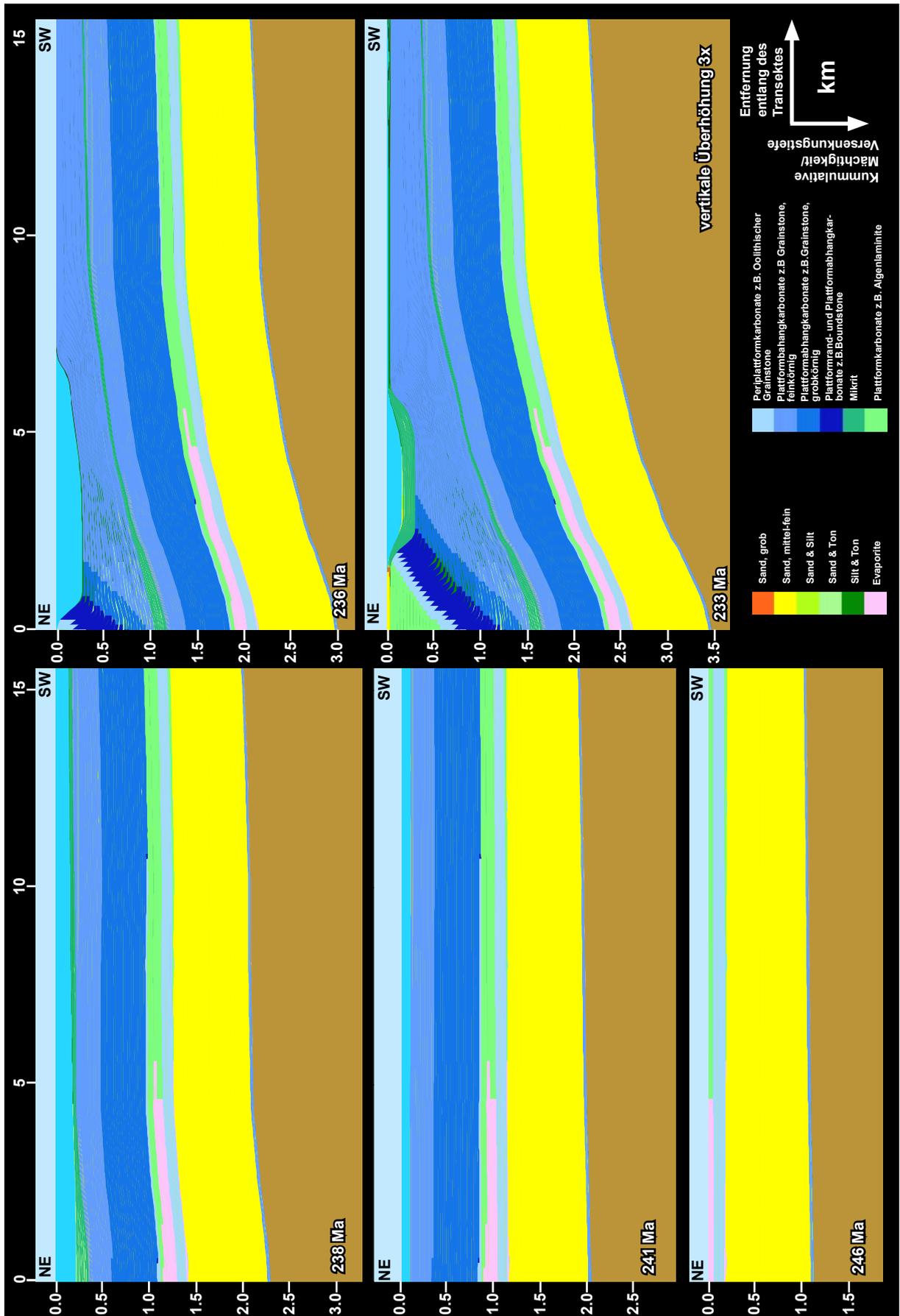
Concarena-Gebiet

Für das Gebiet der Concarena wurde ein synthetisches Profil aus dem Plattformbereich erzeugt (Abb. 9.10). Der Vergleich mit den Aufschlussverhältnissen zeigt eine gute Übereinstimmung bei der Mächtigkeit der Einheiten.

Größere Abweichungen von ca. 30% ergaben sich lediglich für die von den Plattformschüttungen unbeeinflusste Wengen-Formation. Dies ist jedoch unproblematisch, da die Mächtigkeit dieser Einheit aufgrund der Verzahnung mit dem Calcare di Esino im Gelände großen Schwankungen unterworfen ist. Für die weiteren modellierten Einheiten betragen die Unterschiede in der Mächtigkeit weniger als 10%.

Die modellierte Bathymetrie zeigt ebenfalls eine gute Übereinstimmung (<±5%) mit dem auf Faziesanalysen und paläoökologischen Daten basierenden paläobathymetrischen Profil. Lediglich die Paläo-

Tafel 9.1 (folgende Seite): Aufnahmen verschiedener Zeitschritte aus der 2D-Vorwärtsmodellierung des Concarena-Transektes. Die Abbildungen zeigen die simulierte Verteilung der Lithologien entlang des Transektes. X-Achse: Entfernung entlang des Transektes in km; Y-Achse: kummulative Mächtigkeit in km. Die Zeitschritte entsprechen folgenden Einheiten: 246 Ma: Carniola di Bovegno; 241Ma: Buchenstein-Formation; 238 Ma: Wengen-Formation; 236 Ma: Calcare di Esino; 233 Ma: Lozio-Formation.



bathymetrie des Topbereiches der Esino-Plattform muss aufgrund fehlender Daten (Erosion) als ein vorläufiges Ergebnis angesehen werden.

In Folge der anhaltend hohen Subsidenz im Gebiet der Concarena konnte sich nur ein ausgeprägter Hiatus zwischen dem permischen Verrucano Lombardo und der triassischen Servino-Formation ausbilden.

Mt. Pora-Gebiet

Aus dem südlichen Transekt, dem Mt. Pora-Gebiet wurde jeweils ein synthetisches Profil aus dem proximalen (m5000) und distalen (m20000) Bereich der Karbonatplattform des Calcare di Esino erzeugt (Abb. 9.11 & 9.12).

Eine gute Übereinstimmung ergab sich für das proximale Profil bei der Mächtigkeit ($<\pm 10\%$). Eine Ausnahme bildete die Buchenstein-Formation, bei der die modellierten Mächtigkeiten ca. 50% größer waren wie die im Aufschluss beobachteten Mächtigkeiten (Abb. 9.11). Die Ursache dafür liegt in der langen Zeitdauer der Ablagerung und geringen Mächtigkeit dieser Abfolge begründet. Die Folge sind sehr geringe Karbonatproduktions- und Sedimenteintragsraten, was eine präzise Simulation dieser Abfolge bei der gewählten Auflösung erschwert.

Größere Abweichungen existieren bei der modellierten Lithologie der Pora-Karbonatplattform. Insbesondere die höheren Abschnitte zeigen einen hohen Anteil an siliziklastischem Material. Dies ist ein generelles Problem bei der Simulation von gleichzeitiger karbonatischer Sedimentation und siliziklastischem Eintrag mit Phil1.5TM. Da bei dieser Software die Sedimentation nur von einer Seite des 2D-Transektes möglich ist, kommt es zu einer Überlagerung der Karbonatplattform mit Siliziklastika, die im natürlichen System so nicht beobachtet wurde, da hier der Eintrag von der Seite erfolgte und nicht über die Plattform hinweg.

Die modellierte Paläobathymetrie stimmt gut mit

den im Gelände und aus der Literatur gewonnenen Daten überein. Sie spiegelt die Entwicklung des Arbeitsgebietes am Kontinentalrand mit nur geringen Schwankungen der Wassertiefe wieder.

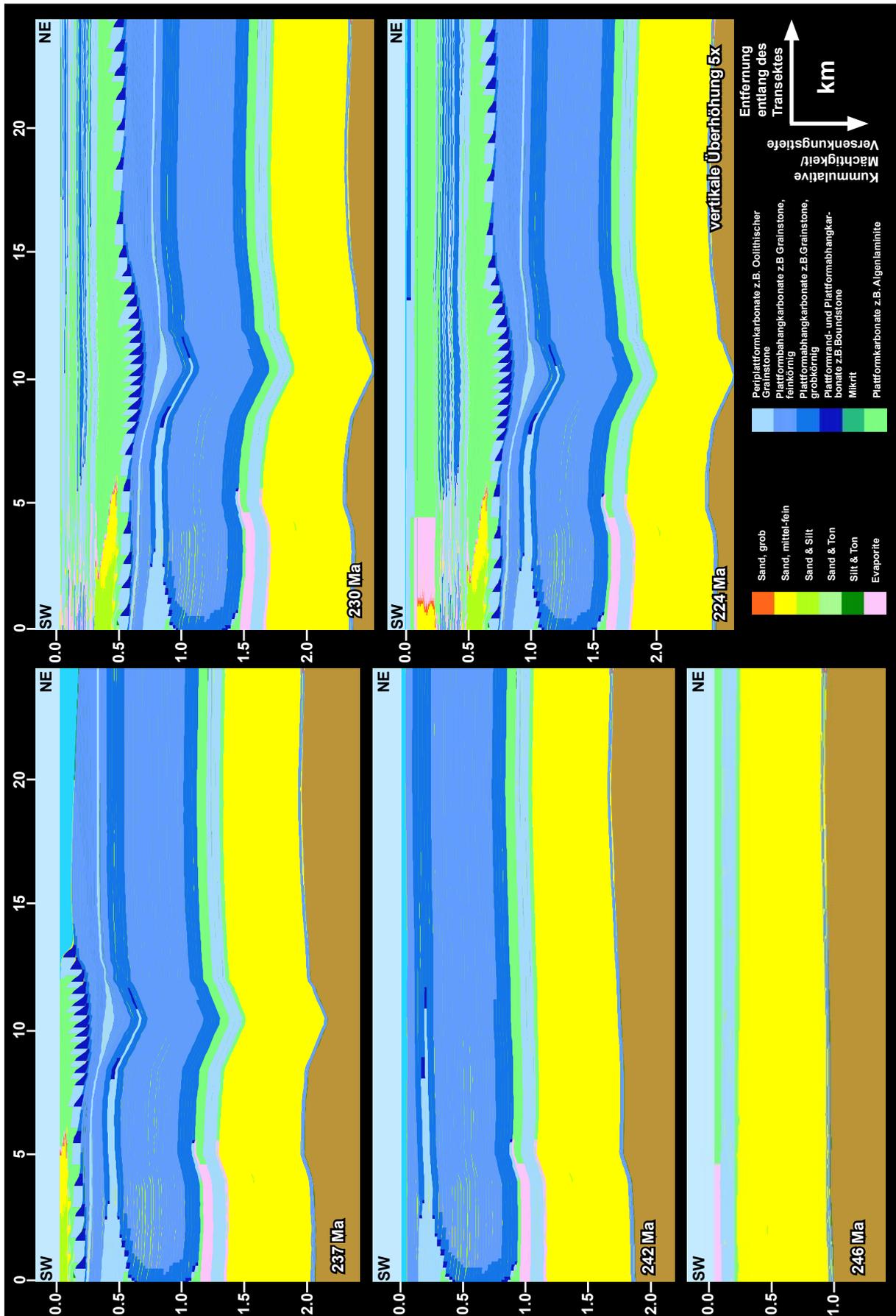
Im Gegensatz zum Gebiet der Concarena ergab die Modellierung des proximalen Bereichs der Pora-Plattform sechs Sedimentationsunterbrechungen verschiedener Zeitdauer. Länger währende Hiatus befinden sich am Top des Verrucano Lombardo, des Calcare di Esino und der Breno-Formation. Kleinere, räumlich begrenzte Schichtlücken ergaben sich für die randmarinen Bereiche der Servino-Formation und der Arenaria di Val Sabbia/Gorno-/Breno-Formation.

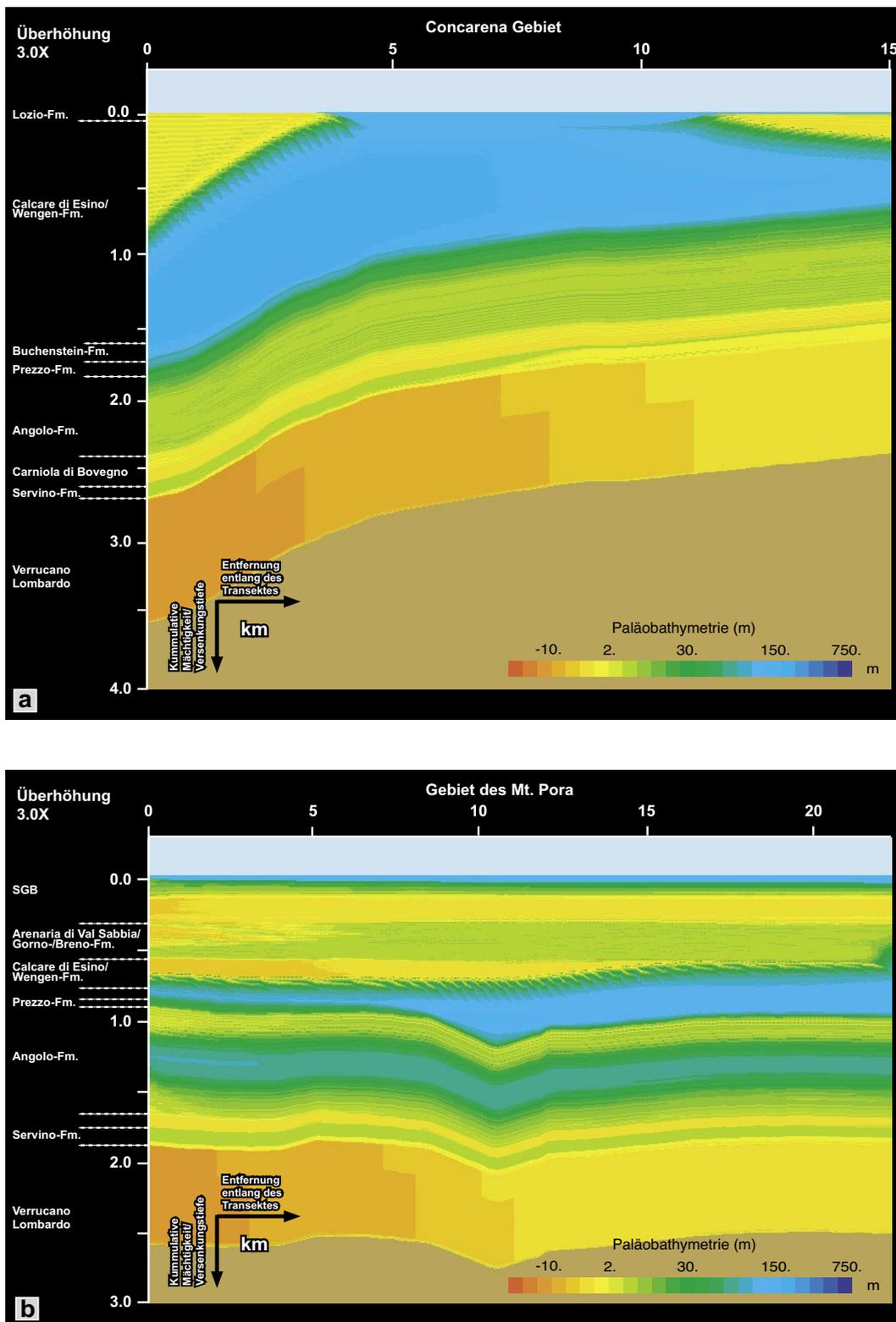
Das synthetische 1D-Profil im distalen Bereich der Pora-Plattform (Abb. 9.12) zeigt größere Abweichungen zwischen modellierter und aufgeschlossener Mächtigkeit für die Buchenstein-Formation (15%) und die Breno-Formation (10%).

Die modellierte Paläobathymetrie in diesem Bereich weicht nur geringfügig von der des proximalen Profils ab. Auch hier zeigt sich die Vertiefungsverflachungstendenz der Angolo-Formation sowie die deutliche Vertiefung des Ablagerungsraums im Übergang zur nachfolgenden Prezzo-Formation.

Signifikante Schichtlücken befinden sich am Top des Verrucano Lombardo, des Calcare di Esino und der Breno-Formation. Kleinere Schichtlücken wurden für den Bereich der Servino-Formation modelliert.

Tafel 9.2 (folgende Seite): Aufnahmen verschiedener Zeitschritte aus der 2D-Vorwärtsmodellierung des Monte Pora-Transektes. Die Abbildungen zeigen die simulierte Verteilung der Lithologien entlang des Transektes. X-Achse: Entfernung entlang des Transektes in km; Y-Achse: kumulative Mächtigkeit in km. Die Zeitschritte entsprechen folgenden Einheiten: 246 Ma: Carniola di Bovegno; 242 Ma: Basis Buchenstein-Formation; 237 Ma: Wengen-Formation/Calcare di Esino; 230 Ma: Arenaria di Val Sabbia/Gorno-/Breno-Formation; 224 Ma: Castro-Formation.



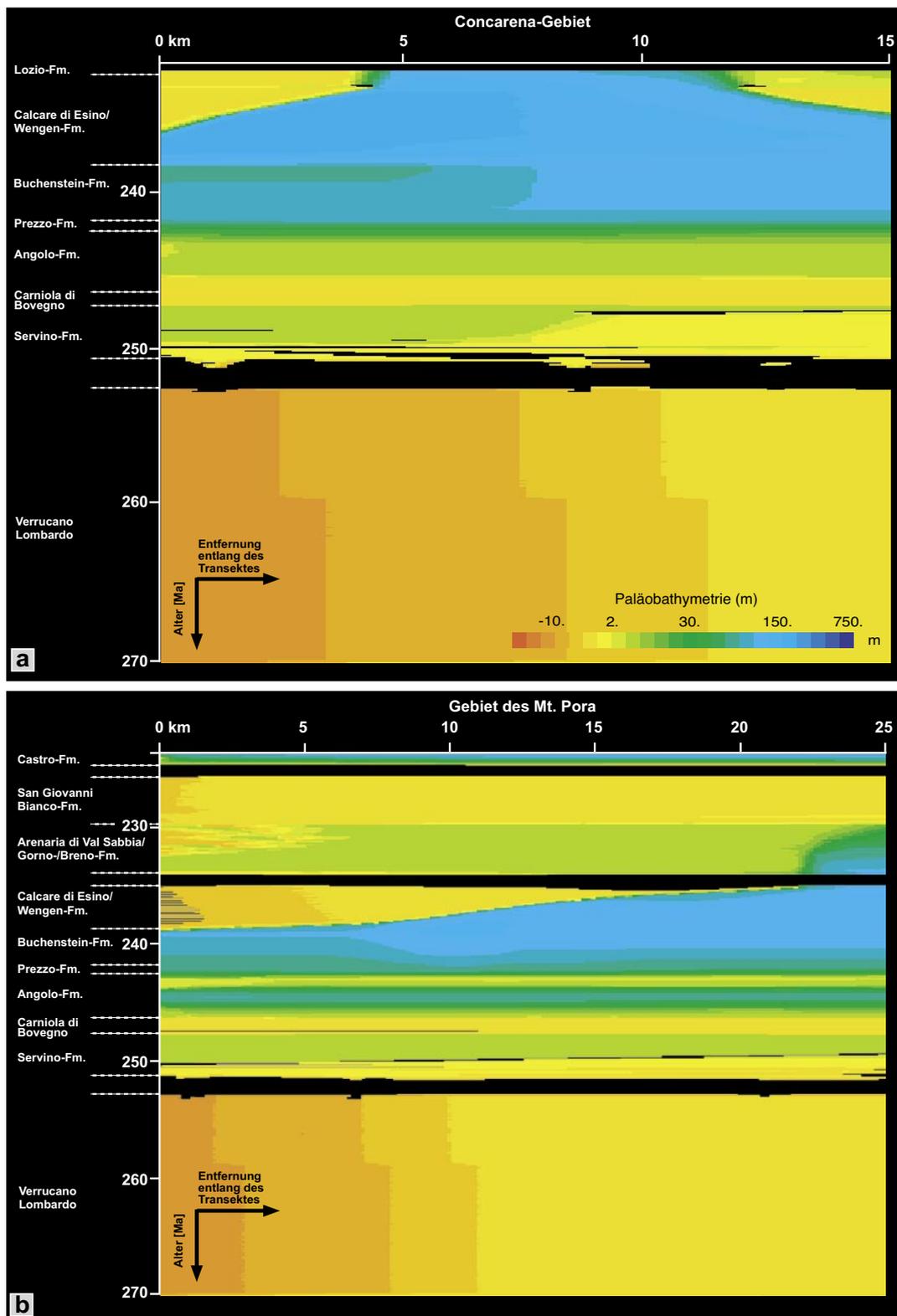


Tafel 9.3: Ablagerungstiefe (Paläobathymetrie) der Sedimente entlang der simulierten 2D-Transecte. X-Achse: Entfernung entlang des Transektes in km; Y-Achse: kummulative Mächtigkeit in km.

9.3a: Paläobathymetrische Entwicklung im Concarena-Gebiet vom Perm bis zum Karn. Die jüngsten Sedimente entsprechen der Lozio-Formation.

9.3b: Paläobathymetrische Entwicklung im Gebiet des Mt. Pora vom Perm bis zum Karn. Die jüngsten Sedimente entsprechen der Castro-Formation.

Größere Wassertiefen entwickelten sich lediglich im Zeitraum der Ablagerung von Prezzo- bis zur Wengen-Formation.



Tafel. 9.4: Chronostratigraphische oder Wheeler-Diagramme der simulierten Transekte. X-Achse: Entfernung entlang des Transektes in km; Y-Achse: Bildungsdauer/Alter in Ma; Overlay: Paläobathymetrie; schwarze Bereiche: Sedimentationsunterbrechungen.

9.4a: Wheeler-Diagramm des Concarena-Transektes. Eine ausgeprägte Sedimentationsunterbrechung ergab sich lediglich für den Übergangsbereich von Verrucano Lombardo zu Servino-Formation.

9.4b: Wheeler-Diagramm des Mt. Pora-Transektes. Im Gegensatz zum Concarena-Gebiet traten hier mehrere ausgeprägte Sedimentationsunterbrechungen auf.

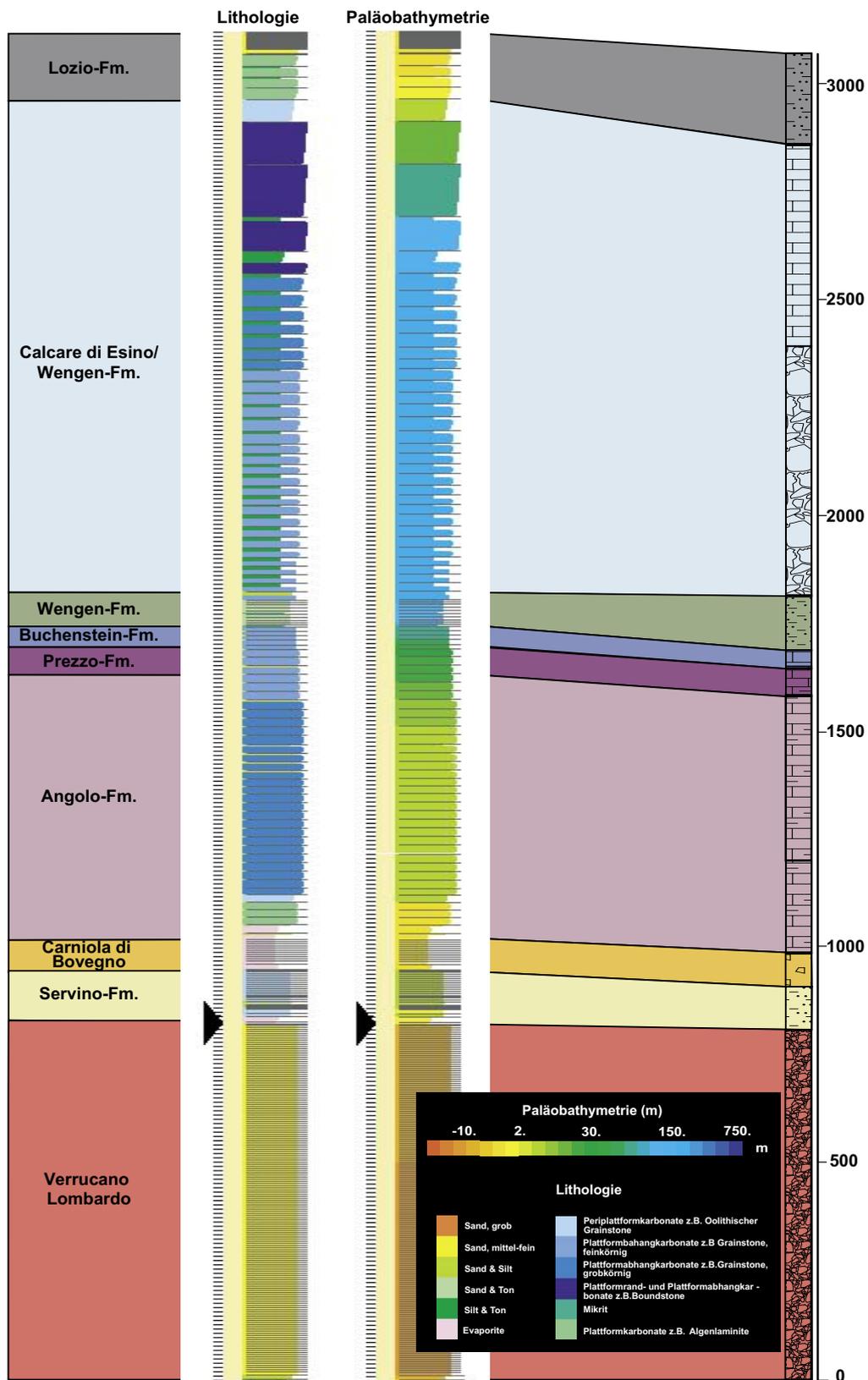


Abb. 9.10: Vergleich von Aufschlussdaten (vereinfachte stratigraphische Abfolge) und synthetischem 1D-Profil (Lithologie, Paläobathymetrie) aus dem Bereich der Concarena-Karbonatplattform (m2000). Der schwarze Pfeil markiert eine Zeit der Sedimentationsunterbrechung. Größere Abweichungen in der Mächtigkeit ergaben sich für die von Plattformabhängschüttungen unbeeinflusste Wengen-Formation (für Details siehe Text).

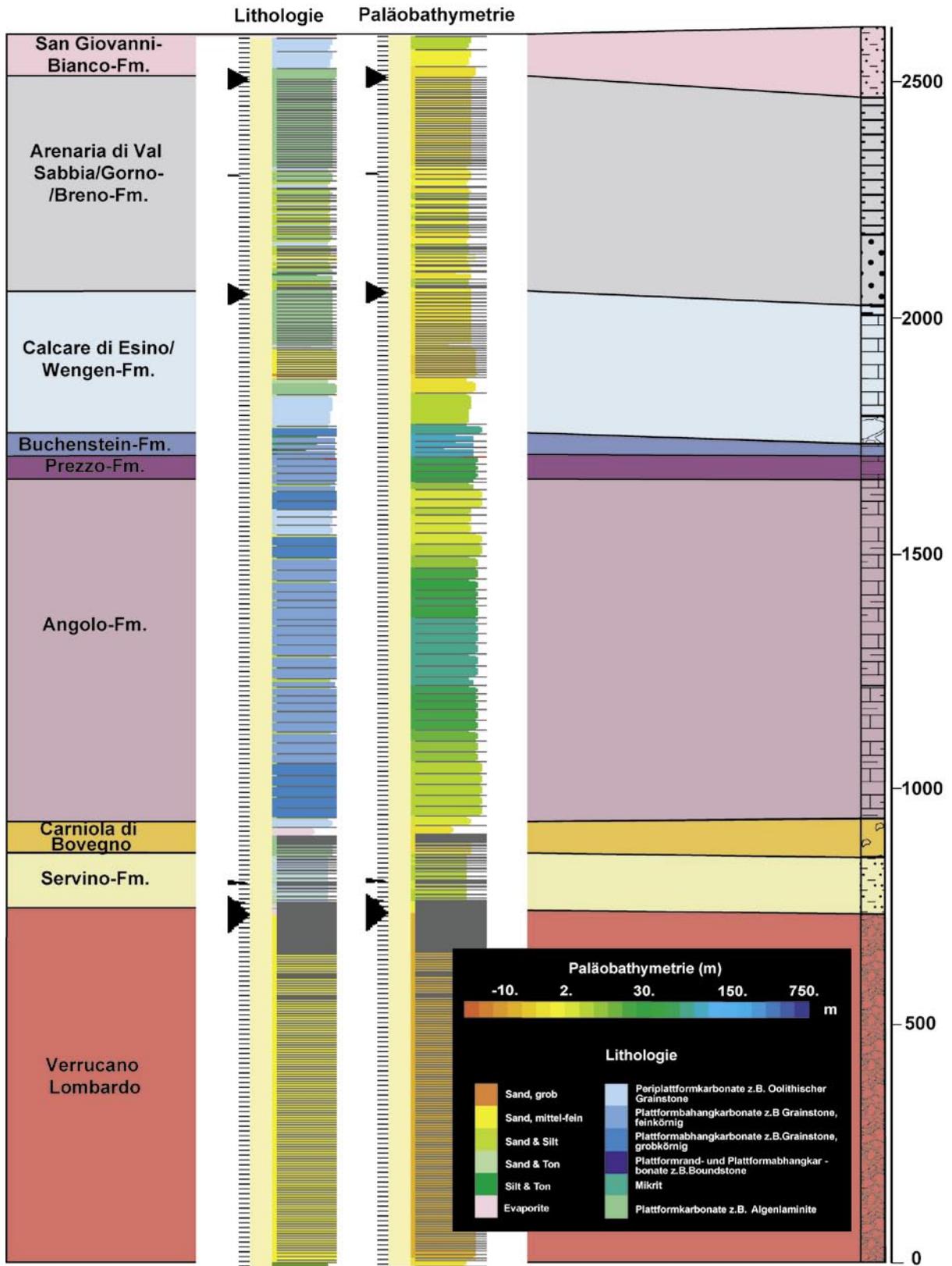


Abb. 9.11: Vergleich von Aufschlussdaten (vereinfachte stratigraphische Abfolge) und synthetischem 1D-Profil (Lithologie, Paläobathymetrie) aus dem proximalen Bereich der Pora-Karbonatplattform (m5000). Schwarze Pfeile markieren Zeiten der Sedimentationsunterbrechung. Die Größe des Pfeils entspricht der Dauer des Hiatus. Bis auf den Bereich der Buchenstein-Formation und des Calcare di Esino konnte eine gute Übereinstimmung zwischen Aufschluss- und Modelldaten erzielt werden (für Details siehe Text).

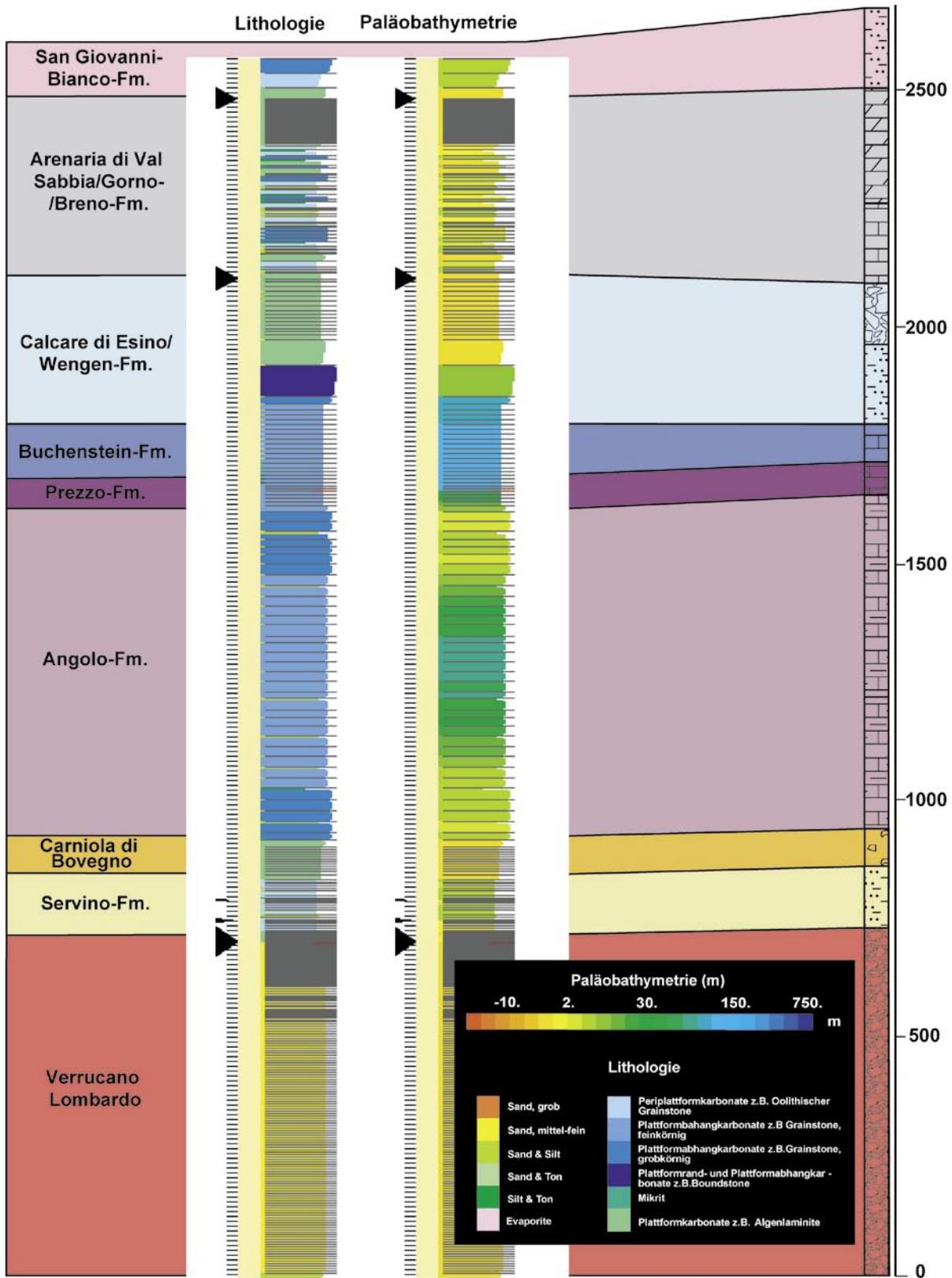


Abb. 9.12: Vergleich von Aufschlussesdaten (vereinfachte stratigraphische Abfolge) und synthetischem 1D-Profil (Lithologie, Paläobathymetrie) aus dem distalen Bereich der Pora-Karbonatplattform (m20000). Schwarze Pfeile markieren Zeiten der Sedimentationsunterbrechung. Die Größe der Pfeile entspricht der Dauer der Hiata. Die Abweichung der Mächtigkeit beträgt im Schnitt unter 10% (für Details siehe Text).

SYNTHESE

Ablagerungssysteme werden durch spezifische Kontrollfaktoren gesteuert. Die Identifikation dieser Kontrollfaktoren sowie deren Einfluss auf die Beckenentwicklung sind grundlegende Fragen der Sedimentologie, die in der Vergangenheit und Gegenwart zum Teil kontroverse Diskussionen ausgelöst haben (z.B. Galloway 1989, Cross & Lessenger 1997).

Ein in sich konsistenter Ansatz zur Bestimmung individueller Kontrollfaktoren der Beckenentwicklung wurde in der Heidelberger Arbeitsgruppe entwickelt. Dieser Arbeitsansatz bildet die Grundlage der vorliegenden Arbeit. Er umfasst die gängigen Methoden zur Identifikation, Abgrenzung und Quantifizierung von Kontrollfaktoren, die für die Beckenentwicklung des östlichen Lombardischen Beckens und insbesondere des Val Camonica von Bedeutung waren:

- Identifikation spezifischer stratigraphischer Kontrollfaktoren aus der aufgeschlossenen Sedimentabfolge (Fazies, sedimentäre Strukturen, Zementation, geometrische Analyse, Sequenzstratigraphie).
- Vergleich zwischen zeitgleichen Ablagerungen verschiedener Regionen (z.B. Pora vs. Concarena, Lombardische Alpen vs. Dolomiten) zur Bestimmung überregionaler Kontrollfaktoren (Entwicklung der Tektonik, des Klimas und spezifischer Ablagerungssysteme).
- Quantifizierung einzelner Kontrollfaktoren mit einer integrierten Beckenmodellierung (1D-thermische, 2D-Rückwärts- und 2D-Vorwärtsmodellierung).

Kontrollfaktoren der Beckenentwicklung und Vergleich mit den Dolomiten

Die Beckenentwicklung im Oberperm des Val Camonica wurde primär kontrolliert durch: (i) hohe siliziklastische Sedimenteintragsraten von bis zu 4000m²/ka und (ii) moderate totale Subsidenz um 70m/Ma. Aufgrund der hohen Sedimenteintrags-

raten konnten sich keine Sequenzen während dieser Zeit ausbilden. Die Rate der durch thermo-tektonische und flexurell-induzierte Subsidenz erfolgten Neubildung von Akkommodationsraum lag erheblich unter der Rate des Sedimenteintrags. Dadurch kam es zu einem wiederholten lokalen Bypass der Sedimente mit der Ausbildung räumlich begrenzter und zeitlich von einander losgelöster Sedimentationsflächen. Die Folge war ein weiträumiger Reliefausgleich. Ein deutlicher Rückgang des eustatischen Meeresspiegels am Ende des Perm in Kombination mit der Abnahme des Sedimenteintrags führte zur Ausbildung einer markanten Sedimentationsunterbrechung an der Perm-Trias-Grenze. Diese Sequenzgrenze ist aus unterschiedlichen Becken gut dokumentiert; in den Dolomiten etwa von Gaetani et al. 1998 und für China von u.a. Wang et al. 1994.

Während des Skyth verbleibt die totale Subsidenz bei moderaten Werten, vergleichbar denen des Oberperm. Der siliziklastische Sedimenteintrag ging deutlich auf einen Wert von 840m²/ka zurück. Als weitere kontrollierende Faktoren zu dieser Zeit kommen die Fluktuationen des eustatischen Meeresspiegels (10-20m) und die Karbonatproduktion (50-100m/Ma) hinzu. In Folge des verhältnismäßig hohen Sedimenteintrags, der Karbonatproduktion und der moderaten totalen Subsidenz sollten die Fluktuationen des eustatischen Meeresspiegels der primäre Faktor bei der Ausbildung der Ablagerungsmuster und Sequenzen sein. Bis zu fünf Sequenzen wurden für das Skyth des Arbeitsgebietes beschrieben (Sciunnach et al. 1999). Aufgrund der geringen biostratigraphischen Auflösung, den hohen Sedimenteintrags- und Karbonatproduktionsraten und der wegen der geringen Schwankungen des eustatischen Meeresspiegels kurzen Zeitdauer der Sequenzen ist eine Korrelation mit den Dolomiten allerdings schwierig.

Die Beckenentwicklung des Anis unterscheidet sich grundlegend von der der vorangegangenen Zeiten. Ein ausgeprägter, kontinuierlicher Anstieg der totalen Subsidenz von ca. 100m/Ma zu Beginn des Anis auf bis zu 350m/Ma im unteren Illyr kenn-

zeichnet diesen Zeitabschnitt. Gegen Ende des Anis nahm die totale Subsidenz auf wenige m/Ma deutlich ab. Die Subsidenz war damit der primäre Faktor der Beckenentwicklung. Der siliziklastische Sedimenteintrag betrug Werte zwischen 206m²/ka (Carniola di Bovegno) und 1540m²/ka (Angolo-Formation). Für die Karbonatproduktion wurden Werte zwischen 80m/Ma (Prezzo-Formation) und 550m/Ma (Angolo-Formation) ermittelt. Konnte die Sedimentation der Bildung von Akkommodationsraum zu Beginn des Anis (Carniola di Bovegno) noch ohne Probleme folgen so änderte sich dies bereits während der Bildung der Angolo-Formation. Sedimentation und Akkommodation befanden sich nahezu im Gleichgewicht. Zur Zeit der Ablagerung der Prezzo-Formation lag die Bildung von Akkommodationsraum im Arbeitsgebiet deutlich über der Rate der Sedimentation. Eustatische Meeresspiegelschwankungen betrugen bis zu 40m und waren insbesondere zu Beginn des Anis, an der Bithyn-Pelson-Grenze und am Übergang der Angolo-Formation zur Prezzo-Formation (Pelson-Illyr-Grenzbereich) von Bedeutung für die Ausbildung von Sequenzen. Aufgrund des Vorkommens einer Sequenzgrenze in der gesamten W-Tethys (z.B. Top der Werfen-Formation, Dolomiten), den meisten angrenzenden epikontinentalen Becken, der Barents-See und SW-China im Bereich der Skyth-Anis-Grenze ist ein Rückgang des eustatischen Meeresspiegels zu dieser Zeit wahrscheinlich.

Für das mittlere Anis ist eine sequenzstratigraphische Unterteilung und Korrelation schwierig. Differentielle Subsidenz zwischen dem Arbeitsgebiet (ca. 300m/Ma) und dem Referenzgebiet der westlichen Dolomiten (Erosion/Sedimentationsunterbrechung) verhindern den Vergleich der Schichtenfolge. Das Einsetzen der Riffentwicklung an der Bithyn-Pelson-Grenze scheint mit einem Rückgang des eustatischen Meeresspiegels in Verbindung zu stehen. Ein globaler Abfall des eustatischen Meeresspiegels wird durch entsprechende Daten aus Teilen der W-Tethys, der Barents-See und SW-China angezeigt (u.a. Rasmussen et al. 1993, Gaetani et al. 1998, Zühlke 2000).

Im Grenzbereich Pelson/Illyr (Angolo-/Prezzo-Formation) war ein Anstieg des eustatischen Mee-

resspiegels in Kombination mit einem Anstieg der totalen Subsidenz (thermo-tektonische Subsidenz von 300m/Ma und kompaktionsinduzierte Subsidenz von 40m/Ma) für die Ausbildung einer „drowning unconformity“ bzw. transgressiven Grenzfläche verantwortlich. Hinzu kam eine Abnahme der Karbonatproduktion und des siliziklastischen Sedimenteintrags gegenüber der Angolo-Formation. Die Korrelation dieses sequenzstratigraphischen Horizontes ist im Bereich der östlichen Lombarischen Alpen möglich. Überregionale Korrelationen mit den Dolomiten sind jedoch unsicher. Dies liegt zum einen an der schwierigen Einstufung und Korrelation der Schichten innerhalb der Dolomiten und zum anderen an voneinander abweichenden Untersuchungsergebnissen. So beschreibt Gianolla et al. (1998) eine signifikante Verflachung der Ablagerungsräume mit der Ausbildung eines Karsthorizont am Top der Oberen Serla-Formation und einer Diskordanz in den obersten Bereichen der Dont-Formation. Subsidenzmodellierungen von Emmerich et al. (2005c) für den Bereich Rosengarten/Latemar ergaben dagegen Subsidenzraten von ca. 200m/Ma für den als etwa zeitgleich angesehenen Übergang von der Richthofen- zur Moena-Formation.

Die Schwierigkeiten bei der Korrelation zeigen, dass in den Südalpen während dieser Zeit vermutlich eine ausgeprägte differentielle Subsidenz stattfand. Die Etablierung einer Sequenzgrenze (An 4, Gianolla et al. 1998) auf Basis eines eustatischen Meeresspiegelabfalls ist daher für den Bereich der Südalpen problematisch. Zusätzlich können hohe Subsidenzraten dazu führen, dass sich der Einfluss von Meeresspiegelschwankungen auf die Sedimentation verringert und Sequenzgrenzen nicht mehr ausgebildet werden (Bowman 1996).

Unterschiede in der Subsidenzentwicklung zwischen dem Arbeitsgebiet und den westlichen Dolomiten bestanden auch während des späten Anis (Buchenstein-Formation). Im Gegensatz zur deutlichen Abnahme der Subsidenz im Arbeitsgebiet während des Illyr (*Reitzi*-, *Secedensis*-Zone) ermittelten Emmerich et al. (2005c) für den Bereich des Rosengarten/Latemar hohe Subsidenzraten zwischen 650m/Ma und 850m/Ma für die *Reitzi*-Zone und

100m/Ma bis 450m/Ma für die *Secedensis*-Zone.

Die Beckenentwicklung des Ladin wird durch eine differentielle räumliche Subsidenz geprägt. Zu Beginn des Ladin (Buchenstein-Formation) fand geringe Subsidenz bis Hebung im Arbeitsgebiet statt (wenige m/Ma). Hebungerscheinungen betrafen vor allem das Gebiet des Val di Scalve/Monte Pora, in denen vulkanische Aktivitäten stattfanden. Die Karbonatproduktion und der siliziklastischer Eintrag waren gering, wodurch es zu einer nur geringen Verfüllung des im Illyr gebildeten Akkommodationsraumes kam. Eustatische Meeresspiegelschwankungen konnten die Ablagerung der Buchenstein-Formation (bis mehrer 100 Meter Wassertiefe) im Arbeitsgebiet nicht oder nur indirekt beeinflussen. Sequenzgrenzen sind aus diesen Gründen nicht ausgebildet.

Im späten Ladin (Longobard) gewannen die Karbonatproduktion (800m/Ma-980m/Ma, Calcare di Esino) und der siliziklastische Eintrag (1200m²/ka-1400m²/ka, Wengen-Formation) an Bedeutung. Daneben bestimmten eine ausgeprägte differentielle Subsidenz (um 100m/Ma, Monte Pora; 300m/Ma-470m/Ma, Concarena) und Faktoren wie spezifische Ablagerungsgradienten (Geometrien, Faziesverteilung), klimatische Bedingungen (Sedimenteintrag, Zementation), Plattformmorphologie (Zementation) und Umweltbedingungen (Karbonatproduktion) eine maßgebliche Rolle bei der Beckenentwicklung. Insbesondere für die höheren Bereiche der Pora-Karbonatplattform muss außerdem von einem signifikanten Einfluss des eustatischen Meeresspiegels ausgegangen werden. Durch einen Abfall des eustatischen Meeresspiegels kam es zur Ausbildung einer Diskordanz. Dieser Abfall lässt sich in weiten Teilen der W-Tethys feststellen (Brandner et al. 1991; L3, Gaetani et al. 1998; Car 1, Gianolla et al. 1998). Aufgrund der basalen Beziehungen zwischen der Pora-Plattform und der höheren Buchenstein-Formation, der Verzahnung mit Sedimenten der Wengen-Formation und der Annahme einer überregional feststellbaren, durch einen Abfall des eustatischen Meeresspiegels verursachte Diskordanz am Top der Plattform ist eine Korrelation der Karbonatplattform mit Ablagerungen der

westlichen Dolomiten möglich. Die Pora-Plattform entspräche demnach den höheren Bereichen der Schlern-Formation 1 sowie der Schlern-Formation 2 (Rosetta Dolomit und Schlernplateau-Schichten). Eine mehrere hundert Meter mächtige Abfolge lagunärer Zyklen, aufgeschlossen im Zentrum der Concarena-Plattform, zeigt auch in diesem Bereich des Arbeitsgebietes einen erheblichen Einfluss des Meeresspiegels an. Im Gegensatz zur Pora-Plattform besitzt die totale Subsidenz (bis 470m/Ma) hier jedoch einen größeren Anteil an der Beckenentwicklung. Aufgrund weniger biostratigraphischer Befunde (Balini et al. 2000) und den geometrischen Beziehungen zwischen Plattform- und Beckensedimenten muss von einer zeitlich versetzten Entwicklung der Concarena ausgegangen werden. Schon seit einiger Zeit ist die unterschiedliche Dauer des Calcare di Esino bekannt (u.a. Pisa 1974, Brusca et al. 1982, Brack & Rieber 1993). So lässt sich das früheste Einsetzen der Riffentwicklung in den westlichen Lombardischen Alpen (Grigna) im Bereich der *Trinodosus*-Zone (Anis) nachweisen (Brack & Rieber 1993). In Richtung der östlichen Lombardischen setzt die Riffentwicklung sukzessive später ein (spätes Anis bis spätes Ladin). Auch scheint die Hangendgrenze zum Teil variabel zu sein (spätes Ladin bis frühes Karn). Ein weiterer Hinweis auf Unterschiede in der Subsidenzentwicklung der Lombardischen Alpen ist die verschiedenartige geometrische Entwicklung der Plattformen (progradierende vs. aggradierende Plattformen bzw. Phasen). Ein deutlicher Rückgang der Subsidenz deutet sich für das frühe Karn an. Damit bestehen Ähnlichkeiten zur Entwicklung in den Dolomiten, denn auch dort nahm die Subsidenz während dieser Zeit ab (Progradation der Cassianer Plattformen und Verfüllung der Becken). Ein sequenzstratigraphischer Vergleich ist aufgrund der Unterschiede in der Akkommodationsentwicklung im Lombardischen Becken und zwischen Lombardischen Becken und den Dolomiten indessen nicht möglich. In zeitlicher Hinsicht entspricht die Concarena in etwa den Schlernplateau-Schichten und der San Cassian-Formation der Dolomiten.

Wie oben erwähnt nimmt die Subsidenz zu Beginn

des Karn ab (0-110m/Ma). Die primären Faktoren der Beckenentwicklung waren der siliziklastische Sedimenteintrag (1600m²/ka, Arenaria di Val Sabbia; 600-800m²/ka, San Giovanni Bianco-Formation), die Karbonatproduktion (100-200m²/ka, Breno-Formation) und eustatische Meeresspiegelschwankungen (mehrere Meter bis max. 30m). Infolge der Ausbildung eines randmarinen Ablagerungsraumes mit geringem Relief (südliches Val Camonica) und des Einflusses der primären Faktoren kam es zur Ausbildung von Faziesverzahnungen und der Wanderung von Fazieszonen (Arenaria di Val Sabbia/Gorno-/Breno-Formation). Weiträumige Erosionserscheinungen oder Sedimentationsunterbrechungen konnten nicht festgestellt werden (Geländebefunde, Modellierung). Ein ausgeprägter eustatischer Meeresspiegelrückgang (ca. 50m, Haq et al. 1987) ist lediglich im Grenzbereich Jul/Tuval ausgebildet (Übergang Arenaria di Val Sabbia/Gorno-/Breno-Formation zur San Giovanni Bianco-Formation). Dieser Meeresspiegelrückgang ist vermutlich global nachweisbar (Zühlke 2000). Bei der Annahme, dass diese Zeitmarke isochron ausgebildet ist, entsprechen die aufgeschlossenen Schichten des Arbeitsgebietes der Arenaria di Val Sabbia/Gorno-/Breno-Formation den höheren Bereichen der Cassian-Formation (Cassian-Formation 2) und der Dürrenstein-Formation der Dolomiten. Die Schichten der San Giovanni Bianco-Formation lassen sich mit der Raibl-Formation der Dolomiten korrelieren. Biostratigraphische Daten aus den höheren Bereichen der Gorno-Formation (Allasinaz 1966) deuten jedoch an, dass dieser Bereich mit Ablagerungen der Raibl-Formation korreliert werden kann. Hier müssen weitere Untersuchungen klären, ob tatsächlich faunistische Beziehungen zwischen beiden Formationen bestehen oder ob der beobachtete Abfall des Meeresspiegels diachron ausgebildet ist.

Für die jüngste Formation des Karn (Castro-Formation) liegen bis jetzt kaum Daten vor. Die Definition einer Sequenzgrenze ist deshalb schwierig. Bis jetzt existieren keine Hinweise auf erosive Strukturen (Gianolla et al. 1998), die die Etablierung einer Sequenzgrenze rechtfertigen würden. Innerhalb der Castro-Formation scheint eher ein transgressiver Trend vorzuherrschen (Jadoul et al 1992a,

Gianolla et al. 1998). Maßgebliche Faktoren der Beckenentwicklung waren eine differentielle Subsidenz (Jadoul et al 1992a), die Karbonatproduktion (250m/Ma-400m/Ma) und der eustatische Meeresspiegel. Gegenüber der liegenden San Giovanni Bianco-Formation konnte eine deutliche Zunahme der Subsidenz auf 120m/Ma festgestellt werden. Da der eustatische Meeresspiegel einen Abfall zeigt (Kurve nach Haq et al. 1988), spielt vermutlich der Anstieg der Subsidenz eine besondere Rolle bei der Ausbildung des postulierten transgressiven Trends. Die Castro-Formation kann nach den bisherigen Befunden mit den basalen Bereichen der Dolomia Principale der Dolomiten korreliert werden (Gianolla et al. 1998).

Die Beckenentwicklung des Nor bis Rhät wurde nicht näher untersucht. Die Subsidenzmodellierung ergab moderate Subsidenzraten zwischen 100m/Ma und 230m/Ma, mit denen die Karbonatproduktion und der siliziklastische Sedimenteintrag Schritt halten konnten. Mehrere Sequenzen (Gianolla et al. 1998, Gaetani et al. 1998) im Bereich der Südalpen und den angrenzenden epikontinentalen Becken (u.a. Gianolla & Jacquin 1998, Goggin & Jacquin 1998) zeugen vom Einfluss eustatischer Meeresspiegelschwankungen.

Für den Zeitabschnitt des Jura bis Tertiär war die totale Subsidenz der bestimmende Faktor der Beckenentwicklung. Hohe thermo-tektonische Subsidenzraten führten im frühen Jura (bis zu 420m/Ma) zu einer raschen Absenkung des Beckens und der Ausbildung tiefmariner Ablagerungsräume. Die Sedimentation konnte dieser schnellen Absenkung nicht folgen. Während der späten Kreide und dem Tertiär kam es infolge der alpidischen Orogenese zur Heraushebung des Beckens. Aufgrund der Entwicklung eines tiefmarinen Ablagerungsraumes ist die Etablierung von Sequenzen nicht möglich. Die Subsidenzmodellierung mit den vorhandenen Daten ergab eine mehrphasige Beckenentwicklung für diesen Zeitabschnitt. Ein Vergleich mit den Dolomiten ist aufgrund der unterschiedlichen Entwicklung (Hochgebiet, Dolomiten; Becken, Lombardische Alpen) nicht möglich.

LITERATURVERZEICHNIS

- Aigner, T., Doyle, M., Lawrence, D., Epting, M. & van Vliet, A.** (1989): Quantitative modeling of carbonate platforms: some examples. In: Crevello, P.D. (Ed.), Controls on Carbonate Platform and Basin Development. SEPM, Spec. Publ., 44, 323-338.
- Allasinaz, A.** (1964): Il Trias in Lombardia V. I fossili carnici del gruppo di Cima Camino (Brescia). Riv. It. Paleont. Strat., LXX, 2, 185-263.
- Allasinaz, A.** (1966): Il Trias in Lombardia XVIII. La fauna a Lamellibranchi dello Julico (Carnico medio). Riv. It. Paleont. Strat., 72, 609-752.
- Allasinaz, A.** (1968): Il Trias in Lombardia. Studi geologici e paleontologici. XXIII. Cefalopodi e Gasteropodi dello Julico in Lombardia. Riv. It. Paleont. Strat., 74, 327-400.
- Allasinaz, A.** (1992): The Late Triassic-Hettangian bivalves turnover in Lombardy (Southern Alps). Riv. It. Paleont. Strat., 97, 3/4, 431-454.
- Allen, P.A. & Allen, J.R.** (1990): Basin Analysis – Principles & Applications. Blackwell, Oxford, 451 S.
- Amgwerd, M.** (1980): Geologie und Petrographie des südlichen Adamello: III. Valle Stabio. Diplomarbeit ETH Zürich, unpubl.
- Arthur, M.A. & Schlanger, S.O.** (1979): Cretaceous „oceanic anoxic events“ as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. AAPG, Bull. 63/6, 870-885.
- Assereto R.** (1963): Fosilli dell'Anisico superiore della Val Camonica. Riv. It. Paleont. Strat., 69, 1, 3-123.
- Assereto, R. & Casati, P.** (1965): Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia). Riv. It. Paleont. Strat., 71/4, 999-1097.
- Assereto, R., Bosellini, A., Fantini-Sestini, N. & Sweet, W.C.** (1973): The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy). In: Laogan, A. and Hills, L.V. (Ed.), The Permian and Triassic systems and their mutual boundary, Canada Soc. Petrol. Mem., 2, 176-199.
- Assereto, R. & Rizzini, A.** (1975): Reworked ferroan dolomite grains in the Triassic „oolithe agateropodi“ of Camoniche Alps (Italy) as indicators of early diagenesis. N. Jb. Geol. Pal. Abh., 142/2, 215-232.
- Assereto, R.L.A.M. & Kendall, C.St.G.C.** (1977): Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. Sedimentology, 24, 153-210.
- Assereto, R. & Folk, R.L.** (1980): Diagenetic Fabrics of Aragonite, Calcite, and Dolomite in an ancient peritidal-spelean environment: Triassic Calcare Rosso, Lombardia, Italy. Jour. Sed. Geol., 50, 371-394.
- Aubouin J., Sigal, J., Berland, J.P., Blanchet, R., Bonneau, M., Cadet, J.P., Guillot, P.L., Lacour, A., Piat, B. & Vicente, J.C.** (1970): Sur un bassin de Flysch: Stratigraphie et Paléontologie des Flysch Crétacés de la Lombardie. Bull. Soc. Géol. France, 12/4, 612-658.
- Balazs, E. & Koncz, I.** (1999): Contribution to thermal evolution of Southern Alps and paleogeographically adjacent areas based on vitrinite reflectance data. Mem. Sci. Geol., 51/1, 119.
- Balini, M., Germani, D., Nicora, A. & Rizzi, E.** (2000): Ladinian/Carnian ammonoids and conodonts from the classic Schilpario-Pizzo Camino area (Lombardy). reevaluation of the biostratigraphic support to chronostratigraphy and paleogeography. Riv. It. Paleont. Strat., 106, (1), 19-58.
- Barberis, A., Fossati, S., Bersezio, R. & Erba, E.** (1990): Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Maiolica Formation from the Lombardy basin (Southern Alps). Mem. Soc. Geol. It., 45, 111-117.
- Barker, C.E. & Pawlewicz, M.J.** (1986): The correlation of vitrinite with maximum temperature in humic kerogen. In: Bunterbarth, G. & Stegena, L. (Ed.), Paleogeothermics, Springer, Berlin. 79-93.

- Barker, C.E. & Pawlewicz, M.J.** (1993): An empirical determination of the minimum measurements needed to estimate the mean random vitrinite reflectance of disseminated organic matter. *Org. Geochem.*, 20/6, 643-651.
- Barrell, J.** (1912): Criteria for the recognition of ancient delta deposits. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 28, 745-924.
- Barrell, J.** (1917): Rhythms and the measurement of geologic time. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 28, 745-924.
- Beaumont, C.** (1978): The evolution of sedimentary basins on a viscoelastic lithosphere: theory and examples. *Geophys. Jour. R. Astronom. Soc.*, 55, 471-497.
- Bechstädt, T., Brandner, R., Mostler, H. & Schmidt, K.** (1978): Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps: *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, v.156, 157-178.
- Bernoulli, D.** (1964): Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). *Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 118*, 134 S.
- Bernoulli, D. & Jenkyns, H.C.** (1974): Alpine, mediterranean, and central atlantic mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. *SEPM, Spec. Publ.* 19, 129-160.
- Bernoulli, D.** (1980): Southern Alps of Ticino. In: Trümpy, R. (Ed.), *Geology of Switzerland, a guide book, Part A*, Schweiz Geol. Kommission, 80-82.
- Bernoulli, D. & Winkler, W.** (1990): Heavy mineral assemblages from Upper Cretaceous South- and Austroalpine flysch sequences (Northern Italy and Southern Switzerland): source terranes and paleotectonic implications. *Eclogae geol. Helv.*, 83, 287-310.
- Berra, F., Rovellini, M. & Jadoul, F.** (1991): Structural Framework of the Bergamasco Prealps south of the Clusone Fault. *Atti Tic. Sc. Terra*, 34, 107-120.
- Berra, F. & Jadoul, F.** (2002): Evidence of a „Mid-Carnian“ transgression in the western Southern Alps (Lombardy, Italy): stratigraphic and paleogeographic implications. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 108/1, 119-131.
- Berra, F., Rettori, R. & Bassi, D.** (2005): Recovery of carbonate platform production in the Lombardy Basin during the Anisian: paleoecological significance and constrain on paleogeographic evolution. *Facies*, 50, 615-627.
- Bersezio, R. & Fornaciari, M.** (1987): Cretaceous sequences in the Lombardy basin: stratigraphic outline between the lakes of Lecco and Iseo. *Mem. Soc. Geol. It.*, 40, 187-197.
- Bettoni, A.** (1900): Fossili domeriani della Provincia di Brescia. *Mem. Soc. Paléont. Suisse*, 27. 88 S.
- Bichsel, M. & Häring, M.O.** (1981): Facies evolution of Late Cretaceous Flysch in Lombardy (northern Italy). *Eclogae geol. Helv.*, 74/2, 383-420.
- Bittner, A.** (1881): Über die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sabbia. *Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst.*, 31/3, 219-370.
- Blendinger, W.** (1985): Middle triassic strike-slip tectonics and igneous activity of the Dolomites (Southern Alps). *Tectonophysics*, 113/1-2, 105-121.
- Blendinger, W.** (1994): The carbonate factory of Middle Triassic buildups in the Dolomites, Italy: a quantitative analysis. *Sedimentology*, 41, 1147-1159.
- Boni, A.** (1943): Geologia della regione tra il Sebino e l'Eridio. *Introduzione Bibliografia tettonica. Parte I: La porzione centrale.* *Publ. Ist. Geol. Univ. Pavia*, 68, 1-143.
- Boni, A., Cassinis, G., Cavallaro, E., Cerro, A., Fugazza, F., Zezza, F., Venzo, S. & Medioli, F.** (1968): Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100000 – Foglio 47 Brescia (II edizione). *Serv. Geol. d'It., Ercolano*.
- Boni, A. & Cassinis, G.** (1973): Carta geologica delle Prealpi bresciane a sud dell Adamello. *Atti. Ist. Geol. Univ. Pavia*, 23, 119-159.
- Boni, M., Iannace, A., Torre, M. & Zamparelli, V.** (1994): The Ladinian-Carnian reef facies of Monte Caramolo (Calabria, Southern Italy). *Facies*, 30, 101-118.
- Bosellini, A.** (1968): Prima segnalazione di

- lacune stratigrafiche nel Trias inferiore delle Dolomiti. *Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat.*, ser. 8, vol. XXVI, 204-210.
- Bosellini, A., Castellarin, A., Rossi, P.L., Simboli, G. & Somnavilla, E.** (1977): Schema sedimentologico e stratigrafico per il Trias medio della Val di fassa ed aree circostanti (Dolomiti Centrali). *Giornale di Geologia*, v. 42, 83-108.
- Bosellini, A. & Ferri, R.** (1980): La formazione di Livinallongo (Buchenstein) nella di S. Luciano (Ladinico inferiore, Dolomiti Bellunesi). *Annali dell'Univ. Ferrara (nuova serie)*, sez. 9, *Sci. Geol. Pal.*, 6/5, 63-89.
- Bosellini, A., Castellarin, A., Doglioni, G.F., Luccini, F., Perri, M.C., Rossi, P.L., Simboli, G. & Somnavilla, E.** (1982): Magma-tismo e tettonica nel Trias delle Dolomiti. In: Castellarin, A. & Vai, G.B. (Ed.), *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. *Soc. geol. ital.*, 189-210.
- Bosellini, A.** (1984): Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy. *Sedimentology*, 31, 1-24.
- Bosellini, A.** (1989): Dynamics of Tethyan carbonate platforms. In: Crevello, P.D., Wilson, J.J., Sarg, J.F. & Read, J.F. (Ed.), *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*. *SEPM, Spec. Publ.*, 44, 3-13.
- Bosscher, H. & Schlager, W.** (1992): Computer simulation of reef growth. *Sedimentology*, 39, 503-512.
- Bowman, S.A.** (1996): Sequence stratigraphic processes visualized through simulation studies. 75 S., Marco Polo Software/Houston.
- Bowman, S.A. & Vail, P.** (1999): Interpreting the stratigraphy of the Baltimore Canyon section, offshore New Jersey with PHIL, a stratigraphic simulator. In: Harbaugh, J.W., Watney, W.L., Rankey, E.C., Slingerland, R., Goldstein, R.H. & Franseen, E.K. (Ed.), *Numerical experiments in stratigraphy: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations*. *SEPM, Spec. Publ.*, 62: 117-138.
- Brack, P.** (1984): *Geologie der Intrusiva und Rahmengesteine des Südwest-Adamello (Nord-Italien)*. *Mitt. Geol. Inst. ETH & Univ. Zürich*, v. 7612, 253 S.
- Brack, P. & Rieber, H.** (1993): Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphical data and correlations of boundary sections from the Southern Alps. *Eclogae geol. Helv.*, 86, (2), 415-527.
- Brambilla, G., Lualdi, A. & Penati, F.** (1989): Primo ritrovamento di macrofossili vegetali nel Permiano della Valtellina (Sondrio – Italia sett.). *Atti Tic. Sc. Terra*, 32, 7-9.
- Brandner, R. & Resch, W.** (1981): Reef development in the Middle Triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. In: Toomey, D.F., (Ed.), *European fossil reef models*. *SEPM, Spec. Publ.*, 30, 203-231.
- Brandner, R.** (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. *Jb. Geol. B.A.*, 126/4, 435-475.
- Brocchi, G.B.** (1808): *Trattato Mineralogico e Chimico sulle miniere di ferro del dipartimento del Mella con l'esposizione della costituzione fisica delle montagne metallifere della Val Trompia*. *Op. In 2 Vol.*, 296-352.
- Brown, L.F., Jr. & Fisher, W.L.** (1977): Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. *AAPG, Mem.*, 26, 213-248.
- Brusca, C., Gaetani, M., Jadoul, F. & Viel, G.** (1982): Paleogeografia ladinico-carnica e metallogenese del Sudalpino. *Mem. Soc. Geol. It.*, 22, 65-82.
- Büker, C.** (1996): Absenkungs-, Erosions- und Wärmeflußgeschichte des Ruhr-Beckens und des Rechtsrheinischen Schiefergebirges. *Ber. Forschungszentrum Jülich*, 3319, 212 S.
- Burchell, M.T., Stefani, M. & Masetti, D.** (1990): Cyclic sedimentation in the Southern Alpine Rhaetic: the importance of climate and eustasy in controlling platform-basin interac-

- tions. *Sedimentology*, 37, 795-815.
- Burgess, P.M., Wright, V.P. & Emery, D.** (2001): Numerical forward modelling of peritidal carbonate parasequence development: implications for outcrop interpretation. *Basin Research*, 13/1, 1-16.
- Burov, E.B. & Diament, M.** (1996): Isostasy, equivalent elastic thickness, and inelastic rheology of continents and oceans. *Geology*, 24/5, 419-422.
- Busch, D.A.** (1959): Prospecting for stratigraphic traps. *AAPG, Bull.*, 43, 2829-2843.
- Busch, D.A.** (1971): Genetic units in delta prospecting. *AAPG, Bull.*, 55, 1137-1154.
- Carrapa, B. & di Giulio, A.** (2000): The sedimentary record of the exhumation of a granitic intrusion into a collisional setting: the lower Gonfolite Group, Southern Alps, Italy. *Sed. Geol.* 129, 217-228.
- Casati, P. & Gnaccolini, M.** (1967): Geologia della Alpi Orobie occidentali. *Riv. It. Paleont. Strat.* 73, 1, 25-162.
- Casati, P. & Gaetani, M.** (1968): Lacune nel Triassico superiore e nel Giurassico del Canto Alto – Monte di Nese (Prealpi Bergamasche). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 87, 719-731.
- Casati, P. & Gaetani, M.** (1979): The Triassic in Lombardy. In: R. Assereto and G. Pisa Field Symposium on Triassic Stratigraphy in Southern Alps. *Field Guide Book*, 73 S.
- Cassinis, G.** (1964): Una faggia saaliana nelle Prealpi bresciane e la sua importanza nei riguardi della stratigrafia permiana. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 14, 273-283.
- Cassinis, G.** (1966): Rassegna delle formazioni permiane dell'Alta Val Trompia (Brescia). *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, 17, 50-66.
- Cassinis, G. & Peyronel Pagliani, G.** (1976): Le Permien des Préalpes lombardes orientales. In: Falke, H. (Ed.), *The Continental Permian in Central, West and South Europe*, NATO Adv. St. Inst. Ser., 22, 148-168.
- Cassinis G.** (1983): Il Permiano nel Gruppo dell'Adamello, alla luce delle ricerche sui coevi terreni delle aree contermini. *Mem. Soc. Geol. It.* 26, 119-132.
- Cassinis, G., Dal Piaz, G.V., Eusebio, A., Gosso, G., Martinotti, G., Massari, F., Milano, P.F., Pennacchioni, G., Perello, M., Pessina, C.M., Roman, E., Spalla, M.I., Tosetto, S. & Zerbato, M.** (1986): Report on a structural and sedimentological analysis in the Uranium province of the Orobie Alps, Italy. *Uranium*, 2, 241-260.
- Castellarin, A.** (1976): Ipotesi paleogeografica sul Bacino del Flysch Sudalpino Cretacico. *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 501-511.
- Castellarin, A. & Vai, G.B.** (1982): Guida alla geologia del Sudalpino. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, Suppl. C., 382 S.
- Castellarin, A., Rossi, P., Selli, L. & Simboli, G.** (1988): The middle Triassic magmatic-tectonic arc development in the Southern Alps. *Tectonophysics*, 146, 79-89.
- Chamberlin, T.C.** (1898): The ulterior basis of time divisions and the classification of geological history. *Jour. Geol.*, 6, 449-462.
- Ciarapica, G.** (1985): Il Trias dell'Unità di Portovenere. In: Ciarapica, G., Passeri, L. & Stoppa, L. *Guida escursione Convegno G. Cappellini, La Spezia*, 21-34.
- Climaco, A., Boni, M., Iannace, A. & Zamparelli, V.** (1997): Platform margins, microbial/serpulids bioconstructions and slope-to-basin sediments in the Upper Triassic of the „Verbicaro Unit“ (Lucania and Calabria, Southern Italy). *Facies*, 36, 37-56.
- Cloetingh, S.** (1991): Tectonics and sea-level changes: a controversy? In Müller, D.W., McKenzie, J.A. & Weissert, H. (Ed.), *Controversies in Modern Geology - Evolution of Geological Theories in Sedimentology, Earth History, and Tectonics*. Academic Press, London, 249-277.
- Coplen, T.B., Kendall, C. & Hopple, J.** (1983): Comparison of stable isotope reference samples. *Nature*, 302(5905), 236-238.
- Cross T.A.** (1988): Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, USA. In: Wil-

- gus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Ed.), Sea-level changes; an integrated approach. *SEPM, Spec. Publ.*, 42, 371-380.
- Cross, T.A.** (1990): Quantitative dynamic stratigraphy. Prentice Hall, Englewood Cliffs. 615 S.
- Cross, T.A.** (1991): High-resolution stratigraphic correlation from the perspectives of base-level cycles and sediment accommodation. In Dolson, J. (Ed.), *Unconformity related Hydrocarbon Exploration and Accumulation in Clastic and Carbonate Settings*. Short Course Notes, Rocky Mountain Association of Geologists, 28-41.
- Cross, T.A., Baker, M.R., Chapin, M.A., Clar, M.S., Gardner, M.H., Hanson, M.S., Lessenger, M.A., Little, L.D., McDonough, K.J., Sonnenfeld, M.D., Valsek, D.W., Williams, M.R. & Witter, D.N.** (1993): Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. In: Eschard, R. & Doligez, B. (Ed.), *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations*, Proceedings of the 7th Exploration and Production Research Conference. Éditions Technip, Paris, 11-33.
- Cross, T.A. & Lessenger, M.A.** (1998): Sediment volume partitioning: rationale for stratigraphic model evaluation and high resolution stratigraphic correlation. In: Gradstein, F.M., Skandvik, K.O. & Milton, N.J., (Ed.), *Sequence stratigraphy – Concepts and Applications*. NPF, Spec. Publ., 8, 171-195.
- Crowley, T.J., Hyde, W.T. & Short, D.A.** (1989): Seasonal cycle variations on the supercontinent of Pangea: Implications for Early Permian vertebrate extinctions. *Geology*, 17, 457-460.
- Curioni, G.** (1855): Sulla successione normale dei diversi membri del terreno Triasico nella Lombardia. *Giorn. I. R. Ist. Lomb. Sc. Lett.*, 7, 204-236.
- De Alessandri, G.** (1899): Osservazioni geologiche sul Cretacico e sull'Eocene della Lombardia. *Atti Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia nat.* 38, 253-320.
- De Donatis, S. & Falletti, P.** (1999): The Early Triassic Servino Formation of the Monte Guglielmo area and relationships with the Servino of Trompia and Camonica valleys (Brescian Prealps, Lombardy). *Mem. di Scienze Geologiche*, 51/1, 91-101.
- Deecke, W.** (1885): Beiträge zur Kenntnis der Raibler Schichten der lombardischen Alpen. *N. Jahrb. Min. Geol. Pal.*, Bd. III, 492-521.
- Del Moro, A., Pardini, G., Quercioli, C., Villa, I.M. & Callegari, E.** (1983): Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, Southern Alps. *Mem. Soc. Geol. It.*, 26/1, 285-299.
- Demicco, R.V. & Hardie, L.A.** (1994): Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. *SEPM, Atlas Series*, 1.
- Dercourt, J., Ricou, L.E. & Vrielynck, B.** (1993): Atlas Tethys paleoenvironmental maps. Gauthier-Villars, Paris, 307 S.
- Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S. & Sandulescu, M.** (2000): Atlas Peri-Tethys, palaeogeographical maps. CCGM/CGMW, Paris, 24 maps and explanatory notes, 269 S.
- De Sitter, L.U. & De Sitter-Koomans, C.M.** (1949): The Geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy. *Leid. Geol. Med.*, 14B, 1-257.
- Dickinson, W.R., Armin, R.A., Beckvar, N., Goodlin, T.R., Janecke, S.U., Mark, R.A., Norris, R.D., Radel, G. & Wortman, A.A.** (1987): Geohistory analysis of rates of sediment accumulation and subsidence for selected California basins. In: Ingersoll, R.V. & Ernst, W.G. (Ed.), *Cenozoic basin development of coastal California*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 1-23.
- Dogliani, C.** (1982): Tettonica triassica nella Valle di Livinallongo (Dolomiti Centrali). Triassic tectonics in Livinallongo Valley, central Dolomites. *Annali della Università di Ferrara*,

- Sezione IX: Scienze Geologiche e Paleontologiche, 8/1, 20 S.
- Dogliani, C.** (1984): Triassic diapiric structures in the central Dolomites (northern Italy). *Eclogae geol. Helv.*, 77/2, S. 261-285.
- Dogliani, C. & Bosellini, A.** (1987): Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geol. Rdsch.*, 76/3, 735-754.
- Dogliani, C. & Goldhammer, R.K.** (1988): Compaction-induced subsidence in the margin of a carbonate platform. *Basin Research* 1, 237-246.
- Donovan A.D., Baum, G.R., Blechschmidt, G.L. Loutit, T.S., Pflum, C.E. & Vail, P.R.** (1988): Sequence stratigraphic setting of the Cretaceous-Tertiary boundary in central Alabama. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Ed.), *Sea-level changes; an integrated approach*. SEPM, Spec. Publ., 42, 299-307.
- Douglas, R.G. & Woodruff, F.** (1981): Deep sea benthic foraminifera. In: Emiliani, C. (Ed.), *The Sea*, vol. 7, Wiley, New York, 1233-1327.
- Dozy, J.** (1935): Über das Perm der Südalpen. *Leid. Geol. Med.*, 7, 41-62.
- Dunham, R. J.** (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG, Mem.*, 1, 108-121.
- Egenhoff, S.O., Peterhänsel, A., Bechstädt, T., Zühlke, R. & Grötsch, J.** (1999): Facies architecture of an isolated carbonate platform: tracing the cycles of the Latemar (Middle Triassic, Northern Italy). *Sedimentology*, 46, 893-912.
- Ehrlich, H.L.** (1996): How microbes influence mineral growth and dissolution. In: Stillings, L.L. (Ed.), *Chemical and biological control on mineral growth and dissolution kinetics*. *Chem. Geol.*, 132/1-4, 5-9.
- Einsele, G.** (2000): *Sedimentary basins*. Springer, Berlin, 792 S.
- Embry, A.** (1988): Triassic sea-level changes: evidence from the Canadian Arctic Archipelago. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & van Wagoner, J.C. (Ed.), *Sea-level changes; an integrated approach*. SEPM, Spec. Publ., 42, 249-259.
- Embry, A.** (1993): Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Can. Jour. Earth. Sci.*, 30, 301-320.
- Embry, A.** (1995): Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In: Steel, R.J., Felt, V.L., Johannesssen, E.P. and Mathieu, C. (Ed.), *Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin*. NPF, Spec. Publ., 5, 1-11.
- Emery, D. & Myers, K.** (Ed.), (1996): *Sequence Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 297 S.
- Emmerich, A., Knopp, S., Bechstädt, T. & Zühlke, R.** (2000) Development of the margin of a Middle Triassic atoll-like buildup: the Latemar, Dolomites, Italy. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* 43: 40.
- Emmerich, A.** (2001): Der Plattformabhang des Latemar – Fazies und geometrische Entwicklung einer mitteltriassischen Karbonatplattform. *Gaea heidelbergensis*, 9, CD-ROM.
- Emmerich, A., Zamparelli, V., Bechstädt, T. & Zühlke, R.** (2005a): The reefal margin and slope of a Middle Triassic carbonate platform: The Latemar (Dolomites, Italy). *Facies* 50/3-4, 573-614.
- Emmerich, A., Tscherny, R., Bechstädt, T., Büker, C., Glasmacher, U.A., Littke, R. & Zühlke, R.** (2005b): Quantified carbonate platform development: the Rosengarten/Catinaccio transect (Middle Triassic, Dolomites, Italy). *Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ.*, eingereicht.
- Emmerich, A., Glasmacher, U.A., Bauer, F., Bechstädt, T. & Zühlke, R.** (2005c): Basin and carbonate platform development in the SW-Dolomites: Rosengarten and Latemar (Meso-/Cenozoic, Northern Italy). *Sed. Geol.*, 175, 415-438.
- Enos, P.** (1991): Sedimentary parameters for com-

- puter modeling. In: Franseen, E.K., Watney, W.L., Kendal, C.G.S.C. & Ross, W. (Ed.), *Sedimentary modeling; computer simulations and methods for improved parameter definition*. Bulletin - Kansas, State Geological Survey, 233: 63-99.
- Epting, M., Unland, W., Schmidt, K. & Christodoulides, A.** (1976): Middle Triassic sediments of selected regions in the Southern Alps (Italy) and their significance for paleogeographic and paleostructural evolution. *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, 151, 1, 1-30.
- Falletti, P. & De Donatis, S.** (1999): Monte Guglielmo Limestone: a middle Anisian carbonate platform in Central Southern Alps (Italy). Abstract, Int. Assoc. Sedimentol.-meeting, Copenhagen, 77-78.
- Faure, G., Assereto, R. & Tremba, E.L.** (1978): Strontium isotope composition of marine carbonates of Middle Triassic to Early Jurassic age, Lombardic Alps, Italy. *Sedimentology*, 25, 523-543.
- Fisher, W.L. & McGowen J.H.** (1967): Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., Trans.*, 17, 105-125.
- Fisher, W.L.** (1969): Facies characterization of Gulf Coast basin delta systems, with Holocene analogues. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., Trans.*, 19, 239-261.
- Flemings, P.B. & Grotzinger, J.P.** (1996): STRATA: Freeware for analyzing classic stratigraphic problems. *GSA today*, 6/12, 1-7.
- Flügel, E.** (2002): Triassic reef patterns. *SEPM, Spec. Publ.*, 72, 391-463.
- Folk, R.L.** (1959): Practical petrographic classification of limestones. *AAPG, Bull.*, 43/1, 1-38.
- Francani, V.** (1967): Il Calcare di Sedrina: una nuova Formazione dell'Hettangiano lombardo. *Riv. It. Paleont. Strat.* 73, 4, 1169, 1180.
- Frazier, D.E.** (1974): Depositional episodes: their relationship to the stratigraphic framework in the Gulf Basin. *Texas University. Bur. Econ. Geol., Circ.*, 74/1, 28 S.
- Frey, M.** (1987): very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: Frey, M. (Ed.), *Low Temperature Metamorphism*. Blackie, Glasgow, 9-58.
- Frisia-Bruni, S., Jadoul, F. & Weissert, H.** (1989): Evinosponges in the Triassic Esino Limestone (Southern Alps): documentation of early lithification and late diagenetic overprint. *Sedimentology*, 36, 685-699.
- Fucini, A.** (1908): Synopsis delle Ammoniti del Medolo. *Atti. Soc. Tosc. Sc. Nat.*, 28, 102 S.
- Gaetani, M.** (1969): Osservazioni paleontologiche e stratigrafiche sull'Anisico delle Giudicarie (Trento). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 75/3, 469-548.
- Gaetani, M.** (1970a): Calcare di Prezzo. *Serv. Geol. d'It., Stud. Ill Carta d'It.*, 4, 33-42.
- Gaetani, M.** (1970b): Fauna Hettangiane della parte orientale della Provincia di Bergamo. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 76, 449-544.
- Gaetani, M.** (1975): Jurassic stratigraphy of the southern Alps: a review. In: Squyres, C. (Ed.), *Geology of Italy, Earth Sc. Soc., Libyan Arab. Republ.*, 377-402.
- Gaetani, M. & Poliani, G.** (1978): Il Toarciano e il Giurassico medio in Albenza (Bergamo). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 84/2.
- Gaetani, M., Gianotti, R., Jadoul, F., Ciarpica, G., Cirilli, S., Lualdi, A., Passeri, L., Pellegrini, M. & Tannoia, G.** (1986): Carbonifero superiore, Permiano e Triassico nell'area Lariana. *Mem. Soc. Geol. It.*, 32, 5-48.
- Gaetani, M. & Gorza, M.** (1989): The Anisian (Middle Triassic) Carbonate Bank of Camorelli (Lombardy, Southern Alps). *Facies*, 21, 41-56.
- Gaetani M., Gnaccolini, M., Jadoul, F. & Garzanti, E.** (1998): Multiorder sequence stratigraphy in the Triassic system of the western Southern Alps. In: de Graciansky, P-C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P. R. (Ed.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, *SEPM, Spec. Publ.*, 60, S. 701-717.

- Galloway, W.E.** (1989a): Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG, Bull.*, 73, 125-142.
- Galloway, W.E.** (1989b): Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, II. Application to the northwest Gulf of Mexico Cenozoic Basin. *AAPG, Bull.*, 73, 143-154.
- Garzanti, E. & Jadoul, F.** (1985): Stratigrafie e paleogeographie del Carnico Lombardo (Sondaggio S. Gallo, Valle Brembana). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 91, 295-320.
- Gelati, R. & Passeri, L.** (1967): Il Flysch di Bergamo: nuova formazione cretacea delle Prealpi lombarde. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 73, 835-850.
- Gelati, R., Cascone, A. & Paggi, L.** (1982): Le unità stratigrafiche aptiano-maastrichtiane delle Prealpi bergamasche. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 88/1, 75-112.
- Gianolla, P. & Jacquin, T.** (1998): Triassic Sequence Stratigraphic Framework of Western European Basins. In: de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Ed.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins.*, SEPM, Spec. Publ., 60, 643-650.
- Gianolla, P., de Zanche, V. & Mietto, P.** (1998): Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): Definition of sequences and basin evolution. *SEPM, Spec. Publ.*, 60, 719-747.
- Ginsburg, R.N., Marszalek, D.S. & Schneidermann, N.** (1971): Ultrastructure of carbonate cements in a Holocene algal reef of Bermuda. *Journ. Sed. Petrol.*, 41, 472-482.
- Gnaccolini, M.** (1965a): Il Trias in Lombardia XV. Calcarea di Zu e argillite di Riva di Solto: Due formazioni del Retico lombardo. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 71/4, 1099-1121.
- Gnaccolini, M.** (1965b): Il Trias in Lombardia X. Sul significato stratigrafico della „Dolomia a Conchodon“. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 71/1, 155-166.
- Gnaccolini, M.** (1971): Sedimentologia dei Conglomerato di Sirone. *Riv. it. Paleont. Strat.*, 77/1, 1-9.
- Gnaccolini, M. & Jadoul, F.** (1988): Un sistema deposizionale delta-laguna-piattaforma carbonatica nel Carnico Lombardo (Triassico Superiore, Alpi Meridionali, Italia). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 93, 447-468.
- Goggin, V. & Jacquin, T.** (1998): A sequence stratigraphic framework of the marine and continental Triassic series in the Paris Basin, France. In: de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Ed.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins.*, SEPM, Spec. Publ., 60, 673-689.
- Goldhammer, R.K. & Harris M.T.** (1989): Eustatic controls on the stratigraphy and geometry of the Latemar buildup (Middle Triassic), the Dolomites of northern Italy. In: Crevello, P. D., Wilson, J. J., Sarg, J. F. Read, J. F. (Ed.), *Controls on carbonate platform and basin development.* SEPM, Spec. Publ., 44, S.323-338.
- Goldhammer, R.K.** (1997): Compaction and decompaction algorithms for sedimentary carbonates. *Jour. Sed. Res.*, 67/1, 26-35.
- Gómez, J.J. & Fernández-López, S.** (1994): Condensation processes in shallow platforms. *Sed. Geol.*, 92, 147-159.
- Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Hardenbohl, J., van Veen, P., Thierry, J. & Huang, Z.** (1994): A Mesozoic time scale. *Jour. Geophys. Res.*, 99/B12, 24,051-24,074.
- Gressly, A.** (1838): *Observations Géologiques sur le Jura Soleurois. Nouvelle Mémoire Société Helvetica. Science Naturelle*, 2, 349 S., Neuchâtel.
- Griffiths, C., Dyt, C., Paraschivoiu, E. & Liu, K.** (2001): Sedsim in hydrocarbon exploration. In: Merriam, D. & Davis, J. (Ed.), *Geologic Modeling and Simulation*, Kluwer Academic, New York, 71-97.
- Gruber, A.** (1931): Triasfossilien der Adamellogruppe. *Verhandl. Geol. R. Anst.*, 1931, 200-205.
- Gunzenhauser, B.** (1985): Zur Geologie und

- Paläogeographie der oligo-miocänen Gonfolute Lombarda zwischen Lago Maggiore und Brianza (Südtessin, Lombardei). Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, NF159, 114 S.
- Hallock, P.** (1981): Production of carbonate sediments by selected large benthic foraminifera on two Pacific coral reefs. *Jour. Sed. Petrol.*, 51, 467-474.
- Haq, B.U.** (1984): Paleooceanography: A synoptic overview of 200 million years of ocean history. In: Haq, B.U. & Milliman, J.D. (Ed.), *Marine Geology and Palaeoceanography of the Arabian Sea and Coastal Pakistan*. Van Nostrand Reinhold, New York, 201-231.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R.** (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Ed.), *Sea-Level Changes - An integrated approach*. SEPM, Spec. Publ., 42, 71-108.
- Harbaugh, J.W.** (1966): Mathematical simulation of marine sedimentation with IBM 7090/7094 computers. *Kansas Geol. Surv. Computer Contrib.*, 1, 52 S.
- Harbaugh, J.W., Watney, W.L., Rankey, E.C., Slingerland, R., Goldstein, R.H. & Franseen, E.K.** (1999): Numerical experiments in stratigraphy; recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations. *SEPM, Spec. Publ.*, 62 S.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Jaquin, T., de Graciansky, P.-C., Farley, M.B. & Vail, P.R.** (1998): Mesozoic-Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jaquin, T., Vail, P.R. & Farley, M.B. (Ed.), *Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM, Spec. Publ. 59, 3-13.
- Harris, M.T.** (1993): Reef fabrics, biotic crusts and syndepositional cements of the Latemar reef margin (Middle Triassic, Northern Italy). *Sedimentology*, 40, 383-401.
- Haywood, A.M., Sellwood, B.W. & Valdes, P.J.** (2000): Regional warming: Pliocene (3Ma) paleoclimate of Europe and the Mediterranean. *Geology*, 28, 12, 1063-1066.
- Hein, U.F.** (1981): Rapporti tra Anomalie di Fluoro e Geochimica delle Fluoriti nell'Ambito delle Serie carbonatiche Mineralizzate a Zn-Pb-F-Ba del Triassico Alpino. *Mem. Soc. Geol. It.*, 22, 83-99.
- Helland-Hansen, W. & Gjelberg, J.G.** (1994): Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective. *Sed. Geol.*, 92, 31-52.
- Helland-Hansen, W. & Martinsen, O.J.** (1996): Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Jour. Sediment. Res.*, B66, 670-688.
- Henrich, R. & Zankl, H.** (1986): Diagenesis of Upper Triassic Wetterstein reefs of the Bavarian Alps. In: Schroeder, J.H. & Purser, B.H., (Ed.), *Reef diagenesis*. Springer, Heidelberg, 245-268.
- Hsü, K.J.** (1971): Origin of the Alps and the western Mediterranean. *Nature*, 233, 44-48.
- Hutton, A.C., Kantsler, A.J., Cook, A.C. & McKirdy, D.M.** (1980): Organic matter in oil shales. *Austr. Petrol. Explor. Jour.* 20, 44-65.
- IES** (1995): PetroMod™ Reference Manual, Version 3.0, IES GmbH, Jülich, 692 S.
- Jadoul, F. & Rossi, P. M.** (1982): Evoluzione paleogeografico-strutturale e vulcanismo triassico nella Lombardia centro-occidentale. In: Castellarin, A. & Vai, G. B. (Ed.), *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. Guide geol. Reg. S.G.I., 143-155.
- Jadoul, F.** (1986): Stratigrafia e Paleogeografia del Norico nelle Prealpi Bergamasche Occidentali. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 91, 479-512.
- Jadoul, F., Berra, F., Frisia, S., Ricchiuto, T. & Ronchi, P.** (1992a): Stratigraphy, paleogeography and genetic model of late Carnian carbonate breccias (Castro Formation, Lombardy, Italy). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 97, 355-392.
- Jadoul, F., Berra, F. & Frisia, S.** (1992b): Stratigraphic and paleogeographic evolution of a carbonate platform in an extensional tectonic

- regime: the example of the Dolomia Principale in Lombardy (Italy). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 98, 1, 29-44.
- Jadoul, F. Gervasutti, M. & Fantini Sestini, N.** (1992c): The Middle Triassic of the Brembana Valley: preliminary study of the Esino platform (Bergamasc Alps). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 98, 3, 299-324.
- James, N.P., Ginsburg, R.N., Marszalek, D.S. & Choquette, P.W.** (1976): Facies and fabric specificity of early subsea cements in shallow Belize (British Honduras) reefs. *Journ. Sed. Petrol.*, 46, 523-544.
- Jervey, M.T.** (1988): Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Ed.), *Sea-level changes; an integrated approach*. SEPM, Spec. Publ., 42, 47-80.
- Johannessen, E.P. & Embry, A.F.** (1989): Sequence correlation: Upper Triassic to Lower Jurassic succession, Canadian and Norwegian Arctic. In Collinson, J.D. (Ed.), *Correlation in Hydrocarbon Exploration*. Norwegian Petroleum Society (NPF), Graham & Trotman, London, 155-170.
- Johannessen, E.P., Mjos, R., Renshaw, D., Dal-land, A. and Jacobsen, T.** (1995): Northern Limit of the „Brent delta“ at the Tampen Spur – a sequence stratigraphic approach for sandstone prediction. In: Steel, R.J., Felt, V.L., Johannessen, E.P. & Mathieu, C. (Ed.), *Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin* NPF, Spec. Publ., 5, 213-256.
- John, B.E. & Blundy, J.** (1992): Thermal and mechanical aspects of granitoid emplacement in the southern Adamello massif, Italy. Abstract, AGU 1992 spring meeting, *Eos Transactions, American Geophysical Union*, 73/14, 275 S.
- Johnson J.G., Klapper, G. & Sandberg, C.A.** (1985): Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 99, 567-587.
- Kälin, V.O & Trümpy, D.M.** (1977): Sedimentation und Paläotektonik in den westlichen Südalpen: Zur triassisch-jurassischen Geschichte des Monte Nudo Beckens. *Eclogae geol. Helv.*, 70, 295-350.
- Keim, L. & Schlager, W.** (2001): Quantitative compositional analysis of a Triassic carbonate platform (Southern Alps, Italy). *Sed. Geol.*, 139, 261-283.
- Kendall, A.C.** (1985): Radial-fibrous calcite: a reappraisal. In: N. Schneidermann & P.M. Harris (Ed.), *Carbonate Cements*. SEPM, Spec. Publ., 36, 59-77.
- Kendall, C.G.S.C., Strobel, J., Cannon, R., Bezdek, J. & Biswas, G.** (1991): The simulation of the sedimentary fill of basins. *Jour. Geophys. Res.*, 96/B4, 6911-6929.
- Kendall, C.G.S.C. & Sen, A.** (1998): Use of sedimentary simulations and measuring the size of eustatic sea level changes: an example from the Neogene of the Bahama. In: Harff, J., Lemke, W. & Stattegger, K. (Ed.), *Computerized modelling of sedimentary systems*. Springer, Berlin, 291-306.
- Kendall, C.G.St.C., Cannon, R.L. & Moore, P.** (2003): Sedpak v. 4.1 Help system. <http://sedpak.geol.sc.edu/doc/help>, University of South Carolina Development Foundation.
- Kleboth, P.** (1982): Stratigraphie und Sedimentologie der höheren Oberkreide und des Alttertiärs der Brianza. *Mem. Sci. Geol. Univ. Padova*, 35, 213-292.
- Klein, G. de V.** (1987): Current aspects of basin analysis. *Sed. Geol.*, 50, 95-118.
- Klein, G. D.** (Ed.), (1994): *Pangea: Paleoclimate, Tectonics, and Sedimentation during Accretion, Zenith, and Breakup of a Supercontinent*. GSA, Special paper, 288, 295 S.
- Knopp, S.** (2002): Fazies und Geometrien am Plattform-/Beckenübergang einer Mitteltriassischen, isolierten Karbonatplattform: Der Latemar, SW-Dolomiten, Italien. *Gaea heidelbergensis*, 10, CD-ROM.
- Köppen, W.** (1931): *Grundriß der Klimakunde*. Leipzig, 388 S.

- Korte, C.** (1999): $^{87}\text{SR}/^{86}\text{SR}$ -, $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ -Evolution des triassischen Meerwassers: geochemische und stratigraphische Untersuchungen an Conodonten und Brachiopoden. Bochumer geol. u. geotechnische Arbeiten, 52, 134 S.
- Krystyn, L.** (1974): Zur Grenzziehung Karn-Nor mit Ammoniten und Conodonten. Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 111/1-14, 47-53.
- Krystyn, L.** (1999): The northwestern margin of the Triassic Tethys; an overview. In: Szekely, B., Dunkl, I., Kuhlemann, J., Frisch-Wolfgang (Ed.), 4th workshop on Alpine geological studies. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A, Geol. Palaeont. Strat., 52, 86-87.
- Kukal, Z.** (1971): Geology of recent sediments. Academic Press, London, 490 S.
- Kutzbach, J. E. & Gallimore, R. G.** (1989): Pangean climates: Megamonsoons of the Megacontinent. Jour. Geophys. Res., 94/D3, 3341-3357.
- Kutzbach, J. E.** (1994): Idealized Pangean climates: Sensitivity to orbital change. In: G. D. Klein (Ed.), Pangea: Paleoclimate, tectonics, and sedimentation during accretion, zenith, and breakup of a supercontinent. GSA, Special paper. 288, 41-55.
- Lakew, T.** (1990): Microfacies and Cyclic Sedimentation of the Upper Triassic (Rhaetian) Calcare di Zu (Southern Alps). Facies, 22, 187-232.
- Lardelli, T.** (1981): Die Tonalelinie im unteren Veltlin. unpubl. Diss. Univ. Zürich, 221 S.
- Laubscher, H.** (1974): The tectonics of subduction in the Alpine system. Mem. Soc. Geol. It., 13/2, 275-283.
- Laubscher, H. & Bernoulli, D.** (1977): Mediterranean and Tethys. In: Nairn, A.E.M., Kaner, W.H., Stehli, F.G. (Ed.), The Ocean Basins and Margins. VI: Mediterranean. 1-28.
- Laubscher, H. & Bernoulli, D.** (1982): History and deformation of the Alps. In: Hsü, K.J. (Ed.), Mountain building processes. Academic Press, London, 169-180.
- Laubscher, H.** (1983): The late alpine (Periadriatic) intrusions and the Insubric line. Mem. Soc. Geol. It., 26/1, 21-30.
- Laubscher, H.** (1985): Large-scale, thin-skinned thrusting in the southern Alps: Kinematic models. Geol. Soc. Amer. Bull., 96, 710-718.
- Lehrmann, D., Enos, P., Montgomery, P., Payne, J., Orchard, M., Bowring, S., Ramezani, J., Martin, M., Jiayong, W., HongMei, W., YouYi, Y., Jiafei, X. & Rongxi, L.** (2002): Integrated biostratigraphy, magnetostratigraphy and geochronology of the Olenikian-Anisian boundary in marine strata of Guandao section, Nanpanjiang Basin, South China: implications for timing of biotic recovery from the end-Permian extinction. In: Piros, O., (Ed.), I.U.G.S. Subcommittee on Triassic Stratigraphy. STS/IGCP 467 Field Meeting, Veszprém, Hungary, 5-8 September, 2002, 7-8.
- Leischner, K.** (1994): Kalibration simulierter Temperaturgeschichten von Sedimentgesteinen. Berichte des Forschungszentrums Jülich, 2909, 309 S.
- Lepsius, R.** (1878): Das Westliche Süd-Tirol, geologisch dargestellt. W. Hertz, Berlin, 375 S.
- Liebig, W.** (1997): Desktop-GIS mit ArcView GIS – Leitfaden für Anwender. Wichmann, Heidelberg, 425 S.
- Lighty, R.G.** (1985): Preservation of internal reef porosity and diagenetic sealing of submerged early Holocene barrier reef, southeast Florida Shelf. In: N. Schneidermann & P.M. Harris (Ed.), Carbonate Cements. Soc. Sediment. Geol., SEPM, Spec. Publ., 36, 123-151.
- Littke, R., Sachsenhofer, R.F., Hantschel, Th. & Wygrala, B.P.** (1993): Absenkungsgeschichte und Kohlenwasserstoffbildung im Oberkarbon des westlichen Emslandes – Eine Simulationsstudie. DGMK-Berichte 459-2, 114 S.
- Loutit, T.S., Hardenbohl, J. & Vail, P.R.** (1988): Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S.,

- Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Ed.), Sea-level changes; an integrated approach. SEPM, Spec. Publ., 42, 183-213.
- Machel, H.G., Mason, R.A., Mariano, A.N., Mucci, A.** (1991): Causes and emission of luminescence in calcite and dolomite. In: Barker, C.E. & Kopp, O.C. (Ed.), Luminescence Microscopy and Spectroscopy – Qualitative and quantitative applications. SEPM, Short Course, 25, 9-25.
- Mariani, E.** (1899): Appunti geologici e paleontologici sui dintorni di Schilpario e sul gruppo della Presolana. Rend. R. Ist. Lomb.Sc. Lett. ser. II, vol. XXXII, 1241-1255.
- Mariani, E.** (1900): Nuove osservazioni geologiche e paleontologiche sul gruppo della Presolana e sulla cima di Camino. Rend. R. Ist. Lomb.Sc. Lett. ser. II, vol. XXXIII, 1249-1260.
- Marshall, J.F.** (1986): Regional distribution of submarine cements within an epicontinental reef system: Central Great Barrier Reef, Australia. In: Schroeder, J.H. & Purser, B.H. (Ed.), Reef diagenesis. Springer, Heidelberg, 8-26.
- Masetti, D., Neri, C., Stefani, M., & Zanella, R.** (1988): Cicli e tempesti del „Retico“ delle Dolomiti di Brenta. Mem. Soc. Geol. Ital., 30 (1985), 267-283.
- Masetti, D., Stefani, M. & Burchell, M.** (1989): Asymmetric cycles in the Rhaetic facies of the Southern Alps: Platform-basin interactions governed by eustatic and climatic oscillations. Riv. It. Paleont. Strat. 94, 3, 401-424.
- Mason, R.A. & Mariano, A.N.** (1989): Cathodoluminescence and chemistry of synthetic calcites. In: Theoretical Aspects and Practical Applications of Cathodoluminescence, British Sedimentological Research Group Workshop Meeting, Manchester. Abstract volume, 14.
- Maul, B.** (1991): Vom vadosen Bereich zur Anchimetamorphose. Diagenese des Oberen Wettersteinkalks der westlichen Nördlichen Kalkalpen: Doktorarbeit Univ. Freiburg, unpubl., 180 S.
- Maurer, F.** (1999): Wachstumsanalyse einer mitteltriadischen Karbonatplattform in den westlichen Dolomiten (Südalpen). Eclogae geol. Helv., 92, 361-378.
- McCartney, J.T. & Teichmüller, M.** (1972): Classification of coals according to the degree of coalification by the reflectance of vitrinite components. Fuel, 51, 64-68.
- McKenzie, D.** (1978): Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters, 40, 25-32.
- McKenzie, D. & Fairhead, D.** (1997): Estimates of the effective elastic thickness of the continental lithosphere from Bouguer and free air gravity anomalies. Jour. Geophys. Res., 102/B12, 27523-27552.
- McRae, T.A.** (1983): Contact metamorphism of the Adamello Complex. Journal of the Geological Society of London, 139/3, 367.
- McRoberts, C. A.** (1994): The Triassic-Jurassic ecostratigraphic transition in the Lombardian Alps, Italy. Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol., 110, 145-166.
- Miall, A.D.** (1986): Eustatic sea-level changes interpreted from seismic stratigraphy: a critique of the methodology with particular reference to the North Jurassic record. AAPG, Bull., 70, 131-137.
- Miall, A.D.** (1990): Principles of sedimentary basin analysis. Springer, New York, 668 S.
- Michalík, J.** (1980): A paleoenvironmental and paleoecological analysis of the West Carpathian part of the Northern Tethys nearshore region of the latest Triassic time. Riv. It. Paleont. Strat. 85, 3-4, 1047-1064.
- Mitchum R.M., Vail, P.R., Todd, R.G. & Sangree, J.B.** (1976): Regional seismic interpretation using sequences and eustatic cycles. AAPG, Bull., 60/4, 699 S.
- Mitchum R.M., Vail, P.R. & Thompson, S. III** (1977a): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Explora-

- tion. AAPG, Mem., 26, 53-62.
- Mitchum R.M., Vail, P.R., & Sangree, J.B.** (1977b): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6, stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG, Mem., 26, 117-133.
- Mitchum, R. M. & van Wagoner, J.C.** (1991): High frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high frequency eustatic cycles. *Sediment. Geol.*, 70, 135-144.
- Montanari, L.** (1977): Contribuito alla conoscenza del Domeriano nelle Prealpi Lombarde. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13.
- Moore, C.H. & Haydari, E.** (1993): Burial diagenesis and hydrocarbon migration in platform limestones: a conceptual model based on the Upper Jurassic of the Gulf Coast in the U.S.A. In: Horbury, A.D. & Robinson, A.G., (Ed.), *Diagenesis and basin development*. *Studies in geology*, 36, AAPG, Tulsa, 213-230.
- Mork, A., Embry, A.F. & Weitschat, W.** (1989): Triassic transgressive-regressive cycles in the Sverdrup Basin, Svalbard and the Barents Shelf. In Collinson, J.D. (Ed.), *Correlation in Hydrocarbon Exploration*. Norwegian Petroleum Society (NPF), Graham & Trotman, London, 113-130.
- Mount, J.F.** (1984): Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology*, 12, 432-435.
- Mundil, R., Brack, P., Meier, M., Rieber, H. & Oberli, F.** (1996): High resolution U/Pb dating of Middle Triassic volcanoclastics: time-scale calibration and verification of tuning parameters for carbonate sedimentation. *Earth and Planetary Science Letters*, 141, 137-151.
- Mundil, R., Zühlke, R., Bechstäd, T., Brack, P., Egenhoff, S.O., Meier, M., Oberli, F., Peterhänsel, A. & Rieber, H.** (2003) Cyclicities in Triassic platform carbonates: synchronizing radio-isotopic and orbital clocks. *Terra Nova* 15/2, 81-87.
- Mutti, M.** (1994): Association of tepees and paleokarst in the Ladinian Calcare Rosso (Southern Alps, Italy). *Sedimentology*, 41, 621-641.
- Mutti, M. & Weissert, H.** (1995): Triassic monsoonal climate and its signature in Ladinian-Carnian carbonate platforms (Southern Alps, Italy). *Jour. Sed. Res.* B65/3, 357-367.
- Muttoni, G., Erba, E., Kent, D.V. & Bachtadse, V.** (2005): Mesozoic Alpine facies deposition as a result of past latitudinal plate motion. *Nature*, vol. 434, 59-63.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (NACSN)** (1983): North American stratigraphic code. AAPG, Bull., 67, 841-875.
- Nystuen, J.P.** (1998): History and development of sequence stratigraphy. In: Gradstein, F.M., Sandvik, K.O., and Milton, N.J. (Ed.), *Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications*. NPF Spec. Publ., 8, 31-116.
- Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D.** (2000): Cathodoluminescence in Geosciences. Springer, Heidelberg, 514 S.
- Pálffy, J., Smith, P.L. & Mortensen, J.K.** (2000): U/Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ time scale for the Jurassic. *Can. Jour. Earth Sci.*, 37/6, 923-944.
- Pálffy, J., Parrish, R.R., David, K. & Vörös, A.** (2003): Mid-Triassic integrated U-Pb geochronology and ammonoid biochronology from the Balaton Highland (Hungary). *Journal of the Geological Society, London*, 160, 271-284.
- Paola, C.** (2000): Quantitative models of sedimentary basin filling. *Sedimentology*, 47 (supplement): 121-179.
- Parona, C. F.** (1889): Studio monografico della fauna Raibliana di Lombardia. Tip. Fusi, Pavia, 156 S.
- Parrish, J. T.** (1993): Climate of the Supercontinent Pangea. *Journal of Geology.*, 101, 215-233.
- Passeri, L.D.** (1969): Marne di Bruntino. *Studi ill. Carta geol. d'It.*, 2, 1-9.
- Picotti, V. & Cobianchi, M.** (1996): Jurassic

- periplatform sequences of the Eastern Lombardian Basin (Southern Alps). The deep-sea record of the tectonic evolution, growth and demise history of a carbonate platform. *Mem. Sci. Geol.* 48. 171-219.
- Pisa, G.** (1974): Stratigraphische Tabelle der Südalpinen Trias. In: Zapfe, H. (Ed.), *Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias*. Österr. Akad. Wiss., Schrift. erdwiss. Komm., 2, 160 S., Wien.
- Poelchau, H.S., Baker, D.R., Hantschel, Th., Horsfield, B. & Wygrala, B.** (1997): Basin Simulation and the Design of the Conceptual Basin Model. In: Welte, D.H., Horsfield, B., Baker, D.R. (Ed.), *Petroleum and Basin Evolution*. Springer, Berlin, 535 S.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. & Vail, P.R.** (1988): Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Ed.), *Sea-level changes; an integrated approach*. SEPM, Spec. Publ., 42, 109-124.
- Posamentier, H.W. & Vail, P.R.** (1988): Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and system tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Ed.), *Sea-level changes; an integrated approach*. SEPM, Spec. Publ., 42, 125-154.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P. & Tesson, M.** (1992): Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *AAPG, Bull.*, 76, 1687-1709.
- Posamentier, H.W. & James, D.P.** (1993): An Overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. and Allen P. (Ed.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Int. Assoc. Sedimentolo., Spec. Publ., 18, 3-18.
- Price, L.C. & Barker, C.E.** (1985): Suppression of vitrinite reflectance in amorphous rich kerogen – A major unrecognized problem. *Jour. Petr. Geol.* 8, 1, 59-84.
- Radke, M.** (1988): Application of aromatic compounds as maturity indicators in source rocks and crude oils. *Marine and Petroleum Geochemistry*, 2, 141-207.
- Rasmuss, H.** (1912): Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des südöstlichen Alta Brianza. *Geol. u. Pal. Abh.*, 10.
- Rasmussen, A., Kristensen, S.E., van Veen, P.M., Stolan, T. & Vail, P.R.** (1993): Use of sequence stratigraphy to define a semi-stratigraphic play in Anisian sequences, southwestern Barents Sea. In: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahm-Stammes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E. & Lund, T.B. (Ed.). *Arctic Geology and petroleumpotential*. - Norwegian Petroleum Society, Spec. Publ., 2, 439-455, Tromsø/Norway.
- Reijmer, J.J.G., Sprenger, A., ten Kate-W.G.H.Z., Schlager, W., Krystyn, L.** (1994): Periodicities in the composition of Late Triassic calciturbidites (Eastern Alps, Austria). *Int. Assoc. Sedimentolo. Spec. Publ.*, 19, 323-343.
- Riklin, K.** (1983): Kontaktmetamorphose permischer Sandsteine im Adamello-Massiv (Nord Italien). Diss. ETH Zürich Nr. 7415.
- Ross, C.A. & Ross, J.R.P.** (1988): Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Ed.), *Sea-level changes; an integrated approach*. SEPM, Spec. Publ., 42, 227-247.
- Ross, W.C.** (1991): Cyclic stratigraphy, sequence stratigraphy, and stratigraphic modeling from 1964 to 1989: Twenty-five years of progress? In: Franseen, E.K., Watney, W.L., Kendall, G.St.C.K and Ross, W. (Ed.), *Sedimentary modeling: Computer simulations and methods for improved parameter definition*. *Can. Geol. Surv., Bull.*, 233, 4-8.
- Rossetti, R.** (1966): Considerazioni sui rapporti tra le diverse facies ladiniche nella zona del Pizzo Camino e della Concarena (Bresciano

- nord-occidentale). *Atti dell'Istituto Geologico della Universita di Pavia*, 17, 124-142.
- Rozanski, K., Araguas, A.L. & Gonfiantini, R.** (1992): Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science*, 258/5084, 981-985.
- Rüffer, T.** (1999): Sedimentation und Faziesräume in der nordalpinen Trias. In: Hauschke, N. & Wilde, V. (Ed.), *Trias – Eine ganz andere Welt*. 175-204.
- Russo, F., Mastandrea, A., Stefani, M. & Neri, C.** (2000): Carbonate facies dominated by syndepositional cements: a key component of Middle Triassic platforms - The Marmolada case history. (Dolomites, Italy). *Facies* 42, 211-226.
- Salomon, W.** (1901): Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe, Teil 1&2. *SB. Akad. Wiss. Berlin, phys.-math. Cl.*, 170-185, 729-747.
- Salomon, W.** (1908): Die Adamellogruppe, ein alpines Zentralmassiv und seine Bedeutung für die Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen, Teil I & II. *Abh. K. K. Geol. R.A.*, 21/1, 433S.
- Satterly, A.K., Marshall, J.D. & Fairchild, I.J.** (1994): Diagenesis of an Upper Triassic reef complex, Wilde Kirche, Northern Calcareous Alps, Austria. *Sedimentology*, 41, 935-950.
- Sawyer, D.S. & Harry, D.L.** (1991): Dynamic modelling of divergent margin formation: application to the U.S. Atlantic margin. *Marine Geol.*, 102, 29-42.
- Schirolli, P.** (1997): La successione liassica nelle Prealpi Bresciane centro-occidentali (Alpi meridionali, Italia); stratigrafia, evoluzione paleogeografico-strutturale ed eventi connessi al rifting. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, 6, Serie speciale, 137.
- Schlager, W. & Schöllnberger, W.** (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtenfolge der Nördlichen Kalkalpen. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 66/67, 165-193.
- Schlager, W. & Ginsburg, R.N.** (1981a): Bahamas carbonate platforms – the deep and the past. *Marine Geology*, 44, 1-24.
- Schlager, W.** (1993): Accommodation and supply – a dual control on stratigraphic sequences. In: Cloetingh, S., Sassi, W., Horvath, F. & Puigdefàbregas, C. (Ed.), *Basin Analysis and Dynamics of Sedimentary Basin Evolution*. *Sediment. Geol.*, 86, 111-136.
- Schlager, W., Reijmer, J.J. & Droxler, A.** (1994): Highstand shedding of carbonate platforms. *Jour. Sediment. Petrol.*, B64, 270-281.
- Schlager, W.** (2000): Sedimentation rates and growth potential of tropical, cool-water and mud-mound carbonate systems. In: Insalaco, E., Skelton, P.W. & Palmer, T.J. (Ed.), *Carbonate platform systems: components and interactions*. *Geological Society Spec. Publ.*, 178, 217-227.
- Schönborn, G.** (1992): Alpine tectonics and kinematic models of the Central Southern Alps. *Mem. di Scienze Geol.*, XLIV 229-393.
- Sciunnach, D., Garzanti, E. & Confalonieri, M.P.** (1999): Stratigraphy and petrography of Upper Permian to Anisian terrigenous wedges (Verrucano Lombardo, Servino, and Bellano Formations; western Southern Alps). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 102, 27-48.
- Sciunnach, D.** (2001): Benthic foraminifera from the upper Collio Formation (Lower Permian, Lombardy, Southern Alps): implications for the palaeogeography of the peri-Tethyan area. *Terra Nova*, 13/2, 150-155.
- Sclater, J.G. & Christie, P.A.** (1980): Continental stretching: an explanation of the post-mid Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. *Jour. Geophys. Res.* 85, 3711-3739.
- Senowbari-Daryan, B., Zühlke, R., Bechstädt, T. & Flügel, E.** (1993): Anisian (Middle Triassic) buildups of the Northern Dolomites (Italy): the recovery of reef communities after the Permian/Triassic crisis. *Facies*, 28, 181-256.
- Shinn, E.A., Halley, R.B., Hudson, J.H. & Lidz, B.H.** (1977): Limestone compaction – an enigma. *Geology*, 5/1, 21-24.

- Sloss, L.L.** (1959): Paleozoic stratigraphy in the Montana area. AAPG, Bull., 34, 423-451.
- Sloss, L.L.** (1962): Stratigraphic models in exploration. Jour. Sedim. Petrol., 32, 415-422.
- Sloss, L.L.** (1963): Sequences in the cratonic interior of North America. Geol. Soc. Am. Bull., 74, 93-124.
- Speciale, A.** (1967): Il trias in Lombardia (studi geologici e paleontologici); XXI, Fossili del trias medio delle valli Trompia e Sabbia. Riv. It. Paleont. Strat., 73/4, 1055-1131.
- Stach, E., Mackowsky, M., Teichmüller, M., Taylor, G.H., Chandra, D. & Teichmüller, R.** (1982): Stach's textbook of coal petrology. Gebr. Bornträger, Berlin, 535 S.
- Steckler, M.S. & Watts, A.B.** (1978): Subsidence of Atlantik-type continental margin of New York. Earth. Planet. Sci. Lett., 41, 1-13.
- Steel, R.J., Felt, V.L., Johanessen, E.P. and Mathieu, C.** (Ed.), (1995): Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin NPF, Spec. Publ., 5, 608 S.
- Steinmann, G.** (1905): Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefsee-Absätze und der ophiolithischen Massengesteine. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br., 16, 44-65.
- Steinmann, G.** (1925): Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? Geol. Rdsch., 16, 435-468.
- Stoppani, A.** (1857): Studi geologici e paleontologici sulla Lombardia. Turati, Milano, 16 S.
- Stoppani, A.** (1858): Les pétrifications d'Esino ou description des fossils appartenants au dépôt supérieur des environs d'Esino en Lombardie. Paléont. Lombarde, 1, Milano, 360 S.
- Stoppani, A.** (1859): Rivista geologica della Lombardia in rapporto alla carta geologica di questo paese pubblicata da F. Hauer. Appendice: Documenti in prova della tesi sostenuta nella presente memoria ed in aggiunta agli studi geologici e paleontologici sulla Lombardia. Atti Soc Geol. res. in Milano, 1/3, 190-316.
- Strasser, A. & Samankassou, A.** (2003): Carbonate Sedimentation Rates Today and in the Past: Holocene of Florida Bay, Bahamas, and Bermuda vs. Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Jura Mountains (Switzerland and France). Geologica Croatica, 56/1, 1-18.
- Stüwe, K.** (2000): Geodynamik der Lithosphäre. Springer, Berlin, 405 S.
- Suess E.** (1869): Über das Rothliegende im Val Trompia. Sitzung K. Akad. Wissensch., Bd. LIX, 13 S.
- Sweeney, J.J. & Burnham, A.K.** (1990): Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. AAPG, Bull., 74, 1559-1570.
- Taylor, G.H., Teichmüller, M., Davis, A., Diessel, C.F.K., Littke, R. & Robert, P.** (1998): Organic Petrology. Gebrüder Bornträger, Berlin, 704 S.
- Teichmüller, M. & Teichmüller, R.** (1954): Die stoffliche und strukturelle Metamorphose der Kohle. Geol. Rdsch. 42, 265-296.
- Terranini, D.** (1958): Studio paleontologico del Norico di Songavazzo (Bergamo). Riv. It. Paleont. Strat., LX, 95-124.
- Tissot, B.P. & Welte, D.H.** (1984): Petroleum formation and occurrence. Springer, Heidelberg, 699 S.
- Tissot, B.P., Pelet, R. & Ungerer, P.H.** (1987): Thermal history of sedimentary basins, maturation indices, and kinematics of oil and gas generation. AAPG, Bull., 71, 12, 1445-1466.
- Tommasi, A.** (1882): Il Trias inferiore nelle nostre Alpi coi suoi glacimenti metalliferi- Il Pizzo dei Tre Signori. Vallardi, Milano, 71 S.
- Tommasi, A.** (1896): La fauna del Trias inferiore nel versante meridionale delle Alpi. Paleont. Ital., I, 43-76.
- Tommasi, A.** (1901): Contribuzione alla paleontologia della Valle del Dezzo. Mem. R. Ist. Lomb., Cl. Sc. Mat. Nat., vol. XIX, 49-65.
- Tommasi, A.** (1903): Revisione della fauna a molluschi della Dolomia Principale di Lombardia. Paleont. Ital., IX, 95-124.
- Trümpy, R.** (1982): Alpine palaeogeography: a reappraisal. In: Hsü, K.J. (Ed.), Mountain building processes. Academic Press, London,

- 149-156.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P.** (1990): Carbonate sedimentology. Blackwell, Oxford, 482 S.
- Turcotte, D.L. & Schubert, G.** (1982): Geodynamics applications of continuum physics to geological problems. Wiley, 450 S.
- Unland, W.** (1975): Sedimentary and diagenetic environments of the Dosso dei Morti-Limestone/Giudicarie (Lower and Middle Anisian, Italy). *N. Jahrb. Min. Geol. Pal., Monatshefte*, v.1975, 54-64.
- Vail, P.R. & Sangree, J.B.** (1971): Time stratigraphy from seismic data. *AAPG, Bull.*, 55/2, 367-368.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Jr., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S. III, Sangree, J.B., Bubb, J.N. & Hatlelid, W.G.** (1977a): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG, Mem., 26, 49-212.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Thompson, S. III** (1977b): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3, Relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG, Mem., 26, 63-81.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Thompson, S. III** (1977c): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4, Global cycles of relative changes of sea level. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG, Mem., 26, 83-97.
- Vail P.R., Collin, J.P., Du Chene, R.J., Kuchly, J., Mediavilla, F. & Trifilieff, V.** (1987): Sequence stratigraphy and its application to the chronostratigraphic correlation of the Paris basin Jurassic. *Soc. Geol. France., Bull.*, 8, 1301-1321.
- van Hinte, J.E.** (1978): Geohistory analysis; application of micropaleontology in exploration geology. *AAPG, Bull.*, 62/2, 201-222.
- van Wagoner, J. C.** (1985): Reservoir facies distribution as controlled by sea-level change. *SEPM, Annual Midyear Meeting, Golden, Colorado, Abstr.*, 2, 91 S.
- van Wagoner, J. C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbohl, J.** (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Ed.), *Sea-level changes; an integrated approach*. *SEPM, Spec. Publ.*, 42, 39-45.
- van Wagoner, J. C.** (1995): Overview of Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits; Terminology, Summary of papers, and glossary of Sequence Stratigraphy. In: Van Wagoner, J. C. & Bertram, G. T. (Ed.), *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits*. AAPG, Mem., 64, ix-xxi S.
- Varisco, A.** (1881): Carta geologica della Provincia di Bergamo, 1:75000, con note illustrativa. Bergamo.
- Venzo, S.** (1954): Stratigrafia e tettonica del Flysch (Cretacico-Eocene) del bergamasco e della Brianza orientale. *Mem. desc. Carta geol. d'Italia*, 31.
- von Freiberg, B.** (1965): Cyklen und stratigraphische Einheiten im Mittleren Keuper Nordbayerns. *Geologica Bavaria*, 55, 130-145.
- von Hauer, F.R.** (1855): Allgemeiner Bericht über die geologischen Arbeiten der Section IV der K. K. Geol. Reichsanstalt. *Jahrb. K. K. Geol. Reichsanstalt*, Bd. VI, 741-749.
- von Mojsisovics, E.** (1880): Über heteropische Verhältnisse im Triasgebiete der lombardischen Alpen. *Jahrb. K. K. Geol. Reichsanstalt*, Bd. XXX, H. VI, 695-718.
- von Mojsisovics, E.** (1882): Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. *Abh. K. K. Geol. Reichsanstalt*, Bd X, 1-322.
- von Richthofen F.** (1860): Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und der Scisser Alpen in Süd-Tyrol. 327 S., Perthes.
- Wachter, E. & Hayes, J.M.** (1985): Exchange of

- oxygen isotopes in carbon-dioxide phosphoric acid systems. *Chem. Geol.*, 52: 365-374.
- Walther, J.** (1894): Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft. *Lithogenesis der Gegenwart*, Bd. 3, 535-1055.
- Wang, H., Chu, X., Liu, B., Hou, H. & Ma, L.** (1994): Atlas of the paleogeography of China. Inst. of Geology, Chinese Acad. of Geol. Sci., Wuhan College of Geol.
- Watts, A.B. & Ryan, W.B.F.** (1976): Flexure of the lithosphere and continental margin basins. *Tectonophysics*, 36(1-3), 25-44.
- Watts, A.B. & Steckler, M.S.** (1979): Subsidence and eustacy at continental margin of eastern North America. In: Talwani, M., Hay, W. & Ryan, W.B.F. (Ed.), *Deep drilling results in the Atlantic Ocean, continental margins and paleoenvironment*. Maurice Ewing Ser. 3, Am Geophys. Union, 218-234.
- Watts, A.B., Karner, G.D. & Steckler, M.S.** (1982): Lithosphere flexure and the evolution of sedimentary basins. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, ser. A. 305, 249-281.
- Watts, A.B.** (2001): Isostasy and flexure of the lithosphere. Cambridge Univ. Press., 458 S.
- Weissert, H.** (1979): Die Paläoozeanographie der südwestlichen Tethys in der Unterkreide. *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich*, 226 S.
- Weissert, H., McKenzie, J. A. & Hochuli, P.** (1979): Cyclic anoxic events in the Lower Cretaceous Tethys Ocean. *Geology*, 7, 147-151.
- Weissert, H.** (1981): Depositional processes in an ancient pelagic environment: the Lower Cretaceous Maiolica of the Southern Alps. *Eclogae geol. Helv.*, 74/2, 339-352.
- Welte, D.H., Horsfield, B. & Baker, D.R.** (1997): Petroleum and basin evolution. Springer, Berlin, 535 S.
- Welte, D.H. & Yalcin, M.N.** (1988): Basin modelling – A new comprehensive method in petroleum geology. *Org. Geochem*, 13/1-3, 141-151.
- Wheeler, H.E.** (1958): Time-stratigraphy. AAPG, Bull., 42, 1047-1063.
- Wheeler, H.E.** (1959): Note 24 – unconformity-bounded units in stratigraphy. AAPG, Bull., 43, 1975-1977.
- Wheeler, H.E.** (1964): Baselevel, lithosphere surface, and time-stratigraphy: GSA, Bull., 75, 599-609.
- Wild, R.** (1989): Aetosaurus (Reptilia: Thecodontia) from the Upper Triassic (Norian) of Cene near Bergamo, Italy, with revision of the genus. *Riv. Mus. Civ. Sc. Nat. „E.Caffi“*, 14, 1-24.
- Wilson, J.L.** (1975): Carbonate facies in geologic history. Springer, Berlin, 471S.
- Winterer, E. L. & Bosellini, A.** (1981): Subsidence and Sedimentation on Jurassic Passive Continental Margin, Southern Alps. Italy. AAPG, Bull., 65/3, 394-421.
- Winterer E. L.** (1998): Paleobathymetry of mediterranean Tethyan Jurassic pelagic sediments. *Mem. Soc. Geol. It.*, 53, 97-131.
- Wissman, H. L.** (1841): Beiträge zur Geognosie und Petrefactenkunde des südöstlichen Tirols, vorzüglich der Schichten von St. Cassian. In: Münster, G. (Ed.), *Münsters Beiträge zur Petrefactenkunde*.
- Wright, V.P.** (1992): A revised classification of limestones. *Sediment. Geol.*, 76, 177-185.
- Wygrala, B. P.** (1989): Integrated study of an oil field in the Southern Po-basin, Northern Italy. *Ber. Forschungszentrum Jülich*, 2313, 217 S.
- Yalcin, M.N., Littke, R. & Sachsenhofer, R.F.** (1997): Thermal history of sedimentary basins. In: Welte, D. H., Horsfield, B., Baker, D. R. (Ed.), *Petroleum and basin evolution; insights from petroleum geochemistry, geology and basin modeling*. Springer, Berlin, 73-167.
- Zeeh, S., Kuhlemann, J., Herlec, U., Keppens, E. & Bechstädt, T.** (1995): Carbonate cements as a tool for fluid flow reconstruction: a study in parts of the eastern Alps (Austria, Germany, Slovenia). *SEPM, Spec. Publ.*, 57, 167-181.
- Zeeh, S. & Bechstädt, T.** (1994): Carbonate-hosted Pb-Zn mineralization at Bleiberg-

- Kreuth (Austria): compilation of data and new aspects. In: Fontboté, L. & Boni, M. (Ed.), Sediment-hosted Zn-Pb ores. Springer, Heidelberg, 271-296.
- Ziegler, P.A.** (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell, Amsterdam, 239 S.
- Zingg, A., Hunziker, J.C., Frey, M. & Ahrendt, H.** (1976): Age and degree of metamorphism of the Canavese Zone and of the sedimentary cover of the Sesia Zone. Bull. Suisse de Mineralogie et Petrographie, 56/2, 361-375.
- Zühlke, R.** (2000): Fazies, hochauflösende Sequenzstratigraphie und Beckenentwicklung im Anis (Mittlere Trias) der Dolomiten (Südalpin, Italien). Gaea heidelbergensis, 6, CD-Rom, 381 S.
- Zühlke, R., Bechstädt, T. & Mundil, R.** (2003): Sub-Milankovitch and Milankovitch forcing on a model Mesozoic carbonate platform - the Latemar (Middle Triassic, Italy). Terra Nova 15, 2, 69-80.
- Zühlke, R.** (2004): Integrated cyclostratigraphy of a model Mesozoic carbonate platform – the Latemar (Middle Triassic, Italy). In: D'Argenio, B., Fisher, A., Premoli Silva, I. & Weissert, H. (Ed.), Cyclostratigraphy – an essay of approaches and case histories. SEPM, Spec. Publ., 81, in Druck.

LISTE DER ABBILDUNGEN

Abb. 1.1:	Schema der Datengewinnung und Verarbeitung in einem GIS	4
Abb. 1.2:	Position und Abgrenzung der Lombardischen Alpen	6
Abb. 1.3:	Vergleich und stratigraphische Einstufung der aufgeschlossenen Lithologien	7
Abb. 1.4:	Paläogeographische Entwicklung	34
Abb. 1.5a:	Paläogeographische Karte der westliche Tethys während des Ladin/Karn	36
Abb. 1.5b:	Schematische paläogeographische Karte für das Ladin/Karn	36
Abb. 1.6:	Paläogeographie während des Unterjura	37
Abb. 1.7:	Paläogeographie während der Oberkreide	38
Abb. 1.8:	Palinspastische Rekonstruktion der Lombardischen Alpen	39
Abb. 1.9:	Strukturelle Bilanzierung von Pizzo Camino und Monte Pora-Einheit	40
Abb. 1.10:	Klimamodell der Pangaea für die Obertrias	42
Abb. 2.1:	Aufbau und Arbeitsweise eines Geo-Informationssystems	45
Abb. 2.2:	Ausschnitt des zur Verfügung stehenden Basisdatensatzes	47
Abb. 2.3:	Erzeugung eines Dreiecksnetzwerkes	48
Abb. 2.4:	Berechnetes digitales Höhenmodell des Concarena- und Pizzo Camino-Massivs	49
Abb. 3.1:	Diagramm der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gegen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte	59
Abb. 4.1:	Lagekarte der aufgenommenen Panoramabilder	62
Abb. 4.2:	Skizze und Photographien der Ostwand der Concarena	63
Abb. 4.3:	Lagune und Riffgürtel der Concarena	64
Abb. 4.4:	Zeichnung und Panorama der Nordwestwand der Cima della Baccetta	66
Abb. 4.5:	Plattform-Beckenübergänge der Pizzo Camino-Karbonatplattform	69
Abb. 4.6:	Panorama des Plattform-Beckenüberganges der Pora-Karbonatplattform	71
Abb. 4.7:	Sedimentologische Interpretation des Pora-Transektes	73
Abb. 5.1:	Geometrische Ablagerungsmuster	77
Abb. 5.2:	Sequenzstratigraphische Einstufung nach dem Exxon-Modell	79
Abb. 5.3:	Zyklenausbildung im Laufe einer Base Level Fluktuation	83
Abb. 5.4:	A/S-Lineal von Cross & Lessenger	84
Abb. 5.5:	Verschiedene sequenzstratigraphische Einstufungen der Schichtfolge	86
Abb. 5.6:	Aufgeschlossene Schichtenfolge entlang der zwei untersuchten Transekte	89
Abb. 6.1:	Flussdiagramm der integrierten quantitativen Beckenmodellierung	102
Abb. 6.2:	Schematische Darstellung der verschiedenen Subsidenzkomponenten	103
Abb. 6.3:	Vergleich zwischen hydrostatischer und flexureller Isostasie	104
Abb. 6.4:	Effektive elastische Lithosphärenmächtigkeit der ozeanischen Lithosphäre	105
Abb. 6.5:	Effektive elastische Lithosphärenmächtigkeit der kontinentalen Lithosphäre	105
Abb. 6.6:	Verschiedene Porositäts-Teufen-Beziehungen	106
Abb. 6.7:	Tiefenabhängige Funktion der Karbonatproduktion	108
Abb. 6.8:	Schematisches Zellen-basiertes Modell der Sedimentation	110
Abb. 6.9:	Kumulativen Mächtigkeit des 2D-Transektes	112
Abb. 7.1:	Flussdiagramm der 1D-thermischen Beckenmodellierung	116
Abb. 7.2:	Kalibration der Subsidenzgeschichte im Bereich des 1D-Profiles (Monte Pora)	118
Abb. 7.3:	Inputdaten der 1D-thermischen Modellierung des Monte Pora-Profiles	122
Abb. 7.4:	Zeit-Breitendiagramm zur Abschätzung der Paläooberflächentemperaturen	124
Abb. 7.5:	Versenkungsgeschichte des modellierten 1D-Profiles	125
Abb. 7.6:	Versenkungsgeschichte des modellierten 1D-Profiles	127

Abb. 8.1:	Numerische 2D-Rückwärtsmodellierung (Flexurisostasie)	132
Abb. 8.2:	Lage des definierten 2D-Transekts	133
Abb. 8.3:	Verwendete eustatische Meeresspiegelkurve	134
Abb. 8.4:	Totale Subsidenz ausgewählter Profile des südlichen Val Camonica	139
Abb. 8.5:	Totale Subsidenz ausgewählter Profile der Concarena	140
Abb. 8.6:	Subsidenzkomponenten ausgewählter Profile des südlichen Val Camonica	143
Abb. 8.7:	Subsidenzkomponenten ausgewählter Profile der Concarena	145
Abb. 8.8:	Zeit-Teufen-Diagramme (südliches Val Camonica und Concarena)	147
Abb. 9.1:	Ablagerungsprofil für siliziklastische Sedimente in Phil 1.5	154
Abb. 9.2:	Profil der karbonatischen Sedimentation in Phil 1.5	155
Abb. 9.3:	In Phil 1.5 verwendete Funktion der Karbonatproduktion	155
Abb. 9.4:	Spezifischen Variablen der Erosion in Phil 1.5	158
Abb. 9.5:	Silizikl. Sedimentflux, eustatischer Meeresspiegel und Hiatus	161
Abb. 9.6:	Karbonatproduktion der Angolo-Formation/Calcare di Camorelli-Karbonatbank	165
Abb. 9.7:	Ermittelte Funktionen der Karbonatproduktion (Pora-Karbonatplattform)	166
Abb. 9.8:	Ermittelte Funktionen der Karbonatproduktion (Concarena-Karbonatplattform)	166
Abb. 9.9:	Vergleich verschiedener Karbonatproduktionsraten	168
Abb. 9.10:	Vergleich von Aufschlussdaten und 1D-Profil (Concarena-Karbonatplattform)	176
Abb. 9.11:	Vergleich von Aufschlussdaten und 1D-Profil (Pora-Karbonatplattform)	177
Abb. 9.12:	Vergleich von Aufschlussdaten und 1D-Profil (Pora-Karbonatplattform)	178

LISTE DER TABELLEN

Tabelle 2.1:	Beispieldatensatz des erstellten Arcview-Projektes	48
Tabelle 3.1:	Gemessene $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte verschiedener Zemente	58
Tabelle 5.1:	Sequenzeinteilung	78
Tabelle 6.1:	Basisdatensatz der 1D-thermischen Modellierung	111
Tabelle 7.1:	Liste der gewonnenen Daten zur Vitrinitreflexion	117
Tabelle 7.2:	Kalibrationsparameter der 1D-thermischen Modellierung	119
Tabelle 7.3:	Typische Wärmeflussraten verschiedener sedimentärer Becken	121
Tabelle 8.1:	Liste der von Phil 1.5 vorgegebenen Lithologien	135
Tabelle 8.2:	Werte der effektiven elastischen Lithosphärenmächtigkeit	136
Tabelle 8.3:	Phasen der Beckenentwicklung	138
Tabelle 9.1:	Liste der für die Modellierung definierten flexurellen Parameter	153
Tabelle 9.2:	Variablen der siliziklastischen Sedimentation	154
Tabelle 9.3:	Variablen der Karbonatproduktion für spezifische Faziesbereiche	157
Tabelle 9.4:	Verwendete Ablagerungsgradienten	158
Tabelle 9.5:	Erosionsvariablen für den terrestrischen und marinen Bereich	159
Tabelle 9.6:	Ermittelte Sedimentfluxraten und deren Umrechnung	162
Tabelle 9.7:	Vergleich kompakter Karbonatsedimentationsraten	164
Tabelle 9.8:	Ermittelte Karbonatproduktionsraten	165

LISTE DER TAFELN

Tafel 1.1:	Oberpermische und untertriassische Lithologien	11
Tafel 1.2:	Aufschluss- und Schlibfbilder der Prezzo- und Buchenstein-Formation	15

Tafel 1.3:	Aufschluss- und Schliffbilder der Wengen-Formation und des Calcare di Esino	18
Tafel 1.4:	Aufschluss- und Schliffbilder des Calcare di Esino	19
Tafel 1.5:	Aufschluss- und Schliffbilder verschiedener Lithologien des Karn	21
Tafel 1.6:	Aufschluss- und Schliffbilder verschiedener Lithologien des Karn und Nor	23
Tafel 3.1:	Zementation und diagenetische Gefüge (Pora-, Concarena-Plattform)	53
Tafel 3.2:	Zemente der ladinisch/karnischen Plattformen	56
Tafel 5.1:	Sequenzstratigraphische Horizonte im Arbeitsgebiet	93
Tafel 8.1:	2D-Rückwärtsmodellierung (Pora- und Concarena-Karbonatplattform)	137
Tafel 9.1:	2D-Vorwärtsmodellierung des Concarena-Transekts	171
Tafel 9.2:	2D-Vorwärtsmodellierung des Monte Pora-Transekts	173
Tafel 9.3:	Ablagerungstiefe der Sedimente entlang der simulierten 2D- Transekte	174
Tafel 9.4:	Chronostratigraphische oder Wheeler-Diagramme der simulierten Transekte	175

ANHANG

Anhang 1, Tabelle 1: Übersicht über die verwendeten Abkürzungen der einzelnen Zeitschritte in Tabelle 2 bis 4.

Anhang 1, Tabelle 2-4: Zusammenstellung der für die 1D-thermische Modellierung benutzten petrophysikalischen Parameter.

Anhang 2, Tabelle 1-4: Bestimmung der durchschnittlichen initialen Porosität für die 2D-Rückwärtsmodellierung mit Phil 1.5. Sie ergibt sich aus den jeweils drei häufigsten Lithologien jedes einzelnen Zeitschrittes und der entsprechenden Mächtigkeit.

Anhang 3: Aufgenommene Profile vom Val Supine bis Ono S. Pietro.

Anhang 4: Geologische Karte für den Bereich Piambornino bis Malegno. Der Schwerpunkt der Kartierung lag auf der Aufnahme des Überganges von Poraplattform (Calcare di Esino) in die Beckensedimente der Wengen-Fm.

Lithologien/Zeitschritte	Abkürzung
Sediment-Oberfläche	SO
Hebung4	Disk.
Hebung3	Disk.
Hebung2	Disk.
Gonfolite	Go
Hebung1	Disk.
Tabiago-Fm.	Tb
Tabiago-Fm.(Scaglia rossa marnosa)	Tb
Piano di Breno	PB
Flysch di Bergamo	FB
Conglomerati di Sirone	CS
Arenarie di Sarnico	AS
Hiatus8	Disk.
Banchi caotichi2	BC2
Hiatus7	Disk.
Scisti neri+Flysch rosso+Banchi caotici 1	SN+FR+BC1
Hiatus6	Disk.
Sass de la Luna-Fm.	SL
Marne di Bruntino-Fm.	MB
Maiolica-Fm.	MaF
Rosso ad Aptychi	RA
Radiolariti	Rad
Hiatus5	Disk.
Concesio-Fm.	CF
Calcare del Domaro-Fm.	CD
Moltrasio-Fm.	MoF
Corna-Fm.+Sedrina-Fm.	CoF+SeF
Argilliti di Riva di Solto+Calcare di Zu-Fm.+Dolomia a Conchodon-Fm.	ARS+CZ+DC
Castro-Fm.+Calcare di Zorzino + Dolomia Principale+Aralaita Group	CaF+Czo+DP+AG
Hiatus4	Disk.
San Giovanni Bianco-Fm.	SGB
Breno-/Gorno-/Lozio-Fm.+Arenaria di Val Sabbia	BF+GF+LF+AS
Hiatus3	Disk.
Wengen-Fm.+Calcare di Esino	WeF+Ces
Buchenstein-Fm.	BuF
Prezzo-Fm.	PrF
Angolo-Fm.+Calcare di Camorelli	AnF+CC
Carniola di Bovegno	CB
Servino-Fm.	SF
Hiatus2	Disk.
Collio-Fm.+Verrucano Lombardo+Vulcaniti di Auccia+Pietra Simona+Conglomerati di Dosso dei Galli	CoIF+VL+VA+PS+CDG
Hiatus1	Disk.
Basement	Bas

Dichte kg/m ³	Initiale Porosität %	Kompaktionsm odell Schlüssel	Kompressibilität Max 1E-7/kPa	Kompressibilität Min 1E-7/kPa	Therm. Kond.- Modell Key	Therm. Kond. bei 20°C (W/m/K)	Therm. Kond. bei 100°C (W/m/K)
SO							
Disk	0.65	1	10	60000	Multipoint	1.98	1.91
Disk	0.65	1	10	60000	Multipoint	1.98	1.91
Disk	0.65	1	10	60000	Multipoint	1.98	1.91
Disk	0.65	1	10	60000	Multipoint	1.98	1.91
Disk	0.65	1	10	60000	Multipoint	1.98	1.91
Tb	0.33	1	10	300	Multipoint	2.63	2.41
Tb	0.33	1	10	300	Multipoint	2.63	2.41
PB	0.49	1	10	3000	Multipoint	2.49	2.3
FB	0.53	1	20	1500	Multipoint	2.39	2.24
CS	0.35	1	10	330	Multipoint	2.93	2.63
AS	0.48	1	10	1400	Multipoint	2.78	2.37
Disk	0.65	1	10	60000	Multipoint	1.98	1.91
BC2	0.45	1	20	700	Multipoint	2.93	2.62
Disk	0.65	1	10	60000	Multipoint	1.98	1.91
SN+FR+BC1	0.47	1	10	940	Multipoint	2.23	2.11
Disk	0.65	1	10	60000	Multipoint	1.98	1.91
SL	0.33	1	10	300	Multipoint	2.63	2.41
MB	0.47	1	10	940	Multipoint	2.23	2.11
MaF	0.65	1	45	700	Multipoint	2.85	2.51
2700	0.37	1	10	550	Multipoint	2.51	2.31
Rad	0.52	1	10	5000	Multipoint	2.22	2.09
Disk	0.65	1	10	60000	Multipoint	1.98	1.91
CF	0.33	1	10	300	Multipoint	2.63	2.41
CD	0.24	1	45	150	Multipoint	2.83	2.56
2710	0.33	1	10	300	Multipoint	2.63	2.41
CoF+SeF	0.24	1	10	150	Multipoint	2.83	2.56
ARS+CZ+DC	0.52	1	10	5000	Multipoint	2.22	2.09
CaF+Czo+DP+AG	0.3	1	10	250	Multipoint	3.81	3.21
Disk.	0.65	1	10	60000	Multipoint	1.98	1.91
SGB	0.47	1	10	940	Multipoint	2.23	2.11
BF+GF+LF+AS	0.24	1	45	150	Multipoint	2.83	2.56
Disk	0.65	1	10	60000	Multipoint	1.98	1.91
WeF+Ces	0.24	1	45	150	Multipoint	2.83	2.56
BuF	0.53	1	20	1500	Multipoint	2.39	2.24
PrF	0.53	1	20	1500	Multipoint	2.39	2.24
AnF+CC	0.49	1	10	3000	Multipoint	2.49	2.3
CB	0.33	1	10	300	Multipoint	2.63	2.41
SF	0.33	1	10	300	Multipoint	2.63	2.41
Disk	0.65	1	10	60000	Multipoint	1.98	1.91
CoF+VL+VA+PS+CDG	0.35	1	10	330	Multipoint	2.93	2.63
Disk	0.65	1	10	60000	Multipoint	1.98	1.91
Bas	0.65	1	10	60000	Multipoint	1.98	1.91

	Anisotropiefaktor Therm.-Kond. ohne Einheit	Wärmekapazität bei 20°C (kcal/kg/K)	Wärmekapazität bei 100°C (kcal/kg/K)	Wärmefluss mW/m ²	Temperatur Sediment/Wasser °C	Permeabilitätsm odell Schlüssel	Permeabilität bei 5% Porosität log mD	Permeabilität bei 75% Porosität log mD
SO								
Disk	1.5	0.21	0.26	55	15	1	-5.5	-1
Disk	1.5	0.21	0.26	55	15	1	-5.5	-1
Disk	1.5	0.21	0.26	55	15	1	-5.5	-1
Disk	1.5	0.21	0.26	55	12	1	-5.5	-1
Disk	1.5	0.21	0.26	62	11	1	-5.5	-1
Tb	1.1	0.2	0.23	65	10	1	-4.25	13.25
Tb	1.1	0.2	0.23	50	7	1	-4.25	13.25
PB	1.2	0.2	0.23	50	6	1	-4.5	6
FB	1.3	0.21	0.25	50	6	1	-5	6
CS	1.1	0.18	0.22	50	6	5	-3.5	0
AS	1.3	0.19	0.23	50	6	5	-4	0
Disk	1.5	0.21	0.26	50	6	1	-5.5	-1
BC2	1.1	0.19	0.22	50	6	1	-4.25	13.25
Disk	1.5	0.21	0.26	50	6	1	-5.5	-1
SN+FR+BC1	1.1	0.21	0.25	50	6	1	-5	-0.89
Disk	1.5	0.21	0.26	50	6	1	-5.5	-1
SL	1.1	0.2	0.23	50	6	1	-4.25	13.25
MB	1.1	0.21	0.25	50	6	1	-5	-0.89
MaF	1.1	0.2	0.23	50	6	1	-1	3
RA	1.2	0.2	0.24	50	6	1	-4.25	13.25
Rad	1.4	0.21	0.25	50	6	1	-2.5	8.5
Disk	1.5	0.21	0.26	60	6	1	-5.5	-1
CF	1.1	0.2	0.23	71	6	1	-4.25	13.25
CD	1.1	0.2	0.22	73	6	1	-4.25	13.25
MoF	1.1	0.2	0.23	80	8	1	-4.25	13.25
CoF+SeF	1.1	0.2	0.22	55	10	1	-4.25	13.25
ARS+CZ+DC	1.4	0.21	0.25	55	22	1	-2.5	8.5
CaF+Czo+DP+AG	1.1	0.2	0.23	55	22	1	-2.25	15.25
Disk.	1.5	0.21	0.26	55	22	1	-5.5	-1
SGB	1.1	0.21	0.25	55	22	1	-5	-0.89
BF+GF+LF+AS	1.1	0.2	0.22	55	22	1	-4.25	13.25
Disk	1.5	0.21	0.26	57	22	1	-5.5	-1
Wief+Ces	1.1	0.2	0.22	63	22	1	-4.25	13.25
BuF	1.3	0.21	0.25	75	22	1	-5	6
PfF	1.3	0.21	0.25	55	14	1	-5	6
AnF+CC	1.2	0.2	0.23	55	14	1	-4.5	6
CB	1.1	0.2	0.23	55	22	1	-4.25	13.25
SF	1.1	0.2	0.23	55	22	1	-4.25	13.25
Disk	1.5	0.21	0.26	55	22	1	-5.5	-1
CoIF+VI+VA+PS+CDG	1.1	0.18	0.22	55	22	5	-3.5	0
Disk	1.5	0.21	0.26	55	22	1	-5.5	-1
Bas	1.5	0.21	0.26	55	22	1	-5.5	-1

	Permeabilitätsmodell für Sandstein log mD	Permeabilitätsmodell Multi-Point Schlüssel	Anisotropiefaktor Permeabilität ohne Einheit	MPa			Kapillardruck Gas bei 75% Porosität MPa
				Kapillardruck Öl bei 5% Porosität	Kapillardruck Öl bei 75% Porosität	Kapillardruck Gas bei 5% Porosität	
SO							
Disk	0	0	2.5	5	5	5	5
Disk	0	0	2.5	5	5	5	5
Disk	0	0	2.5	5	5	5	5
Disk	0	0	2.5	5	5	5	5
Tb	0	0	1.2	1	1	1	1
Tb	0	0	1.2	1	1	1	1
PB	0	0	1.6	1	1	1	1
FB	0	0	1.9	3	3	3	3
CS	-3.5	5	1.1	0.02	0.02	0.02	0.02
AS	-4	4	1.3	1.5	1.5	1.5	1.5
Disk	0	0	2.5	5	5	5	5
BC2	0	0	1.2	0.3	0.3	0.3	0.3
Disk	0	0	2.5	5	5	5	5
SN+FR+BC1	0	0	1.1	1	1	1	1
Disk	0	0	2.5	5	5	5	5
SL	0	0	1.2	1	1	1	1
MB	0	0	1.1	1	1	1	1
MaF	0	0	1.1	1	1	1	1
RA	0	0	1.5	2.2	2.2	2.2	2.2
Rad	0	0	2.1	4	4	4	4
Disk	0	0	2.5	5	5	5	5
CF	0	0	1.2	1	1	1	1
CD	0	0	1.1	1	1	1	1
MoF	0	0	1.2	1	1	1	1
CoF+SeF	0	0	1.1	1	1	1	1
ARS+CZ+DC	0	0	2.1	4	4	4	4
CaF+Czo+DP+AG	0	0	1.1	1	1	1	1
Disk.	0	0	2.5	5	5	5	5
SGB	0	0	1.1	1	1	1	1
BF+GF+LF+AS	0	0	1.1	1	1	1	1
Disk	0	0	2.5	5	5	5	5
WeF+Ces	0	0	1.1	1	1	1	1
BuF	0	0	1.9	3	3	3	3
PrF	0	0	1.9	3	3	3	3
AnF+CC	0	0	1.6	1	1	1	1
CB	0	0	1.2	1	1	1	1
SF	0	0	1.2	1	1	1	1
Disk	0	0	2.5	5	5	5	5
CoIF+VL+VA+PS+CDG	-3.5	5	1.1	0.02	0.02	0.02	0.02
Disk	0	0	2.5	5	5	5	5
Bas	0	0	2.5	5	5	5	5

Lithologie	Lithologie ID	Mineral Dichte	Maximale Teufe	Gleichung Number	Initiale Porosität	Konstante 1
DOLOMIT / TONSTEIN	100	2750	10000	2	0.6	0.0007
DOLOMIT	150	2750	10000	1	0.35	0.0006
GRAINSTONE	200	2750	10000	1	0.45	0.0006
PACKSTONE	220	2750	10000	1	0.55	0.0006
BOUND/FRAMESTONE	230	2750	10000	1	0.3	0.0006
WACKESTONE flachmarin	240	2750	10000	1	0.6	0.0006
WACKESTONE tiefmarin	250	2750	10000	1	0.7	0.0006
MUDSTONE / SCHLAMM	260	2750	10000	2	0.8	0.0007
CALC. ARENITE	280	2700	10000	3	0.45	0.00023
SH/SL KARB	300	2700	10000	1	0.65	0.0006
SANDSTEIN	400	2650	10000	1	0.4	0.0005
SCHIEFER	500	2750	10000	1	0.8	0.001
SCHIEFER/SILTSTEIN	550	2700	10000	1	0.65	0.001
SILTSTEINE	600	2650	10000	1	0.55	0.003
MERGEL	650	2700	10000	1	0.7	0.0005
KOLLAPS- BREKZIE (EVAPORIT)	700	2350	10000	1	0.7	0.2
GYPS	750	1900	10000	1	0.8	0.1
BREKZIE korngestützt	800	2700	10000	3	0.2	0.00023
BREKZIE matrixgestützt	900	2600	10000	1	0.35	0.00023
Vulkanit	950	3200	10000	1	0.45	0.0006

Val Gola/Canale
Proximal KM 1,9

Formation / Zeitschritte	Alter Top (Ma)	Lith. 1 (ID)	Lith. 2 (ID)	Lith. 3 (ID)	Lith. 4 (ID)	Mächtigkeit (m)	rel. Anteil (%)	Initiale Lith. 1	%	Initiale Poro. Lith. 2	%	Initiale Lith. 3	%	Initiale Poro. Lith. 4	%	Totale Initiale Poro.	Profilanteil tot. Initiale Poro.
Hebung und Abtragung	0	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hebung und Abtragung	1.77	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hebung und Abtragung	5.3	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gonfolite Lombardo	23.8	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Faltungen und Überschiebungsphase	30.0	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Tabiago-Fm.	33.7	650	550	950	0	0	0.00000	0.7	80	0.65	10	0.45	10	0	0	0.67	0
Tabiago-Fm. (Scaglia rossa marmosa)	54.8	650	550	950	0	20	0.21622	0.7	80	0.65	10	0.45	10	0	0	0.67	0.00161446
Piano di Brenno-Fm.	65.0	650	550	400	0	100	1.08108	0.7	60	0.65	20	0.4	20	0	0	0.63	0.00759036
Flysch di Bergamo	71.3	300	280	900	550	300	3.24324	0.65	35	0.45	25	0.35	20	0.65	20	0.54	0.01951807
Conglomerati di Sirone	84.5	800	400	0	0	80	0.86486	0.2	70	0.4	30	0	0	0	0	0.26	0.00250602
Arenarie di Sarnico	85.8	400	600	550	0	300	3.24324	0.4	40	0.55	30	0.65	30	0	0	0.52	0.01879518
Hiatus	89.0	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Banchi caotici 2	93.5	800	0	0	0	20	0.21622	0.2	100	0	0	0	0	0	0	0.2	0.00048193
Hiatus	93.6	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sciati Neri + Marne Rosse + Banchi caotici 1	95.0	800	650	600	260	30	0.32432	0.2	40	0.7	20	0.55	20	0.8	20	0.49	0.00177108
Hiatus	95.5	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sass della Luna	98.9	250	900	650	550	200	2.16216	0.7	40	0.35	20	0.7	20	0.65	20	0.62	0.01493976
Marne di Bruntino	112.2	650	0	0	0	70	0.75676	0.7	100	0	0	0	0	0	0	0.7	0.00590361
Maiolica Fm.	115.0	260	550	800	250	130	1.40541	0.8	50	0.65	20	0.2	20	0.7	10	0.64	0.0100241
Rosso ad Aptici	146.0	550	650	0	0	30	0.32432	0.65	60	0.7	30	0	0	0	0	0.6	0.00216867
Radiolariti	153.0	550	650	0	0	50	0.54054	0.65	90	0.7	10	0	0	0	0	0.655	0.00394578
Hiatus	159.4	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fm. di Concesio	176.5	260	650	550	0	250	2.70270	0.8	60	0.7	30	0.65	10	0	0	0.755	0.02274096
Calcare del Domaro	189.6	260	650	0	0	320	3.45946	0.8	70	0.7	30	0	0	0	0	0.77	0.02968675
Moltrasio Lst (Calcaire de Gardone Val Trompia)	191.5	260	650	0	0	500	5.40541	0.8	90	0.7	10	0	0	0	0	0.79	0.04759036
Corna, Calcaire di Sadrina	194.5	260	150	240	100	150	1.62162	0.8	40	0.35	30	0.6	20	0.6	10	0.605	0.01093373
Argilliti di Riva di Soltto+Calcaire di Zu+Dol. a C.	199.6	260	650	500	100	1750	18.91892	0.8	40	0.7	25	0.8	20	0.6	15	0.745	0.15707831
Calcaire di Zorzino + DP+Aralalta Group	207.9	150	650	800	100	2000	21.62162	0.35	40	0.7	25	0.2	20	0.6	15	0.445	0.10722892
Hiatus	225	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SGB	226	100	550	700	0	150	1.62162	0.6	50	0.65	40	0.7	10	0	0	0.63	0.01138554
Breno/Gorno/Val Sabbia/ CMB/Lozio	229.9	400	550	260	0	460	4.97297	0.4	40	0.65	30	0.8	30	0	0	0.595	0.0329759
Hiatus	234	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Wengen + Esino	235	230	200	0	0	320	3.45946	0.3	80	0.45	20	0	0	0	0	0.33	0.01272289
Buchenstein Fm.	238.8	260	500	250	650	30	0.32432	0.8	50	0.8	30	0.7	10	0.7	10	0.78	0.00281928
Prezzo	242	500	260	0	0	50	0.54054	0.8	50	0.8	50	0	0	0	0	0.8	0.00481928
Angolo + Camorelli	242.5	220	230	260	550	790	8.54054	0.3	30	0.8	30	0.65	20	0.65	20	0.59	0.05615663
Carniolo di Bovegno	246	750	0	0	0	80	0.86486	0.8	100	0	0	0	0	0	0	0.8	0.00771084
Servino	247.2	650	300	240	100	120	1.29730	0.7	35	0.65	35	0.6	20	0.6	10	0.6525	0.00943373
Hiatus	251	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total						8300	100									0	0.60254217

Malegno
Distal KM 18

Formation / Zeitschritte	Alter Top (Ma)	Lith. 1 (ID)	Lith. 2 (ID)	Lith. 3 (ID)	Lith. 4 (ID)	Mächtigkeit (m)	rel. Anteil (%)	Initiale Porosität 1	%	Initiale Porosität 2	%	Initiale Porosität 3	%	Initiale Porosität 4	%	Totale Initiale Porosität	Profilanteil tot. Initiale Porosität
Hebung und Abtragung	0	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hebung und Abtragung	1.77	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hebung und Abtragung	5.3	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gonfolite Lombardo	23.8	900	400	550	0	0	0.00000	0.35	70	0.4	20	0.65	10	0	0	0.39	0
Faltungen und Überschiebungsphase	30.0	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Tabiago-Fm.	33.7	650	550	950	0	0	0.00000	0.7	80	0.65	10	0.45	10	0	0	0.67	0
Tabiago-Fm. (Scaglia rossa marnosa)	54.8	650	550	950	0	20	0.24228	0.7	80	0.65	10	0.45	10	0	0	0.67	0.00162326
Piano di Brenno-Fm.	65.0	650	550	400	0	100	1.21139	0.7	60	0.65	20	0.4	20	0	0	0.63	0.00763174
Flysch di Bergamo	71.3	300	280	900	550	300	3.63416	0.65	35	0.45	25	0.35	20	0.65	20	0.54	0.01962447
Conglomerati di Sirono	84.5	800	400	0	0	80	0.96911	0.2	70	0.4	30	0	0	0	0	0.26	0.00251969
Arenarie di Sarnico	85.8	400	600	550	0	300	3.63416	0.4	40	0.55	30	0.65	30	0	0	0.52	0.01889764
Hiatus	89.0	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Banchi caotici 2	93.5	800	0	0	0	20	0.24228	0.2	100	0	0	0	0	0	0	0.2	0.00048455
Hiatus	93.6	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Scisti Neri + Marne Rosse + Banchi caotici 1	95.0	800	650	600	260	30	0.36342	0.2	40	0.7	20	0.55	20	0.8	20	0.49	0.00178074
Hiatus	95.5	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sass della Luna	98.9	250	900	650	550	200	2.42277	0.7	40	0.35	20	0.7	20	0.65	20	0.62	0.0150212
Marne di Bruntino	112.2	650	0	0	0	70	0.84797	0.7	100	0	0	0	0	0	0	0.7	0.0059358
Malolica Fm.	115.0	260	550	800	250	130	1.57480	0.8	50	0.65	20	0.2	20	0.7	10	0.64	0.01007874
Rosso ad Aptici	146.0	550	650	0	0	30	0.36342	0.65	60	0.7	30	0	0	0	0	0.6	0.0021805
Radiolariti	153.0	550	650	0	0	50	0.60569	0.65	90	0.7	10	0	0	0	0	0.655	0.00396729
Hiatus	159.4	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fm. di Concesio	176.5	260	650	550	0	250	3.02847	0.8	60	0.7	30	0.65	10	0	0	0.755	0.02286493
Calcare del Domaro	189.6	260	650	0	0	320	3.87644	0.8	70	0.7	30	0	0	0	0	0.77	0.02984858
Moltrasio Lst (Calcaire de Gardone Val Trompia)	191.5	260	650	0	0	500	6.05694	0.8	90	0.7	10	0	0	0	0	0.79	0.04784979
Corna, Calcare di Sedrina	194.5	260	150	240	100	150	1.81708	0.8	40	0.35	30	0.6	20	0.6	10	0.605	0.01099334
Argilliti di Riva di Soltto+Calcare di Zu+Doi. a C.	199.6	260	650	500	100	1750	21.19927	0.8	40	0.7	25	0.8	20	0.6	15	0.745	0.15793459
Calcare di Zorzino + DP+Aralalta Group	207.9	150	650	800	100	2000	24.22774	0.35	40	0.7	25	0.2	20	0.6	15	0.445	0.10781345
Hiatus	225	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SGB	226	100	550	700	0	170	2.05936	0.6	50	0.65	40	0.7	10	0	0	0.63	0.01297396
Breno /Gorno /Val Sabbia/ CMB/Lozio	229.9	150	220	240	0	415	5.02726	0.35	70	0.55	15	0.6	15	0	0	0.4175	0.02098879
Hiatus	234	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Wengen + Esino	235	550	900	200	240	300	3.63416	0.65	30	0.35	30	0.45	20	0.6	20	0.51	0.01853422
Buchenstein Fm.	238.8	260	500	250	650	80	0.96911	0.8	50	0.8	30	0.7	10	0.7	10	0.78	0.00755906
Prezzo	242	500	260	0	0	70	0.84797	0.8	50	0.8	50	0	0	0	0	0.8	0.00678377
Angolo + Camorelli	242.5	260	550	250	0	710	8.60085	0.8	60	0.65	35	0.7	5	0	0	0.7425	0.0638613
Carniolo di Bovegno	246	150	700	0	0	90	1.09025	0.35	70	0.7	30	0	0	0	0	0.455	0.00496063
Servino	247.2	650	300	240	100	120	1.45366	0.7	35	0.65	35	0.6	20	0.6	10	0.6525	0.00948516
Hiatus	251	0	0	0	0	0	0.00000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL						8255	100									TOTAL	0.61219715

