

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	92 (1999)
Heft:	3
Artikel:	Wachstumsanalyse einer mitteltriadischen Karbonatplattform in den westlichen Dolomiten (Südalpen)
Autor:	Maurer, Florian
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-168678

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 23.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Wachstumsanalyse einer mitteltriadischen Karbonatplattform in den westlichen Dolomiten (Südalpen)

FLORIAN MAURER

Schlüsselworte: Karbonatplattform, Mitteltrias, Dolomiten, Aggradation, Progradation, Karbonatproduktion
Key words: carbonate platform, Middle Triassic, Dolomites, aggradation, progradation, carbonate production

ZUSAMMENFASSUNG

Die Kombination von geologischer Detailkartierung und Korrelation von Plattform- und Beckensedimenten an Aufschlüssen seismischen Maßstabs in den westlichen Dolomiten (Schlern- und Rosengartengebiet) ermöglichen eine dreidimensionale Rekonstruktion des Wachstums einer mitteltriadischen Karbonatplattform über einen Zeitraum von fünf Ammonitenzonen (Reitzi, Secedensis, Curionii, Gredleri und Archelaus Zone).

Als Hauptkorrelationswerkzeug wurden Tuffitlagen (pietra verde) herangezogen, die sich sowohl in den Beckensedimenten (Buchensteiner Schichten) als auch in den Plattformhangsedimenten (Schlerndolomit) verfolgen lassen und eine radiometrisch erfassbare Abgrenzung des Plattformwachstums < 5 Ma erlauben (Mundil et al. 1996).

Die Plattform zeigt ein starkes Vertikalwachstum von 600–700 m in der Reitzi und Secedensis Zone, einen Übergang in Progradation in der Curionii Zone und eine rasche Progradation von über 3 km in der Gredleri und basalen Archelaus Zone. Bis zum Wachstumsende (oberladinisches Vulkanitereignis) erreicht die Plattform eine Mächtigkeit von 850 m und eine Gesamtprogradation von ca. 5.5 km.

Die für die Aggradation errechneten Sedimentationsraten bewegen sich um 200 Bubnoffs (m/Ma bzw. mm/1000a); in der Progradationsphase bewegte sich der Plattformrand mit einer Rate von ca. 2700 m/Ma beckenwärts.

Berechnungen über die in den verschiedenen Zonen produzierten Sedimentmengen verdeutlichen eine ständige Steigerung der Karbonatproduktion während der Plattformentwicklung; in der Progradationsphase erreicht die Produktion innerhalb einer Ammonitenzone den sechsfach höheren Wert als im gesamten vorhergehenden Stadium.

Der Einfluss von vulkanischen Ascheneruptionen (Ablagerung von pietra verde-Tuffen) und relativen Meeresspiegeländerungen auf das Plattformwachstum wird diskutiert.

ABSTRACT

The combination of geological mapping and correlation of platform-to-basin successions on seismic-scale outcrops in the Western Dolomites (Schlern/Rosengarten area) allows a detailed reconstruction of the growth of a Middle Triassic carbonate platform over a time interval of five ammonoid zones (Reitzi, Secedensis, Curionii, Gredleri and Archelaus zone).

Tuff layers (the so-called “pietra verde”), which can be traced throughout the basin successions (Buchenstein Fm.) and also in parts of the slope sediments (Schlern Dolomite Fm.) were used as main correlation tool. In addition they indicate a duration of < 5 Ma for the whole platform evolution (Mundil et al. 1996).

The platform shows a strong aggradation of 600–700 m in the Reitzi and Secedensis zone, a transition to progradation in the Curionii zone and a rapid progradation of more than 3 km in the Gredleri and Archelaus zone. When it stopped growing, due to Late Ladinian igneous activity, the platform reached a thickness of 850 m and a total progradation of approximately 5.5 km.

Sedimentation rates on platform top during aggradation reach values of 200 Bubnoffs (m/Ma); progradation during the Gredleri and Archelaus zone took place with an average rate of 2700 m/Ma. Volume-based calculations on platform sedimentation suggest a continuous increase in carbonate production during platform evolution. During the progradation the production within one ammonoid zone was six times higher than during the whole aggradation phase.

The impact of relative sea-level changes and episodic fallouts of acidic volcaniclastics (pietra verde) on the platform development is discussed.

RIASSUNTO

La combinazione fra rilevamento geologico dettagliato e correlazione di sedimenti di piattaforma e di bacino ad affioramenti di scala sismica nelle Dolomiti occidentali (area di Sciliar e Catinaccio) permettono una ricostruzione tridimensionale della crescita di una piattaforma carbonatica mediotoriassica attraverso un periodo di cinque zone ad ammoniti (zone a Reitzi, Secedensis, Curionii, Gredleri, Archelaus).

Come strumento principale di correlazione vengono usati livelli di tuffiti (pietra verde) che si possono rintracciare sia nelle successioni bacinali (Formazione di Livinallongo) che nei sedimenti di pendio della piattaforma (Dolomia dello Sciliar); tali suggeriscono una durata minore a 5 Ma per l'intera evoluzione della piattaforma a base di datazioni radiometriche (Mundil et al. 1996).

La piattaforma mostra una forte aggradazione di 600–700 m nelle zone a Reitzi e Secedensis, una transizione in progradazione nella zona a Curionii e una rapida progradazione di oltre 3 km durante le zone a Gredleri ed Archelaus. Al termine della crescita (evento vulcanico del Ladinico superiore) la piattaforma raggiunge uno spessore di 850 m e una progradazione totale di ca. 5.5 km.

Durante l'aggradazione il tasso di sedimentazione sulla piattaforma raggiunge 200 Bubnoffs (m/Ma); durante le zone a Gredleri ed Archelaus il margine di piattaforma prograda con una velocità di ca. 2700 m/Ma verso il bacino.

Valutazioni sulla produzione di sedimento nelle diverse zone ad ammoniti suggeriscono un continuo aumento di produttività durante l'evoluzione della piattaforma. Durante la progradazione la produzione entro una zona è sei volte più alta che nell'intero periodo di aggradazione.

Viene esaminato l'influsso di variazioni del livello marino ed episodiche eruzioni di ceneri vulcaniche (deposizione di pietra verde) sull'evoluzione della piattaforma.

Institut für Geologie der Universität, Althanstraße 14, A-1090 Wien
Derzeitige Adresse: Vrije Universiteit/Aardwetenschappen, De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands
E-Mail: florian_maurer@yahoo.com

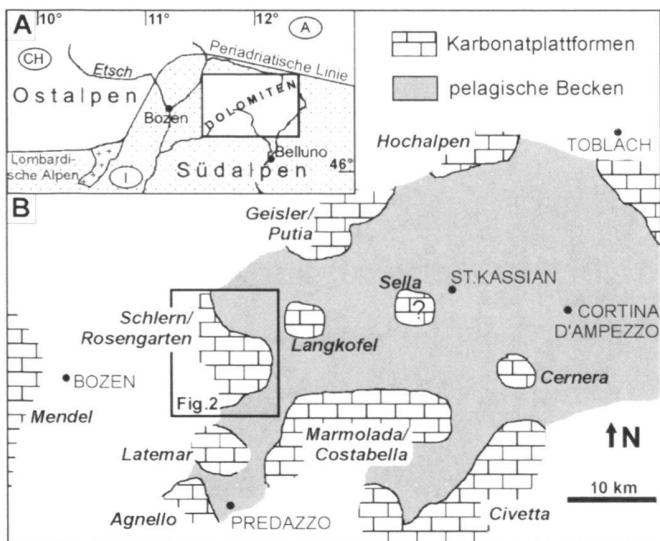


Fig. 1. A) Überblick über die Lage des Südalpins: triadische Schichtglieder treten vor allem in den Lombardischen Alpen und Dolomiten zutage. – B) Skizze über die Verbreitung von Plattform- und Beckensedimenten in den Dolomiten zur Zeit der Mitteltrias (Gredleri Zone). Verändert nach Bosellini (1984).

Fig. 1. A) In the Southern Alps Triassic formations are widespread in the Lombardian Alps and in the Dolomites. – B) Distribution of carbonate platforms and basinal successions in the Dolomites during the Middle Triassic (Gredleri zone). Modified after Bosellini (1984).

1. Einleitung

Seit Richthofen (1860) und Mojsisovics (1879) bemühten sich viele Geologen um eine genauere Kenntnis der Entwicklung der Karbonatplattformen der Dolomiten und deren stratigraphische Beziehung zu den Umgebungsgesteinen. Es herrschte damals die Vorstellung, die Dolomitgesteine seien hauptsächlich aus Korallen aufgebaut, und man erkannte noch kaum fazielle Unterschiede zwischen Lagunensedimenten und Hangablagerungen. Erst Hummel (1932) und Pia (1937) und später Cros & Lagny (1972) haben die stratigraphischen Beziehungen zwischen Flachwasser- und Beckensedimenten näher herausgearbeitet. Es hat sich gezeigt, dass es sich bei den triadischen Flachwasserkarbonaten der Dolomiten um Karbonatplattformen handelt, die ein hohes Relief und eine geringe flächenhafte Ausdehnung aufweisen, in ihrem Hauptanteil aus Klinoformen des Plattformhangs bestehen und deren Hauptproduzenten nicht Korallen, sondern inkrustierende Cyanobakterien und Mikroproblematika darstellen (Bosellini & Rossi 1970; Gaetani et al. 1981; Bosellini 1984; Bosellini & Doglioni 1988; Harris 1993).

Ziel dieser Arbeit soll eine detaillierte Rekonstruktion des Wachstums einer mitteltriadischen Karbonatplattform sein, die heute im Schlern- und Rosengartengebiet beinahe in ihrer ursprünglichen Geometrie erhalten geblieben ist. Diese Studie

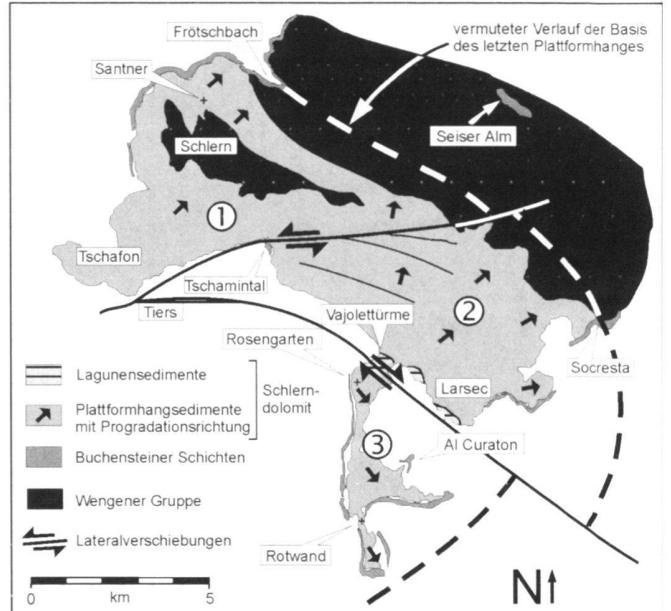


Fig. 2. Überblick über heutige Verteilung von Plattform- und Beckensedimenten im Schlern- und Rosengartengebiet. Reste vom Plattformkern beschränken sich auf das Gebiet der Vajolettürme und die Südwestflanke der Larsecgruppe. Der Großteil des Schlerndolomits besteht aus Slopesedimenten, die in verschiedene Richtungen progradieren (schwarze Pfeile). Zwei Störungssysteme mit unterschiedlichem Vertikal- und Lateralversatz teilen die Plattform in drei tektonische Einheiten (1, 2, 3). Vulkanite und Vulkanoklastika der Wengener Gruppe bedecken den Plattformhang im Nordosten (Seiser Alm) und die Lagune am Schlern. Von den Buchensteiner Schichten sind lediglich die Hauptaufschlussgebiete eingezeichnet. Jüngere Schichtglieder wurden in dieser Abbildung vernachlässigt.

Fig. 2. Current distribution of Middle Triassic platform and basinal sediments in the Schlern/Rosengarten area. Relics of the platform core are restricted to the area of the Vajolettürme and the southwestern flanks of the Larsec massif. The main part of the Schlern Dolomite Fm. is made up by slope sediments prograding in different directions (black arrows). Two major fault systems with different lateral and vertical displacement dissect the platform in three tectonic units (1, 2, 3). Volcanics and volcaniclastics of the Wengen Group onlap the platform flanks in the NE (Seiser Alm) and cover the lagoon at the Schlern massif. Only major outcrops of the Buchenstein Fm. are shown on the map; formations younger than the Wengen Group are not taken into account in this illustration.

profitiert dabei in hohem Maße von jüngst durchgeführten biostratigraphischen Untersuchungen (Brack & Rieber 1993). Radiometrische Datierungen an Tuffiten in zeitäquivalenten Beckensedimenten (Brack et al. 1996; Mundil et al. 1996) ermöglichen darüber hinaus eine Quantifizierung der Karbonatproduktion über den beobachteten Zeitraum.

2. Lage des Arbeitsgebietes

In den westlichen Dolomiten entwickelten sich in der Mitteltrias über einer anisischen Karbonatbank (Contrin Formation) eine Reihe von Karbonatplattformen (Schlerndolomit) von hohem Relief und geringer Ausdehnung (Fig. 1). In den da-

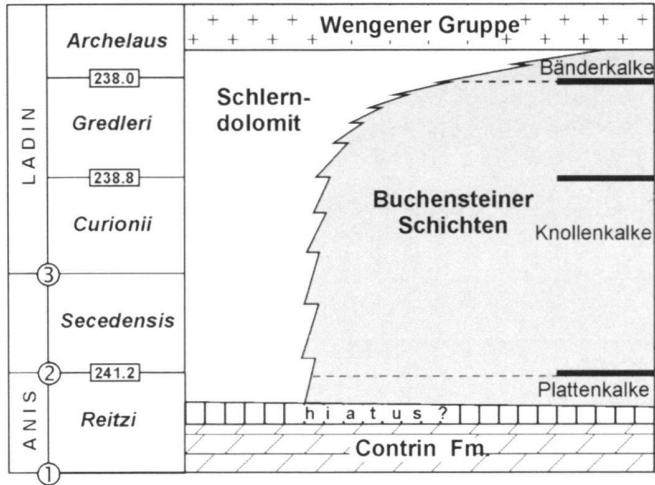


Fig. 3. Skizze zur zeitlichen und räumlichen Verbreitung mitteltriadischer Schichtglieder in den westlichen Dolomiten. Ammonitenzonen nach Brack et al. (1996). Die Zahlen in den rechteckigen Feldern entsprechen radiometrischen Altern in Ma (nach Mundil et al. 1996) der Tuffniveaus (schwarze Balken) in den Buchensteiner Schichten. Da die Anis/Ladin Grenze noch nicht endgültig festgelegt wurde (mögliche Kandidaten 1, 2, 3), werden im Text ausschließlich Zonennamen verwendet.

Fig. 3. Stratigraphy of the Middle Triassic formations in the Western Dolomites. Ammonite zones after Brack et al. (1996). The numbers in the rectangular boxes represent radiometric ages in Ma (after Mundil et al. 1996) of the tuff intervals (black bars) within the Buchenstein Fm. Since the position of the Anisian/Ladinian boundary is still under discussion (possible candidates 1, 2, 3), only the names of the ammonoid zones are used as time-indicators in the text.

zwischenliegenden Becken wurden pelagische Kalke, kieselige Sedimente und Mergel (Buchensteiner Schichten) abgelagert. Das Wachstum der Karbonatkörper wurde in der Archelaus Zone durch vulkanische Extrusionen abrupt gestoppt; Vulkanite und vulkanische Breccien (Wengener Gruppe) bedeckten Teile der Lagunenbereiche und Flanken der Plattformen und bewirkten dadurch ein großräumiges Aussetzen der Karbonatproduktion.

Die Schlern/Rosengarten-Karbonatplattform in den westlichen Dolomiten (Fig. 2) ist in ihrer primären Geometrie am vollständigsten erhalten. Am Rosengarten verzahnen sich Klinoformen und Beckensedimente über 5 km Länge; der stratigraphische Umfang umspannt hier beinahe die gesamte Plattformentwicklung. Im Schlernmassiv ist der Nordteil der Plattform in einer Gesamtmächtigkeit von 850 m aufgeschlossen; die Lagune und die nach NE einfallenden Flanken werden von Vulkaniten und Vulkanoklastika der Wengener Gruppe bedeckt.

Einen Überblick über die Entstehung der Schlern/Rosengarten Plattform geben Bosellini & Stefani (1991). Über die stratigraphischen Beziehungen der einzelnen Schichtglieder informiert Figur 3. Skizzen zu Großaufschlüssen rund um Schlern und Rosengarten befinden sich auf Figur 4.

3. Methoden

Um eine räumliche und zeitliche Rekonstruktion der Plattformentwicklung zu erzielen, wurden die folgenden Techniken angewandt:

- Kartierung der Rosengartenkette zur Quantifizierung der Plattform-Hang-Becken-Geometrie und der Faziesverteilung von Plattform- und Beckensedimenten,
- Erstellung von stratigraphischen Profilen in den plattformnahen Buchensteiner Schichten entlang der Rosengartenkette und biostratigraphische Datierung derselben mit Hilfe von Conodonten zur Ermittlung des zeitlichen Umfangs des Verzahnungsbereiches,
- Korrelation der Klinoformen am Rosengarten mit den Beckenprofilen zur Ermittlung des biostratigraphischen Alters des Schlerndolomits,
- Rekonstruktion des zweidimensionalen Wachstums der Plattform unter Berücksichtigung des Verschneideffekts – Aufschlussbild und Progradationsrichtung an der Rosengartenkette sind nicht ident – zur Ermittlung der absoluten Sedimentationsraten,
- Dreidimensionale Rekonstruktion des Plattformwachstums nach tektonischer Rückwicklung der Lateralverschiebungen zur Ermittlung der Sedimentvolumina und produzierten Sedimentmengen.

4. Kartierung der Rosengartengruppe

Es liegen Kartenwerke von Mojsisovics (1:75000, 1879), Ogilvie Gordon (1:25000, 1927), Heissel & Ladurner (1:25000, 1936) und dem Servizio Geologico D'Italia (1:50000, 1972) vor. Geologische Detailbeschreibungen liefern Mojsisovics (1879), Diener & Arthaber (1903), Ogilvie Gordon (1927), Heissel & Ladurner (1936), Leonardi (1967) und Rossi (1955, 1959). Neuere Erkenntnisse über die Entwicklung des Schlerndolomits und dessen stratigraphische Verhältnisse zu den Buchensteiner Schichten am Rosengarten findet man in Exkursionsführern der letzten Jahre (Bosellini & Doglioni 1988; Bosellini & Stefani 1991).

4.1. Beschreibung der Mitteltriasschichtfolge

Eine geologische Karte über die Rosengartengruppe und die nördlich anschließenden Berge ist in Figur 5 dargestellt.

4.1.1. Schlerndolomit

Der Schlerndolomit umfasst Sedimente des Lagunenbereiches, des Plattformrandes und -hanges. Seine starke spät-diagenetische Dolomitisierung hat jegliche mikrofaziellen Texturen ausgelöscht; die Beschreibung beschränkt sich deshalb auf die makroskopischen Charakteristika.

Die **Lagunenfazies** wird von metergebankten Flachwasser-dolomiten im Gebiet der Vajolettürme, in der Südflanke des Gran Cront (Larsecgruppe) und östlich der Vajoletthütte aufgebaut.

Die Klinoformen des **Plattformhanges** bauen den Grossteil des Schlerndolomits auf und sind an der Rosengartenkette besonders gut zu beobachten. Wo man den makroskopischen

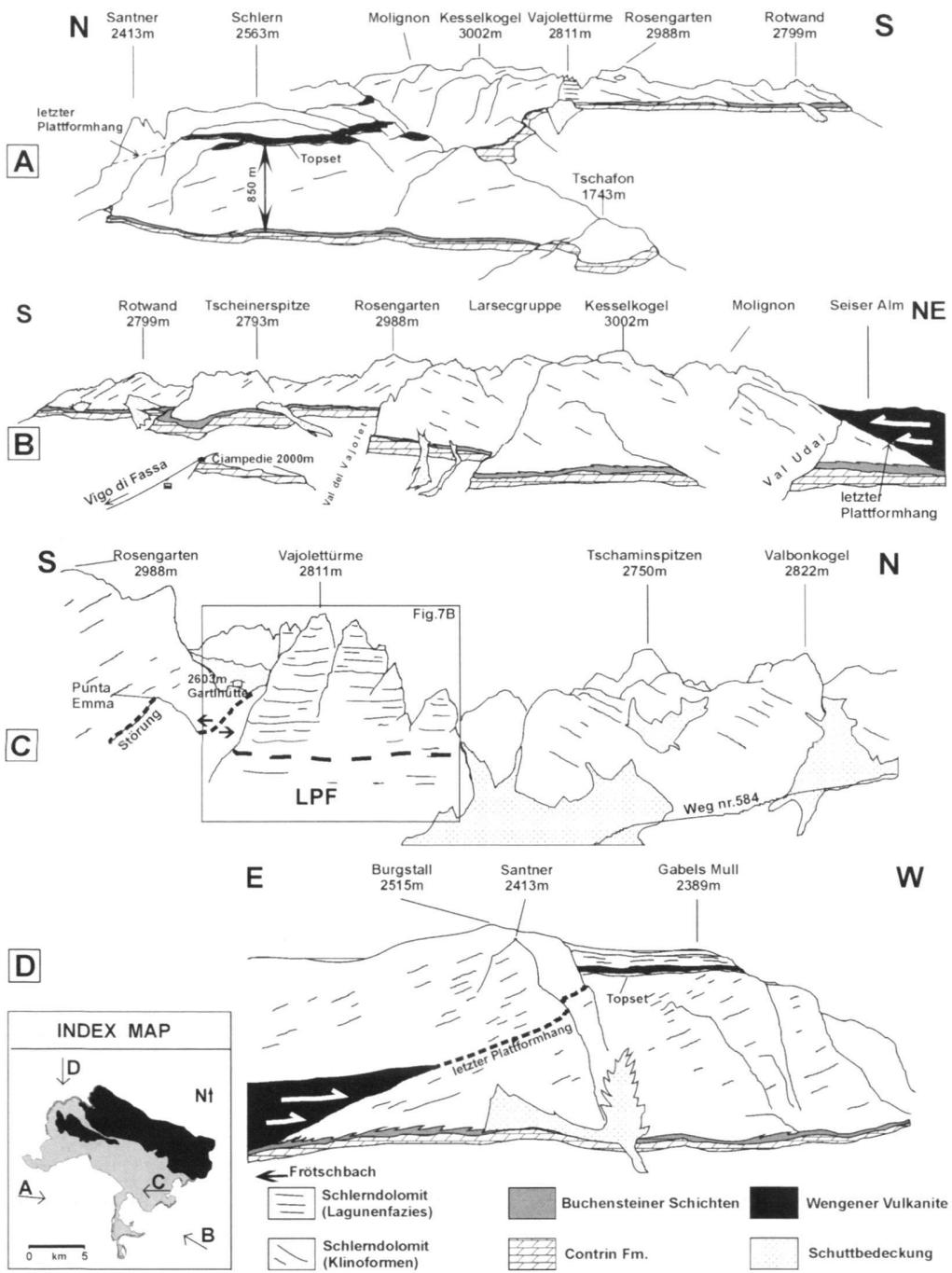


Fig. 4. Skizzen zu Grossaufschlüssen rund um Schlern und Rosengarten. A) Ansicht der Schlern/Rosengarten-Plattform von Westen. Am Schlern ist die Plattform in ihrer Gesamtmächtigkeit von 850 m erhalten und wird von mehreren Zehnernmeter mächtigen Vulkaniten der Wengener Gruppe überlagert. Die Klinoformen fallen hier nach NE bzw. ENE ein. Dieser Teil der Plattform ist gegenüber den im S und SE anschliessenden Teilen (Molignon, Kesselkogel, Rosengarten) tektonisch um ca. 900 m herabgesetzt. An der Rosengartenkette (Rosengarten, Rotwand), wo die Klinoformen nach SE einfallen, ist die Verzahnung von Slope- und Beckensedimenten in einer Länge von 5 km erhalten. – B) Blick auf die Plattform von Osten; die Klinoformen fallen an der Rosengartenkette nach SE, von der Larsecgruppe nach Norden Richtung NE ein. Der letzte Plattformhang im NE der Val Udai wird von Wengener Vulkaniten überlagert. – C) Blick auf die Vajolettürme von Osten; die Lagunenfazies ist hier in einer Mächtigkeit von 500 m erhalten. Sie gliedert sich in eine untere, 260 m mächtige Abfolge von zumeist subtidalen Dolomiten, ähnlich der Lower Platform Facies (LPF) am Latemar; darüber folgt eine 200 m mächtige Serie von sub- bis intertidalen Dolomiten, die keine nähere Untergliederung zulassen. Im Norden und Süden geht die Plattformfazies in Klinoformen des Slopes über; im Süden ist der primäre Faziesübergang durch eine grobräumige Lateralverschiebung gestört, die an der Punta Emma den Karbonatkörper durchtrennt. – D) Stratigraphie am Nordrand des Schlernmassivs: nach ENE einfalende Klinoformen werden von einem ca. 15 m mächtigen Topset überlagert. Wengener Vulkanite bedecken die Lagune und Teile des Plattformhanges (siehe auch Brandner 1991).

Fig. 4. Drawings illustrating large outcrops around the Schlern/Rosengarten platform. – A) View of the Schlern/Rosengarten platform from the west; the platform thickness (850 m) is preserved in the Schlern massif and is covered by volcanics belonging to the Wengen Group. This part of the platform, with mainly NE-dipping clinoforms, is tectonically lowered by approximately 900 m in relation to the neighbouring massifs in the SE and S (Molignon, Kesselkogel, Rosengarten). In the Rosengarten massif (Rosengarten, Rotwand) the clinoforms are dipping to SE and interfinger with the basinal Buchenstein Fm. over a length of 5 km. – B) View of the platform from the east; in the Rosengarten massif the clinoforms are dipping to the SE, whereas in the Larsec massif and farther north they are inclined to the NE. The outermost platform slope NE of Val Udai is onlapped by Wengen volcanics. – C) The Vajolettürme (view from the east) consist of a 500 m thick succession of lagoonal carbonates. This succession can be divided into a lower, 260 m thick unit consisting of mainly subtidal sediments, similar to the Lower Platform Facies (LPF) at Latemar, and an upper unit of 200 m thickness with sub- to intertidal sediments. The platform interior facies at the Vajolettürme is surrounded by slope sediments in the N and S; the primary facies transition between the lagoonal and slope sediments in the south is dissected by a fault with major lateral displacement. – D) Stratigraphy at the northern margin of the Schlern massif: slope sediments dipping to NE are overlain by a 15 m thick topset. Wengen volcanics cover the lagoon and parts of the slope (see also Brandner 1991).

Schlern and Rosengarten massifs from west: the whole platform thickness (850 m) is preserved in the Schlern massif and is covered by volcanics belonging to the Wengen Group. This part of the platform, with mainly NE-dipping clinoforms, is tectonically lowered by approximately 900 m in relation to the neighbouring massifs in the SE and S (Molignon, Kesselkogel, Rosengarten). In the Rosengarten massif (Rosengarten, Rotwand) the clinoforms are dipping to SE and interfinger with the basinal Buchenstein Fm. over a length of 5 km. – B) View of the platform from the east; in the Rosengarten massif the clinoforms are dipping to the SE, whereas in the Larsec massif and farther north they are inclined to the NE. The outermost platform slope NE of Val Udai is onlapped by Wengen volcanics. – C) The Vajolettürme (view from the east) consist of a 500 m thick succession of lagoonal carbonates. This succession can be divided into a lower, 260 m thick unit consisting of mainly subtidal sediments, similar to the Lower Platform Facies (LPF) at Latemar, and an upper unit of 200 m thickness with sub- to intertidal sediments. The platform interior facies at the Vajolettürme is surrounded by slope sediments in the N and S; the primary facies transition between the lagoonal and slope sediments in the south is dissected by a fault with major lateral displacement. – D) Stratigraphy at the northern margin of the Schlern massif: slope sediments dipping to NE are overlain by a 15 m thick topset. Wengen volcanics cover the lagoon and parts of the slope (see also Brandner 1991).

Aufbau der Hangsedimente erkennen kann, bestehen diese aus Breccien. Der Verlauf einzelner Klinoformen kann ebenfalls kartiert werden; er erlaubt eine zusätzliche Bestimmung von Einfallsrichtung und -winkel des Plattformhanges.

Als **Plattformrand** wurden massive Dolomite mit hoher Porosität kartiert. Sie umfassen den Übergang zwischen den Flachwasserdolomiten und den ersten erkennbaren Klinoformen. Reste des Plattformrandes findet man im Tal zwischen den Vajolettürmen und der Rosengartenspitze, an der Laurinscharte, in der Laurinswand, am Vajoletpass und an den Südflanken der Larsecgruppe.

Während man am Rosengarten den eigentlichen Plattformrand nicht fassen kann, ist er am benachbarten Latemar (Fig. 1) gut erkennlich und bildet dort einen 20–30 m breiten Abschnitt zwischen Lagune und Hangfazies (Gaetani et al. 1981; Harris 1993, 1994).

4.1.2. Buchensteiner Schichten

Die Buchensteiner Schichten, das zeitliche Beckenäquivalent zum Schlerndolomit, beschrieb Mojsisovics (1879) vom Typusprofil bei Pufels in drei charakteristischen Members:

Zuunterst liegen 8 m mächtige dünnbankige, schwarze bis graue **Plattenkalke**. Sie bestehen aus kieselreichen Mergeln und kalkigen filament- und radiolarienführenden Wackestones. Die Makrofossilführung ist arm, beschränkt auf Bivalven der Gattung *Daonella* und flachgedrückte Ammonitengehäuse (*Aplococeras* und *Parakellnerites* in den obersten 2 m, Brack & Rieber 1993).

Darauf folgen ca. 40 m graue, stark bioturbierte **Knollenkalke**, die nach Ammoniten, Daonellen und Conodonten (Brack & Rieber 1993; Nicora & Brack 1995; Muttoni et al. 1996) von der Reitzi bis in die Gredleri Zone reichen. Hornsteinknollen sind in den untersten 5–10 m häufig, im Hangenden werden diese von Kalkknollen mit Kieselrinde ersetzt. Die Matrix besteht aus kieselreichen, filament- und radiolarienführenden Wackestones und stark kompaktierten plattenkalkähnlichen Mergeln. Der gesamte Knollenkalkabschnitt zeigt starke internoduläre Kompaktion, eine Reduktion der ursprünglichen Mächtigkeit um 30–50% kann daher angenommen werden (vergleiche dazu Gaetani et al. 1981).

Den hangendsten Anteil der Buchensteiner Schichten bilden ca. 10 m mächtige **Bänderkalke**. Diese stellen turbiditische Kalke dar und bestehen grossteils aus peloidführenden Grainstones mit Daonellen der basalen Archelaus Zone (Brack & Rieber 1993). Das Material der Bänderkalke stammt von den gleichaltrigen Schlerndolomitplattformen, die zu diesem Zeitpunkt ihren Entwicklungshöhepunkt erreicht haben.

Während der gesamten Sedimentationszeit der Buchensteiner Schichten herrschte ein saurer Vulkanismus vor, der zur Ablagerung der sogenannten **pietra verde** geführt hat. Diese grün, manchmal auch gelb verwitternden, vulkanoklastischen Sand-, Silt- und Tonsteine bilden cm- bis dm-mächtige Lagen von Tuffiten, Kristalltuffen und akkretionären Lapilli, die teilweise als Leithorizonte über etliche Zehnerkilometer

verfolgbar sind (Brack & Rieber 1993). Sie enthalten mitunter Zirkonkristalle, die kürzlich in verschiedenen stratigraphischen Niveaus radiometrisch datiert wurden (Mundil et al. 1996).

Die Buchensteiner Schichten sind im allgemeinen als Wiesenband oberhalb der Contrinplatte erkennlich. In typischen Beckenprofilen (Seceda, Brack & Rieber 1993) treten sie in der von Mojsisovics (1879) beschriebenen Dreigliederung auf, während sie in plattformnahen Bereichen (wie z. B. an der Rosengartenkette) sukzessive von gleichaltrigen Hangsedimenten des Schlerndolomits ersetzt werden. Im Übergangsbereich wechseln Platten- bzw. Knollenkalke mit turbiditischen Bankdolomiten vom Typus Bänderkalke; diese setzen sich oft als einzelne Bänke bis in distale Beckenbereiche fort und sind dort als Kalkturbidite über mehrere hundert Meter verfolgbar. Dort, wo die Plattenkalke durch Hangsedimente ersetzt sind, folgt der Schlerndolomit direkt über der Contrin Formation (z. B. im N der Laurinswand und in der Südflanke des Gran Cront, Larsecgruppe).

Über die stratigraphischen Beziehungen der einzelnen Schichtglieder informiert Figur 3. Die genaue Faziesverteilung der Buchensteiner Schichten kann der geologischen Karte (Fig. 5) entnommen werden. Typische Lithologien der Plattform- und Beckensedimente sind in Figur 6 zusammengefasst.

4.2. Tektonik

Im kartierten Gebiet treten Blattverschiebungen unterschiedlichen Verschiebungsbetrages auf. Die markanteste Lateralverschiebung zieht an der SW-Seite der Larsecgruppe vorbei, durchtrennt den Schlerndolomit zwischen Rosengartenspitze und Punta Emma und mündet durch die Laurinscharte in die Laurinswand (siehe Fig. 4, 5, 7).

Der Lateralversatz an der großen Störung wird durch folgende Beobachtungen deutlich:

- An der Südwestflanke der Larsecgruppe wird die Contrin Formation von Schlerndolomit (Lagunen- und Hangfazies) überlagert; an der südlich davon gelegenen Lokalität Al Curaton (Fig. 2, 5) folgen über der Contrinplatte Buchensteiner Schichten, die bis in die Gredleri Zone hinaufreichen. Vergleicht man dieses Profil mit einem analogen an der Westseite der Rosengartenkette, kann man darauf schließen, dass dieses Niveau ca. 3 km vom ursprünglichen Plattformrand entfernt sein muss. Da die Entfernung zwischen Al Curaton und der Larsecgruppe bedeutend geringer ist (1.5 km), wird eine Störung zwischen den beiden Lokalitäten angenommen.
- Vergleicht man den Verlauf der Basis des letzten Plattformhanges im NE der Plattform mit seinem vermutlichen Verlauf im SE, so fällt auf, dass die Teilstücke auf der Höhe des Vajolettales nicht zueinanderpassen (Fig. 2). Der SE-Teil (Rosengartenkette) ist relativ zum nördlichen Nachbarstück nach NW verschoben.

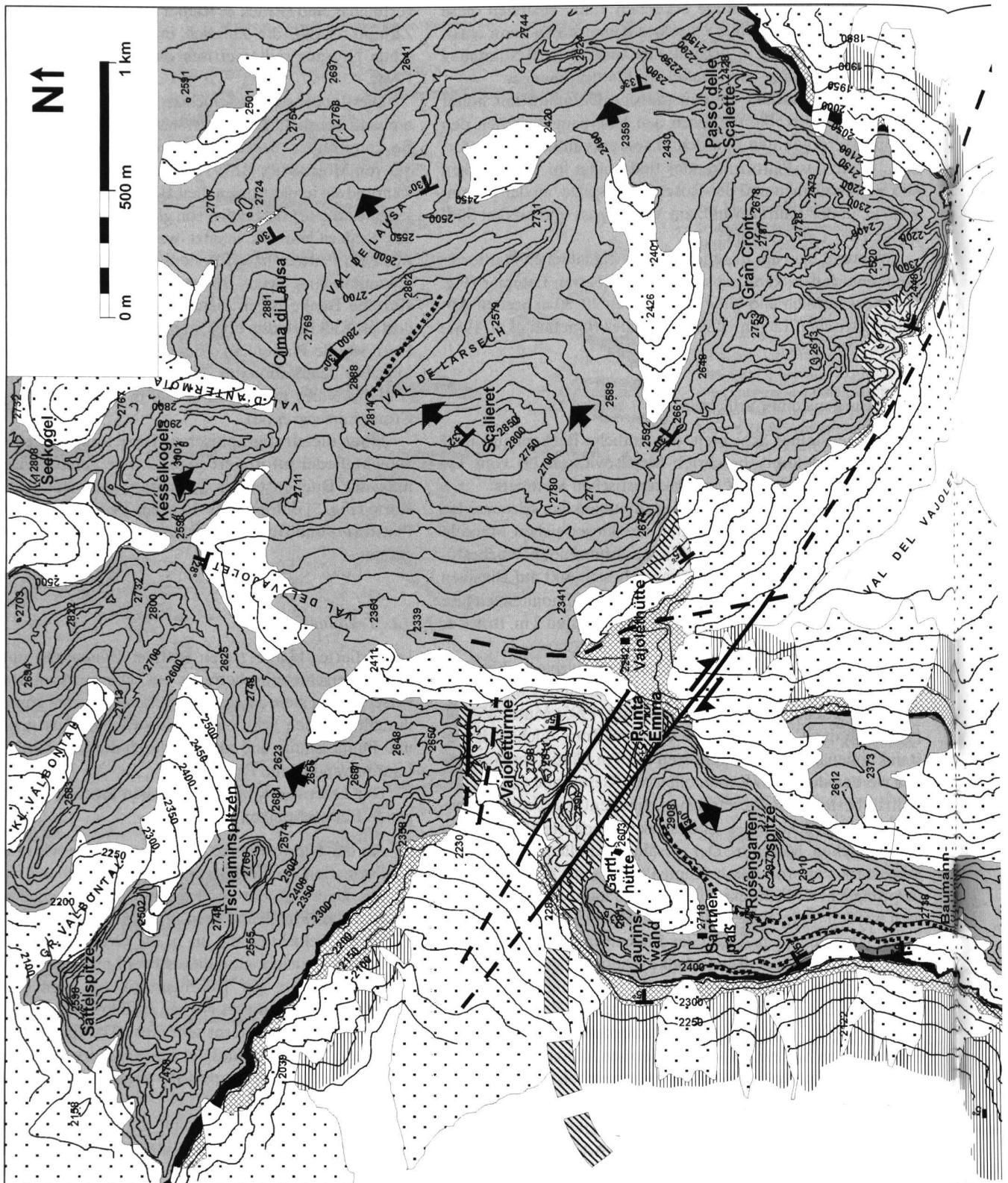
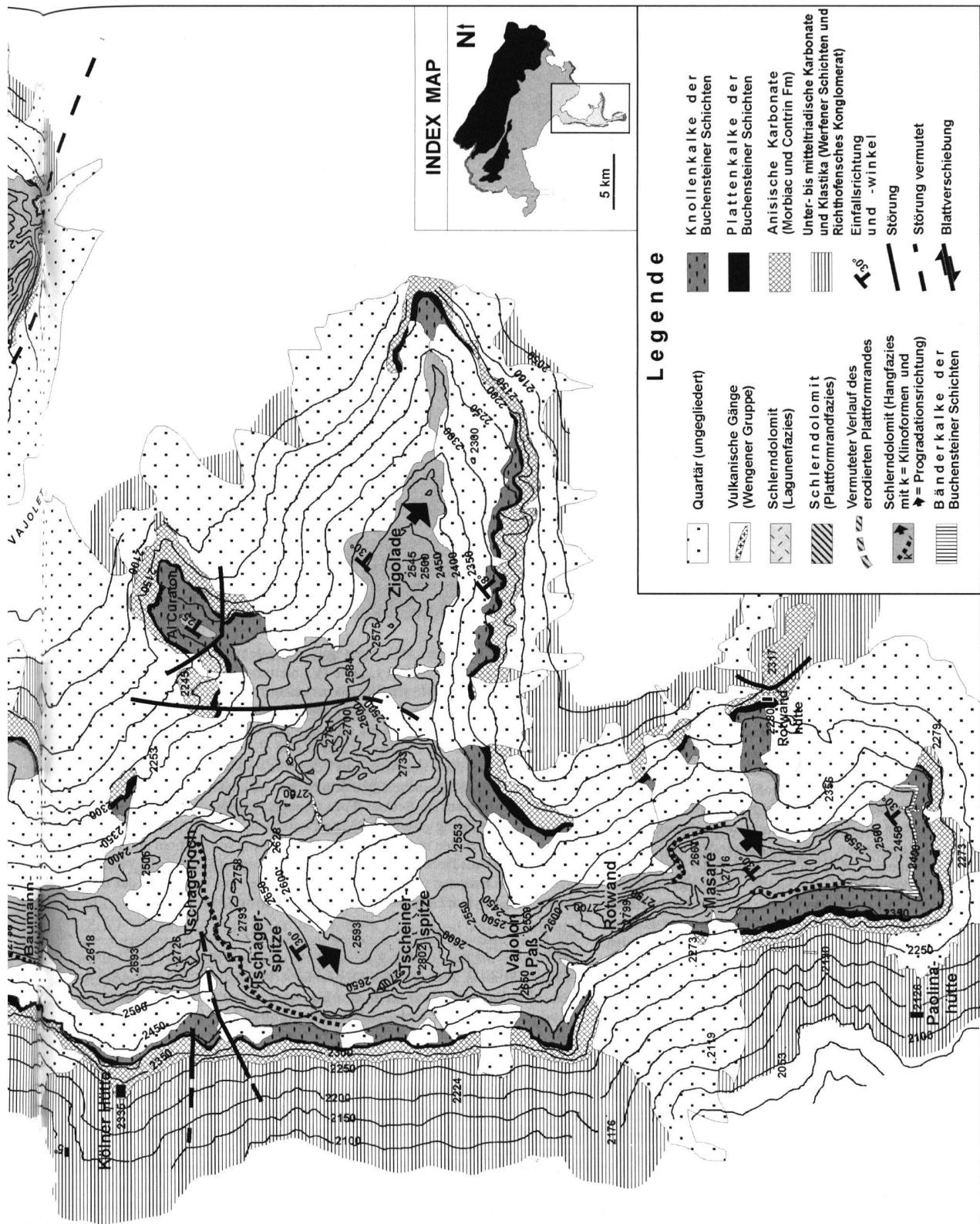


Fig. 5. Geologische Karte der Rosengartengruppe und der nördlich anschließenden Gebiete (Kesselkogel, Larsecgruppe). Nähere Erläuterungen im Text (Kapitel 4).

Fig. 5. Geological map of the Rosengarten massif and the neighbouring areas (Kesselkogel, Larsec massif). Explanations in the text (chapter 4).



tel 4).

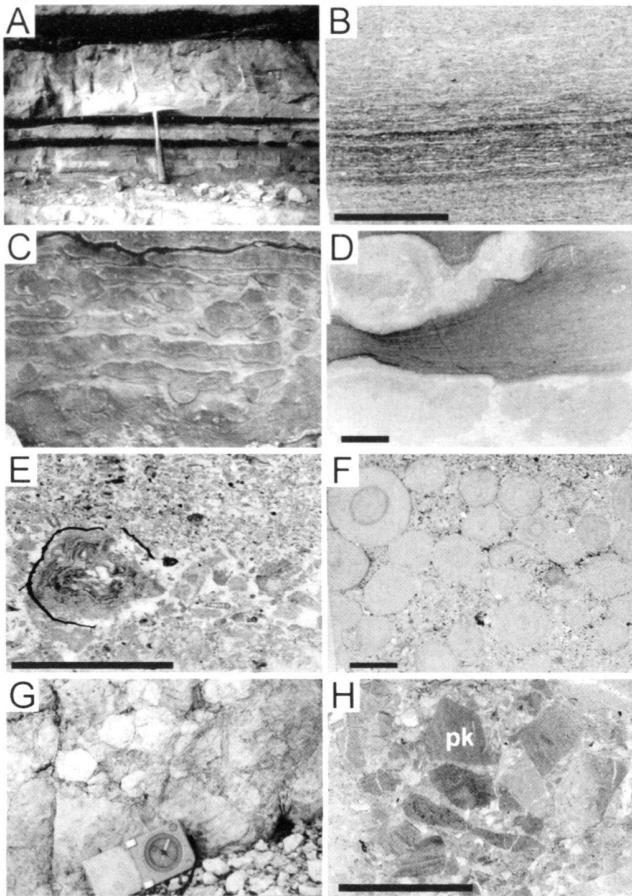


Fig. 6. Illustrationen zur Fazies der Buchenstein Schichten und des Schlerndolomits. – A) Plattenkalke im Aufschluss am Frötschbach. – B) Plattenkalke im Dünnschliff: laminierte radiolarien- und filamentführende Wackestones. – C) Knollenkalke im Aufschluss (25 m-Niveau im Profil 9, Fig. 8). – D) Dünnschliff im Knollenkalk: teilweise verkieselte Kalkknollen werden von stark kompaktierten Mergeln umgeben. – E) Typisch graderter Kalkturbidit aus den Bänderkalken mit Algenfragmenten und peloidführenden Lithoklasten (Profil 10, Fig. 8). – F) Akkretionäre Lapilli im Dünnschliff: der typisch konzentrische Aufbau ist gut zu erkennen (Profil 7, Fig. 8). – G) Schlerndolomit-Hangbreccie im Aufschluss an der Laurinswand (siehe Fig. 9). – H) Turbiditische Dolomite führen neben dolomitischen Lithoklasten Reste von Plattenkalken (pk; 5 m-Niveau im Profil 2, Fig. 8). Die schwarzen Balken in den Dünnschliffbildern entsprechen jeweils 5 mm.

Fig. 6. Photographs illustrating the facies of the Buchenstein Fm. and the Schlern Dolomite Fm. – A) Outcrop of the Plattenkalke at Frötschbach. – B) Thin section of the Plattenkalke: laminated wackestones rich in radiolaria and thin-shelled bivalve fragments. – C) Knollenkalke in outcrop (25 m-level in section 9, Fig. 8). – D) Thin section of the Knollenkalke: chert-rich carbonate nodules are surrounded by strong compacted marls. – E) Thin section of the Bänderkalke with typical graded turbidite beds containing algal fragments and clasts with peloids (section 10, Fig. 8). – F) Thin section photograph of accretionary lapilli with typical concentric structure (section 7, Fig. 8). – G) Slope breccia of the Schlern Dolomite Fm. at Laurinswand (for location see Fig. 9). – H) Thin section photograph of turbiditic dolomites containing fragments of Plattenkalke (pk; 5 m-level in section 2, Fig. 8). The black bars in the thin section photographs correspond to 5 mm.

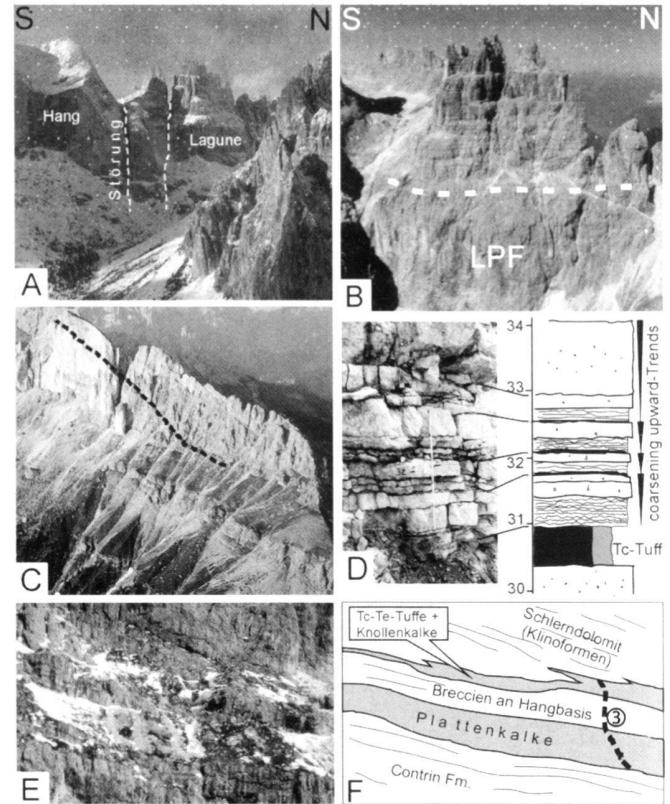


Fig. 7. A) Lateralverschiebungen mit dextalem Schersinn haben den primären Übergang zwischen Lagune (Vajolettürmen) im Norden und Plattformhang (Rosengartenspitze) im Süden gestört. Foto freundlicherweise von Tappeiner AG (Lana) zur Verfügung gestellt. – B) Die Lagunenfazies in den Vajolettürmen gliedert sich in ein unteres Stockwerk mit subtidalen Dolomiten (ähnlich der LPF am Latemar) und in eine obere, nicht weiter unterteilte Einheit. – C) Die Basis der Archelaus Zone tritt am Masaré (Südende der Rosengartenkette) als deutliche Klinoform hervor; sie entspricht dem Beginn des oberen Tuffitniveaus im Becken. Foto freundlicherweise von Tappeiner AG (Lana) zur Verfügung gestellt. – D) Die Coarsening-upward Abfolgen im Profil 3 werden durch den unterschiedlich hohen Eintrag von Tuffiten und Karbonatsedimenten ins Becken hervorgerufen (siehe Kapitel 8.2). – E, F) Wechselseitige Lagerung von Breccien und Buchenstein Schichten mit Tuffiten an der Basis der Laurinswand im Grenzbereich Reitzi/Secedensis Zone.

Fig. 7. A) Strike-slip faults with dextral shear sense dissected the primary transition between the lagoon (Vajolettürme) in the north and the slope (Rosengarten peak) in the south. Photograph by Tappeiner AG (Lana). – B) The lagoonal facies at the Vajolettürme is made up by a lower unit with subtidal dolostones (similar to the LPF at Latemar) and an upper unit without further subdivisions. – C) At Masaré (southern end of Rosengarten massif) the base of the Archelaus zone can be recognized as a well developed clinoform, which corresponds to the onset of the upper tuffitic interval in the basin. Photograph by Tappeiner AG (Lana). – D) The coarsening-upward units in section 3 are due to variations in the input of tuffs and carbonate sediments into the basin (see chapter 8.2). – E, F) Alternation of breccias and basinal Buchenstein beds with tuffitic intercalations at the base of the Laurinswand around the Reitzi/Secedensis boundary.

- Die heutige Verteilung von Plattform- und Hangsedimenten würde darauf hindeuten, dass der Plattformkern ursprünglich ein dem Vajolettal folgendes NW-SE-Streichen hatte. Nördlich dieses vermuteten Kernes fallen die Klinoformen nach NE ein (Larsecgruppe), im S müssten sie demzufolge nach SW einfallen; in der Rosengartenkette ist die dominierende Einfallsrichtung aber SE, also schräg zum Streichen des vermuteten Plattformkernes. Da eine Progradation des Hanges schräg zum Streichen der Plattform unwahrscheinlich ist, muss auch in diesem Fall eine Störung angenommen werden.

Verschiebt man die Rosengartenkette nach SE wie in Figur 11, so passen die Faziesverteilung in den Buchensteiner Schichten, der Verlauf der Basis des letzten Plattformhanges und die Progradationsrichtung für beide Teilstücke wieder zusammen. Die Lateralverschiebung setzt sich nach W ins Tierser Tal fort, wo sie in eine Blumenstruktur mit dextralem Schersinn mündet (R. Brandner, mündliche Mitteilung).

Neben den Lateralverschiebungen konnten im Kartierungsgebiet zahlreiche Scherflächen beobachtet werden, die vor allem in der Contrin Formation häufig anzutreffen sind. Im Schlerndolomit sind einzelne Klinoformen als Scherflächen reaktiviert worden; ihr Versatz scheint allerdings gering zu sein und den primären Kontakt von Hang- und Beckensedimenten nicht bedeutend zu stören.

5. Korrelation am Rosengarten

Entlang der Rosengartenkette kann beinahe die gesamte Entwicklung der Plattform in einer Länge von 5 km beobachtet werden. Die Beckensedimente sind in zehn Profilen relativ gut erschlossen (Fig. 8); diese lassen sich durch unterschiedliche Leithorizonte und eine biostratigraphische Einstufung mittels Conodonten gut korrelieren.

5.1. Conodontenstratigraphie

Das Alter der Buchensteiner Schichten reicht von der Reitzi Zone bis an die Basis der Archelaus Zone und wurde anhand von Makrofossilien umfassend dokumentiert (Brack & Rieber 1993). Da der Gehalt an Makrofossilien in den Buchensteiner Schichten am Rosengarten jedoch sehr gering ist, wurde eine biostratigraphische Gliederung anhand von Conodonten durchgeführt. Über Reichweiten mitteltriadischer Formen informieren Krystyn (1983) und Gallet et al. (1998).

Stratigraphisch aussagekräftige Conodontenfaunen aus den Buchensteiner Schichten sind aus den Lombardischen Alpen (Bagolino, Nicora & Brack 1995) und den Dolomiten (Frötschbach, Muttoni et al. 1996) beschrieben worden. Neu ist das Vorkommen von *P. eotrammeri* (Krystyn) in den Plattenkalken und *P. inclinata* (Kovacs) in den Knollenkalken. Das Einsetzen der Archelaus Zone wurde mit dem Auftreten von *Budurovignathus cf. mungoensis* (Diebel) gezogen. Diese Form tritt im Profil 10 an der Basis der Bänderkalke (Beginn

oberes Tuffitniveau) auf und entspricht somit dem Einsetzen im 87.3 m-Intervall im Profil Bagolino (Nicora & Brack 1995).

Die gefundenen Plattformconodonten, die einen durchschnittlichen CAI-Wert von 1.0 aufweisen, sind in den Profilen auf Figur 8 aufgelistet.

5.2. Tephrastratigraphie und Lithostratigraphie

Da sie kurzzeitige, faziell unabhängige, geologische Einzelergebnisse darstellen, sind Tuffitlagen ein in hohem Maße wertvolles Korrelationswerkzeug und übertreffen die biostratigraphische Auflösung. In den Buchensteiner Schichten sind Tuffitlagen in drei charakteristischen Niveaus angehäuft (vergleiche dazu Seceda Profil in Brack & Rieber 1993):

- T_c - T_c Tuffe: drei Tuffitlagen im untersten Bereich der Knollenkalke (9–13 m)
- mittleres Tuffintervall: 8–10 m mächtiger Abschnitt in den Knollenkalken mit Tuffiten, Kristalltuffen und einer Lage von akkretionären Lapilli (Seceda Profil 30–38 m)
- oberes Tuffitniveau: Tuffite an der Basis der Bänderkalke (Seceda Profil 44 m ff)

Diese drei Tuffitniveaus ermöglichen eine genaue Korrelation der Beckenprofile am Rosengarten (Fig. 8) und sind durch ihre gelbe Verwitterungsfarbe auch in den Hangbereich hinein verfolgbar.

Der beste regionale Leithorizont im mittleren Tuffintervall stellt eine ca. 10 cm dicke Lage von akkretionären Lapilli dar; sie kann in einigen Profilen am Rosengarten (Fig. 8) beobachtet werden; an der Seceda befindet sich diese Lage im 35 m-Niveau. Weitere Fundpunkte in den Dolomiten beschreibt Giannola (1991).

U/Pb -Messungen an Einzelzirkonen aus Kristalltuffen aus allen drei Tuffitniveaus geben die Möglichkeit der Errechnung absoluter Sedimentationsraten für Plattform- und Beckenkarbonate (Brack et al. 1996; Mundil et al. 1996). Folgende Alter wurden ermittelt:

- T_c -Tuffit (Basis Secedensis Zone): $241.2^{+0.8/-0.6}$ Ma
- Basis mittleres Tuffintervall (Basis Gredleri Zone): $238.8^{+0.5/-0.2}$ Ma
- Oberes Tuffitniveau (Basis Archelaus Zone): $238.0^{+0.4/-0.7}$ Ma

Diese drei Alter wurden durch die Datierung der in der Archelaus Zone folgenden Predazzo Granit-Intrusion mit einem Alter von $237.3^{+0.4/-1.0}$ Ma zusätzlich geeicht (Brack et al. 1997). Als lithostratigraphische Leithorizonte wurden die Bänke 1–6 in den Knollenkalken und ein Horizont mit Eisen-sulfiderzen ca. 1.5 m über dem T_c -Tuff herangezogen (Fig. 8); diese sind beckenweit verfolgbar und erlauben eine Bank-zu-Bank-Korrelation im unteren Bereich der Knollenkalke (Fig. 6 in Brack & Rieber 1993).

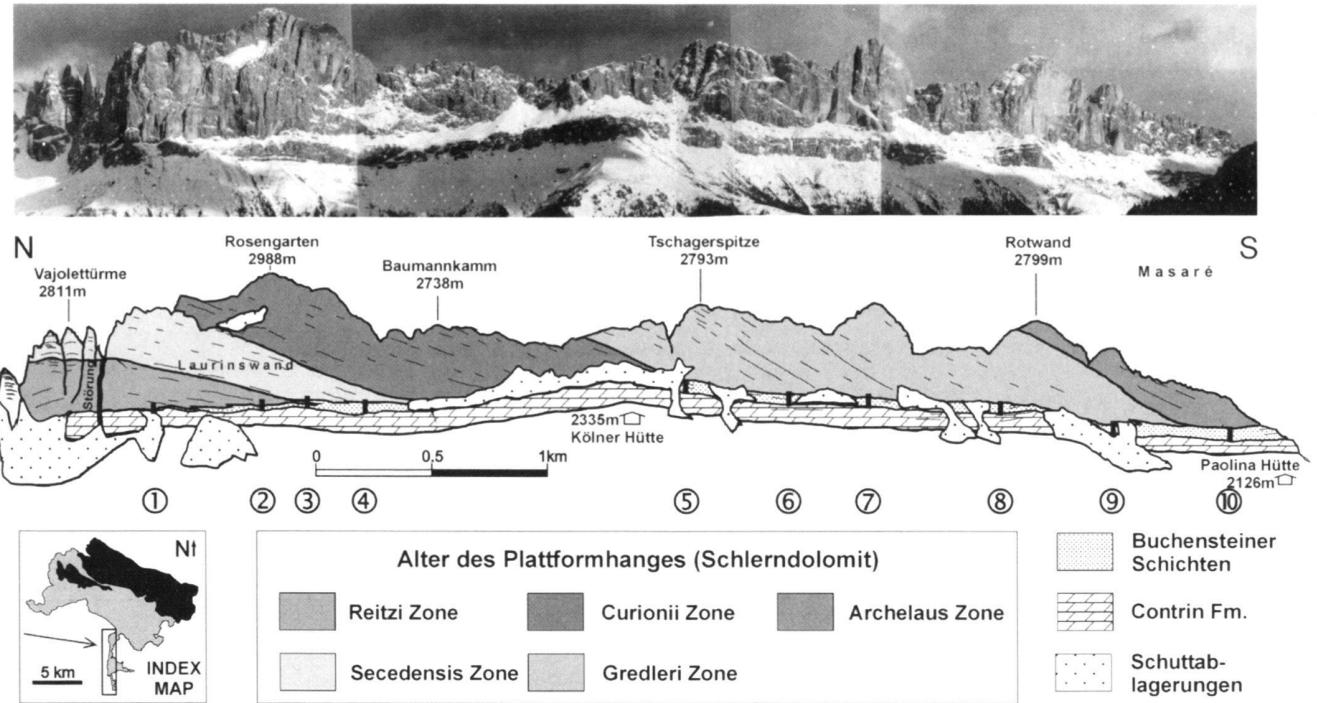


Fig. 9. Alter des Schlerndolomits am Rosengarten ermittelt durch die Korrelation der Beckensedimente mit den Klinoformen. An der Laurinswand kann das Aggradationsstadium mit ständig steiler werdenden Klinoformen beobachtet werden. Zwischen Kölner Hütte und Masaré ist die Progradations des Hanges mit kontinuierlich 30° nach SE einfallenden Klinoformen aufgeschlossen. Die schwarzen Balken zeigen die Position der zehn Beckenprofile auf Fig. 8.

Fig. 9. The age of the Schlern Dolomite Fm. at the Rosengarten massif has been worked out by correlation of the basinal sediments with the clinoforms. The aggradation of the platform is documented by the continuous increase in clinoform declivity at Laurinswand. The continuously 30° steep, southeastward dipping clinoforms between Kölner Hütte and Masaré belong to the progradation phase. The black bars mark the position of the ten sections in Fig. 8.

5.3. Korrelation an der Laurinswand

An der Laurinswand verzahnen sich die Hangsedimente mit den Plattenkalken und den basalen Knollenkalken (Fig. 9), die in 4 Profilen erfasst werden können. Die Profile 1 und 2 bestehen aus Plattenkalken und Bänken von Dolomitdetritus des Plattformhanges. Die Profile 3 und 4 reichen stratigraphisch in den unteren Tuffitbereich (T_c - T_e Tuffe) und umfassen die Plattenkalke und einen Teil der unteren Knollenkalke (Secedensis Zone). Im Profil 4 kommen flachgedrückte Ammonitengehäuse der Gattung *Parakellnerites* vor.

Eine genaue Alterskalibrierung erreicht man durch die Präsenz der T_c - T_e -Tuffe in den Profilen 3 und 4, die sich mit äquivalenten Tuffitlagen in entfernteren Beckenprofilen (Profile 5–10) gut korrelieren lassen (Fig. 8). Der T_c -Tuffit mündet im Verzahnungsbereich mit den Hangsedimenten in eine stark ausgeprägte Klinoform (Fig. 7 E), die bis zum Nordende der Laurinswand auf eine Höhe von 200 m über die Plattformbasis verfolgt werden kann; aus der Extrapolation mit dem vermuteten Verlauf des Plattformrandes (siehe Fig. 5) geht hervor, dass dieses Niveau einer Plattformmächtigkeit von ca. 300 m entspricht. Da dieses Niveau als Grenzlinie zwischen Reitzi

und Secedensis Zone herangezogen wird, erreichte die Plattform demnach am Ende der Reitzi Zone eine ungefähre Höhe von 300 m.

Die Aufschlüsse an der Laurinswand zeigen ein Aggradationsstadium der Plattform in der Reitzi und Secedensis Zone an. Dies wird einerseits durch den vertikal aggradierenden Plattformrand an den Vajolettürmen, andererseits an der kontinuierlichen Versteilung der Klinoformen an der Laurinswand von 5° bis ca. 25° deutlich. Die rasche Zunahme der stratigraphischen Reichweite der Beckenprofile 1–4 (zwei Ammonitenzonen in weniger als 1.5 km) unterstützt diese Beobachtungen.

5.4. Korrelation zwischen Kölner Hütte und Masaré

Zwischen dem Profil 4 und den Profilen südlich der Kölner Hütte sind die Buchensteiner Schichten nicht aufgeschlossen, reichen in diesem Bereich aber vermutlich bis ans Top der Curionii Zone, da im Profil 5 bereits das mittlere Tuffintervall (Basis Gredleri Zone) einsetzt. In diesem Abschnitt vollzieht sich auch in den Hangsedimenten der Übergang zu kontinuierlich mit 30° Neigung nach SE einfallenden Klinoformen.

Von der Kölner Hütte nach S kann die Verzahnung des Schlerndolomits mit den Knollenkalken und Bänderkalken in insgesamt sechs Profilen gut erfasst werden. Figur 8 zeigt, dass die Buchensteiner Schichten in diesem Abschnitt zwar mächtigkeitsmäßig zunehmen, der stratigraphische Umfang von einem Profil zum nächsten aber nur gering variiert. Aus diesem Befund und der Tatsache, dass die Klinoformen eine kontinuierliche Neigung von 30° aufweisen, kann man auf ein Progradationsstadium der Plattform in diesem Abschnitt schließen. Dasselbe Phänomen kann am Schlern beobachtet werden, wo die Klinoformen von geringmächtigen, horizontal progradierenden Topsets überlagert werden (Fig. 4). Die Grenze zwischen Curionii und Gredleri Zone wurde auf der Höhe des Baumannkammes gezogen, von wo aus die Klinoformen bis zum Beginn des mittleren Tuffintervalls an der Kölner Hütte hinunterziehen (Fig. 9). Die Grenzziehung zwischen Gredleri und Archelaus Zone wird aus praktischen Gründen in den basalen Bänderkalken gezogen; einerseits ist diese Grenze an der Rosengartenkette (Punta Masaré) gut erkennbar (Fig. 7 C), andererseits fällt das radiometrische Alter des oberen Tuffitniveaus in diesen Abschnitt. Das Alter des Schlerndolomits an der Rosengartenkette und die Lage der zehn Profile sind überblicksmäßig auf Figur 9 dargestellt.

5.5 Aufbau des Plattformnucleus in den Vajolettürmen

Der interne Aufbau von Lagunensedimenten von Schlerndolomitäquivalenten ist am Latemar genau untersucht und in mehrere Einheiten unterteilt worden (Goldhammer & Harris 1989; Goldhammer et al. 1990, 1993; Egenhoff et al. 1999). Von diesen Einheiten ist nur die liegendste (Lower Platform Facies – LPF) biostratigraphisch datiert und gehört der Reitzi Zone an (Brack & Rieber 1993).

An den Vajolettürmen kann eine Gliederung des Plattforminneren in ein unteres Stockwerk mit vorwiegend subtidalen Karbonaten von 260 m Mächtigkeit (ähnlich der LPF am Latemar) und in eine darüber folgende, 270 m mächtige Einheit von metergebankten sub- bis intertidalen Karbonaten vorgenommen werden (Fig. 7 B).

Der primäre Kontakt zwischen Lagune und Plattformhang am Rosengarten ist durch eine Lateralverschiebung tektonisch gestört (Fig. 2, 7 A); dennoch können Plattform- und Hangsedimente einigermassen gut korreliert werden. Die Grenze zwischen der Reitzi und der Secedensis Zone an der Basis des Plattformhanges an der Laurinwand (T_c -Tuff im Profil 3) lässt sich entlang einer klar ausgeprägten Klinoform bis zum Plattformrandbereich an der Laurinsscharte verfolgen. Im Plattforminneren befindet sie sich ca. 50 m oberhalb der Hangendgrenze der LPF.

Der obere Anteil der Laurinwand gehört stratigraphisch der Secedensis Zone an, deren obere Grenze einer Plattformmächtigkeit von ca. 600 m entsprechen würde. Da an den Vajolettürmen der Plattformnucleus nur 530 m mächtig ist, kann mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden, dass die heute erhaltenen Lagunensedimente nicht über die Secedensis Zone hinausreichen.

6. Das zweidimensionale Wachstumsmodell und die Sedimentationsraten der Plattform

Bei der zweidimensionalen Rekonstruktion der Plattformentwicklung müssen folgende Parameter berücksichtigt werden:

- 1) zur exakten Ermittlung der Progradationswerte der Hangbasis für die fünf Ammonitenzonen muss der Abstand zwischen den einzelnen Profilen und den bekannten biostratigraphischen Grenzen senkrecht zum Streichen des Hangs bzw. parallel zur Progradationsrichtung der Plattform ermittelt werden. Im einzelnen ergeben sich für die fünf Ammonitenzonen folgende Werte, gemessen von der Basis des Plattformrandes (vermuteter Verlauf auf Fig. 5) zur jeweiligen Hangbasis (toe of slope):
 - Top Reitzi/Basis Secedensis Zone: 1 km
 - Basis Curionii Zone: 1.3 km
 - Basis Gredleri Zone: 2 km
 - Basis Archelaus Zone: 4.3 km
 - Archelaus Zone/Onlap der Wengener Vulkanite: 5.5 km. Dieses Niveau ist am Rosengarten erodiert, kann aber durch die Messung der Distanz zwischen dem Plattformrand in der Larsecgruppe und der Basis des letzten Plattformhanges bei Socresta im NE der Val Udai (Fig. 4) direkt ermittelt werden.
- 2) Zur Unterscheidung zwischen Aggradations- und Progradationsphase dienen folgende Kriterien:

– das Verhalten des Plattformrandes:

Während der Aggradationsphase einer Karbonatplattform bleibt der Plattformrand stationär, das heisst, er wächst vertikal nach oben. Sobald die Plattform aufgrund eines relativen Meeresspiegelstillstandes nicht mehr aggradieren kann, progradiert der Plattformrand horizontal Richtung Becken (vergleiche dazu Wright & Burchette 1996). Ein stationärer Plattformrand ist am Rosengarten nur bis zu einer Plattformhöhe von 400 m erhalten. Der Umschwung in Progradation ist erodiert und kann aus Beobachtungen an benachbarten Plattformen rekonstruiert werden. Am Latemar ist ein stationärer Plattformrand bis etwa 670 m erhalten (Fig. 4 in Brack et al. 1996). An den Geislern und am Agnello reicht die Aggradation bis zu einer Plattformhöhe von über 700 m.

Aus den Beobachtungen an Latemar und Geisler wurde für die Schlern/Rosengarten Plattform ein Wechsel von Aggradation zu Progradation mit etwa 750 m Plattformmächtigkeit angenommen.

– der Einfallswinkel des Plattformhanges:

Der Einfallswinkel der Klinoformen steht in engem Zusammenhang mit dem Aufbau der Hangsedimente und der Plattform-zu-Becken-Geometrie (Kenter 1990, Doglioni & Bosellini 1989). Während einer Aggradationsphase lässt

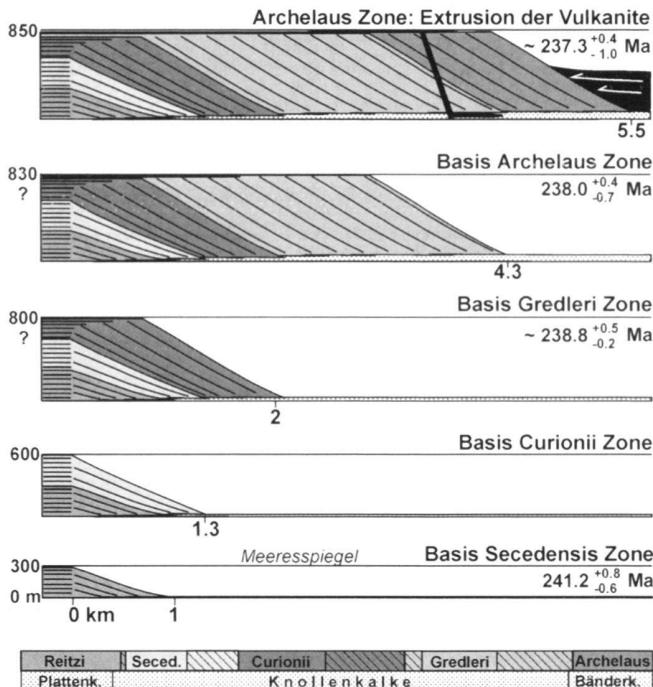


Fig. 10. Zweidimensionale Rekonstruktion des Plattformwachstums für die fünf Ammonitenzonen. Einer Aggradationsphase im Zeitraum Reitzi/Secedensis/Curionii Zone folgt eine rasche Progradationsphase in der Gredleri und Archelaus Zone. Die Wachstumsgeometrie benachbarter Plattformen (Geisler, Latemar) fließt in die Rekonstruktion mit ein. Der Balken mit den Ammonitenzonen und Membern der Buchenstein-Schichten an der Basis der Grafik schafft einen direkten Vergleich mit dem stratigraphischen Umfang der Profile auf Fig. 8. Radiometrische Alter nach Mundil et al. (1996) und Brack et al. (1997).

Fig. 10. Two-dimensional reconstruction of the platform growth for each ammonoid zone. After an aggradation in the Reitzi, Secedensis and Curionii zones there follows a fast progradation in the Gredleri and Archelaus zones. The growth mode was partly restored by the observation of the growth-geometry of neighboured platforms (Geisler, Latemar). The bar containing the name of the ammonoid zones and of the members of Buchenstein Fm. at the base of the figure allows a good comparison with the stratigraphic range of the sections on Fig. 8. Radiometric ages after Mundil et al. (1996) and Brack et al. (1997).

sich ein initiales Versteilen der Plattformflanken beobachten, je nach Sedimentzusammensetzung des Hangs bildet sich dann ein kontinuierlicher Hangwinkel aus, der dann bei gleichbleibender Tiefe des Beckens und nur geringer Mächtigkeitszunahme der Beckensedimente in der Progradationsphase beibehalten wird. An der Laurinswand kann eine Versteilung der Klinoformen von anfänglich 5° bis ca. 25° beobachtet werden. Am Baumannkamm erreichen die Klinoformen einen Einfallswinkel von 30° , der nach S über die gesamte Progradationsphase der Plattform beibehalten wird.

Das Progradationsstadium und die finale Plattformhöhe können am Schlern beobachtet werden: zwischen dem Topset des Schlerndolomits und dem Top der Contrin Formation, das an

mehreren Stellen am West- und Nordrand der Schlernwände aufgeschlossen ist, erreicht die Sedimentabfolge eine Mächtigkeit von 850 m (Fig. 4).

Aus den genannten Beobachtungen kann ein zweidimensionales Modell der Plattformentwicklung abgeleitet werden (Fig. 10). Es zeigt eine Aggradationsphase der Plattform in der Reitzi und Secedensis Zone, einen Umschlag in Progradationsphase in der Curionii Zone und eine rasche Progradationsphase in der Gredleri und Archelaus Zone. Aus der Kombination der Wachstumsgeometrie der Plattform mit den radiometrischen Altersdaten der Tuffite können über bestimmte Zeitintervalle Sedimentationsraten errechnet werden.

a) **Aggradationsphase:** Die Sedimentmächtigkeit zwischen dem Top der Reitzi Zone (241.2 Ma) und der basalen Gredleri Zone (238.8 Ma) beträgt 500 m. Dies ergibt eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 200 Bubnoffs ($\mu\text{m/a}$ bzw. m/Ma) für die Secedensis und Curionii Zone. Leicht höhere Werte postuliert Brandner (1984) für die Karwendel Plattform in den Nördlichen Kalkalpen.

b) **Progradationsphase:** Für die Berechnung der Progradationsraten der Plattform im Zeitraum Gredleri/Archelaus Zone stehen drei Altersdaten zur Verfügung. Die Altersdaten für die Basis der Gredleri Zone (238.8 Ma) und die Basis der Archelaus Zone (238.0 Ma) erlauben eine gute Erfassung der Progradationsgeschwindigkeit in der Gredleri Zone, die etwa bei 2700 m/Ma liegt.

Die Progradationsphase in der Archelaus Zone wird durch das radiometrische Datum des oberen Tuffitniveaus (238.0 Ma) und dem Intrusionsalter der mitteltriadischen Plutone (237.3 Ma) abgegrenzt. Da die Extrusion der Pillowlavas (= Ende der Plattformentwicklung) der Predazzo-Intrusion vorangeht, kann für Progradationsphase in der Archelaus Zone eine Zeitspanne von 0.4–0.5 Ma angenommen werden. Demnach beläuft sich die Progradationsgeschwindigkeit in der Archelaus Zone auf einen Wert zwischen 2400 und 3000 m/Ma, entspricht also der Größenordnung der Progradationsgeschwindigkeit in der Gredleri Zone.

Bei den errechneten Ergebnissen ist zu beachten, dass die Sedimentationsraten immer nur Durchschnittswerte innerhalb der beobachteten Zeitintervalle darstellen (Schlager et al. 1998). Wenn man grosse Schichtlücken während des Plattformwachstums, die heute nicht mehr nachvollziehbar sind, in die Berechnungen miteinbezieht, können durchaus höhere Sedimentationsraten (z.B. Werte wie im Holozän) erwartet werden.

7. Das dreidimensionale Entstehungsmodell der Plattform und die Berechnung der produzierten Sedimentmengen

Um die Entwicklung der Plattform in drei Dimensionen rekonstruieren zu können, muss einerseits der stratigraphische Umfang der Buchenstein-Schichten am Schlern und in der Larseckgruppe ermittelt, andererseits der primäre Ablagerungsraum durch die tektonische Rückwärtsbewegung wieder hergestellt werden.

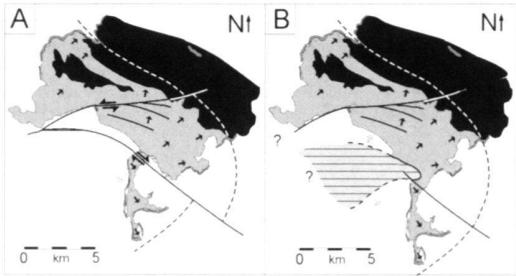


Fig. 11. Die palinspastiche Rekonstruktion des primären Ablagerungsräumes der Schlern/Rosengarten Plattform zeigt, dass der Grossteil der Lagune westlich der heutigen Aufschlüsse gelegen haben muss. Eine frühere Verbindung mit der weiter westlich gelegenen Mendel Plattform (Fig. 1) kann nicht ausgeschlossen werden. Fig. 11A ist eine Vereinfachung von Fig. 2.

Fig. 11. *The palinspastic reconstruction of the primary depositional setting of the Schlern/Rosengarten platform suggests that the main part of the lagoon was situated in the west of the current outcrops. A possible former connection with the Mendel platform farther W (Fig. 1) cannot be excluded. Fig. 11A is a simplified version of Fig. 2.*

Aufschlüsse von Buchensteiner Schichten mit bekanntem stratigraphischen Umfang am Schlern und östlich der Larsecgruppe erlauben eine grobe Kalibrierung der Ausbreitungs geschichte der Plattform nach N und E. So reichen die Buchensteiner Schichten im Tschamintal bis in die Curionii Zone, am NE-Ende des Schlern in die hohe Gredleri Zone und im Frötschbachgebiet in die Archelaus Zone. Auch am Ostende der Plattform (Lokalität Socresta, Fig. 2) ist ein Buchensteiner Profil mit gesamtem stratigraphischen Umfang erhalten.

Die einstige Schlern/Rosengarten-Plattform ist heute in drei tektonische Teilstücke zerlegt (Fig. 2). Einheit 1 (Schlernmassiv) ist gegenüber den Einheiten 2 und 3 um 900 m herab gesetzt und leicht lateral versetzt. Einheit 2 und 3 sind durch eine dextrale Lateralverschiebung von ungefähr 2 km voneinander getrennt. Durch Rückwicklung der Tektonik gelangt man zur Rekonstruktion des primären Ablagerungsräumes (Fig. 11). Der eigentliche Plattformkern war westlich des heutigen Rosengartenmassivs angesiedelt; ein Teil dieses Nucleus reichte als schmaler Fortsatz in den Bereich der Vajolettürme und Larsecgruppe hinein und verursachte dort ein rasches Umbiegen der Klinoformen von NE (Larsecgruppe) nach SE (Rosengartenkette). Ob Schlern und Rosengarten in der Mitteltrias eine isolierte Plattform darstellten wie z. B. Latemar oder Marmolada oder die östlichen Ausläufer der Mendelplattform waren, bleibt offen.

Die Ausbreitung der Plattform wurde für alle fünf Ammonitenzonen rekonstruiert und mit paläobathymetrischen Werten für die Basis des Plattformhanges und für distale Beckenbereiche versehen. Am Beispiel der Wachstumsgeometrie an der Basis der Secedensis Zone wird die Berechnung wie folgt erläutert:

- das Plattformtop (Lagune) wird dem Meeresspiegel gleich gesetzt, entspricht also dem Nullniveau.

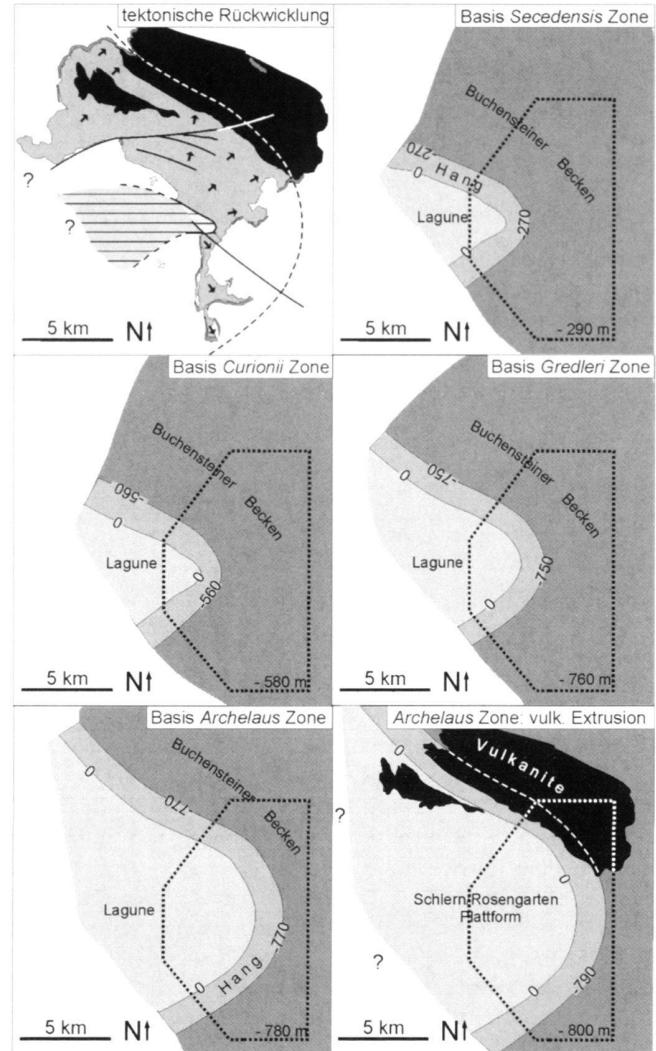


Fig. 12. Die dreidimensionale Rekonstruktion des Plattformwachstums zeigt eine rasche Subsidenz des Buchensteiner Beckens während der Aggradion; dabei bleibt die Grösse der Lagune konstant. Später breitet sich die Plattform rasch aus, die Subsidenz des Beckens kommt allmählich zum Erliegen. Erläuterungen zur Berechnung der Beckentiefen befinden sich im Text. Die punktierten Linien markieren die Aussengrenze der in Kapitel 7 berechneten Volumina.

Fig. 12. *The three-dimensional reconstruction of the platform growth shows a strong subsidence of the Buchenstein basin during the aggradion; during this time interval the size of the lagoon remains constant. During the progradation, when the subsidence decreases significantly, the platform expands over the basin. The calculation of the basin bathymetry is explained in the text. The dotted lines mark the outer boundary of the calculated volumes in chapter 7.*

- die Plattform erreicht in diesem Niveau eine Mächtigkeit von 300 m (Mächtigkeit Top Contrin bis Top der Plattform);
- zieht man von diesem Wert (300 m) die Mächtigkeit der Buchensteiner Schichten an der Basis des Plattformhanges ab (30 m), so erhält man für die Hangbasis eine Tiefe von

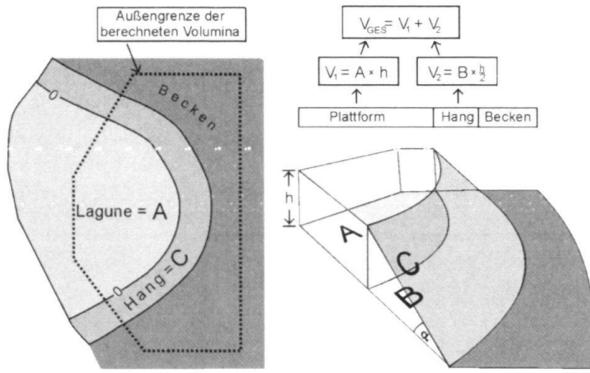


Fig. 13. Parameter und Formeln für die Berechnung des Plattformvolumens (A – Lagunenfläche; C- Hangoberfläche; B – Projektionsfläche unterhalb der Hangoberfläche; h – Höhe der Plattform; α – Hangwinkel).

Fig. 13. Parameters for the calculation of the platform volume (A – surface of lagoon; C – slope surface; B – projection-surface beneath the slope surface; h – height of the platform; α – slope angle).

–270 m; zieht man die Mächtigkeit der Buchensteiner Schichten in distalen Beckenbereichen ab (10 m), so erhält man einen Wert von –290 m für die beckenweite Tiefe des Meeresbodens.

Alle errechneten Daten sind mit kompaktierten Sedimentmächtigkeiten durchgeführt worden.

Das dreidimensionale Entwicklungsmodell der Plattform (Fig. 12) zeigt während der Aggradationsphase ein stetiges Abtiefen des Beckens, während sich die Plattform flächenmäßig nicht ausbreitet. Erst in der Curionii Zone beginnt die Plattform mit der flächenhaften Ausdehnung und progradiert in der Gredleri und Archelaus Zone rasch über das sich kaum mehr absenkende Becken. Wie aus der dreidimensionalen Rekonstruktion erkenntlich ist, spricht das Fehlen einer deutlichen Asymmetrie gegen einen Einfluss von windward-leeward effects, wie von Blendinger & Blendinger (1988) für altersäquivalente Plattformen vermutet.

Anhand des dreidimensionalen Entwicklungsmodells können die in den einzelnen Ammonitenzonen produzierten Sedimentmengen berechnet werden. Natürliche isolierte Karbonatkörper haben meistens eine Form, die zwischen zwei idealen geometrischen Figuren – Konus und Prisma – liegt (Schlager 1981). In dieser Kalkulation wird nicht ein kreisrunder Grundriss der Plattform erwartet, deshalb wird nur der Teil der Plattform, dessen Ausbreitungsgeometrie bekannt ist, volumetrisch berechnet. Die für die einzelnen Wachstumsstadien berechneten Volumina befinden sich jeweils innerhalb der punktierten Linien, die in Figur 12 die rekonstruierten Geometrien überlagern.

Zweck der Berechnung soll nicht die genaueste Ermittlung der produzierten Sedimentmengen sein; es sollen vielmehr die Variationen in der Karbonatproduktion über die fünf Biozonen herausgearbeitet und ihre Beziehung zur Größe der Karbonatfabrik und der Geschwindigkeit der Progradation untersucht werden.

Die Volumenberechnung der Sedimentkörper wird nun erläutert (Fig. 13).

Das Gesamtvolume (V_{ges}) der Plattform errechnet man durch die Addition der Teilvolumina V_1 und V_2 :

$$V_{\text{ges}} = V_1 = A \times h + V_2 = B \times \frac{h}{2}$$

wobei A die Größe der momentanen Lagunenfläche, B die Projektionsfläche unterhalb der Hangfläche C und h die Höhe der Plattform angibt. Die Höhe entspricht dabei immer der momentanen Plattformmächtigkeit (vom Top der Contra Fm. bis zur Lagunenfläche); das Volumen der Buchensteiner Schichten fließt also in die Berechnung des Plattformvolumens mit ein.

Für die Reitzi Zone bestimmt V_{ges} das in dieser Zeitspanne produzierte Sedimentvolumen. Die produzierte Sedimentmenge m ergibt sich aus:

$$m = \rho \times V_{\text{ges}}$$

wobei die Dichte ρ ($\sim 2.5 \text{ t/m}^3$) aus der Dichte von Kalk und einer primären Porosität von 10% errechnet wurde.

Für die folgenden Ammonitenzonen wird das Sedimentvolumen nicht aus dem Gesamtvolume, sondern aus dem Volumenzuwachs dV innerhalb der betrachteten Zone ermittelt:

$$m = \rho \times dV$$

wobei dV definiert ist als:

$$dV = V_{\text{ges}} \text{ der jüngeren Zone} - V_{\text{ges}} \text{ der älteren Zonen}$$

Die Größe der Flächen A und B wird durch graphisches Integrieren ermittelt; die Höhe h und der Hangwinkel α sind für jedes Wachstumsstadium bekannt.

Die Berechnungen ergaben folgende Werte für die fünf Ammonitenzonen:

Zone	Reitzi	Secedensis	Curionii	Gredleri	Archelaus
h (km)	0.3	0.6	0.8	0.83	0.85
α (°)	20	25	30	30	30
A (km^2)	3.71	3.71	9.95	30.09	41.89
B (km^2)	6.25	8.45	10.4	19.02	20.76
V_1 (km^3)	1.11	2.22	7.96	24.97	35.6
V_2 (km^3)	0.94	2.53	4.16	7.89	8.82
V_{ges} (km^3)	2.05	4.76	12.1	32.9	44.4
dV (km^3)	2.05	2.71	7.36	20.7	11.6
m (Mio t)	5125	6775	18 400	51 750	29 000
m (Mio t/Ma)			10 490 (Sec.+ Cur. Zone)	62 100	66 000

Anhand der errechneten Gesamtvolumina (V_{ges} in km^3) und Sedimentmengen (m in Mio t) kann ein Vergleich zwischen der Karbonatproduktion in den einzelnen Ammonitenzonen gezogen werden (Fig. 14). Hier sei hervorgehoben, dass während der Progradationsphase innerhalb einer Ammonitenzone die Produktionsrate sechsmal höher war als im gesamten

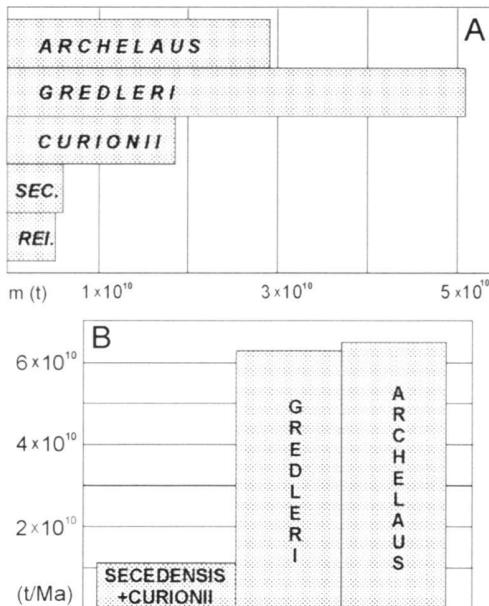


Fig. 14. Histogramm A zeigt die in den diversen Ammonitenzonen produzierten Sedimentmengen für den in Fig. 12 rekonstruierten Teil der Plattform. Im Histogramm B werden die Produktionsraten (t/Ma) in den radiometrisch datierten Zeitintervallen gegenübergestellt; wie hier ersichtlich wird, war die Produktion während der Progradationsinnerhalb einer Ammonitenzone sechsmal höher als während der Aggradationszeitraum Secedensis/Curionii Zone.

Fig. 14. Histogram A shows the amount of sediment produced in each ammonoid zone within the dotted lines in the platform reconstruction on Fig. 12. The production rates (t/Ma) within the radiometrically dated time intervals are illustrated in histogram B. Note that the production within a single ammonoid zone during the progradation was six times higher than during the aggradation in the time interval Secedensis/Curionii zone.

Zeitraum Secedensis/Curionii Zone. Der Grund für die hohe Karbonatproduktion im späten Wachstumsabschnitt ist noch ungeklärt, vor allem auch deshalb, weil die genaue Lage und Dimension der Karbonatfabrik unbekannt ist (siehe Diskussion).

8. Diskussion: Steuerungsfaktoren für das Plattformwachstum

8.1. Die Hauptkarbonatproduzenten und die Lage der Karbonatfabrik

Mikrofazielle Studien haben Aufklärung über die Sedimentzusammensetzung und die Art der karbonatproduzierenden Organismen in kalkigen Äquivalenten des Schlerndolomits gebracht (Gaetani et al. 1981; Blendinger 1986, 1994; Harris 1993, 1994). Studien am Latemar (Gaetani et al. 1981; Harris 1993, 1994) haben ergeben, dass die Hauptkarbonatproduzenten vor allem Mikroproblematika der Gattungen *Tubiphytes* und *Bacanella* sowie inkrustierende Cyanobakterien darstellen, während Schwämme und Korallen eher untergeordnet auftreten. Synsedimentäre Zemente und Algenkrusten, die

den Grossteil des Sedimentvolumens umfassen, spielten eine zentrale Rolle in der Stabilisierung des Plattformrandes und -hanges.

Während über den Aufbau des Plattformrandes und der Lagunenbereiche einheitliche Resultate vorliegen, divergieren die bisherigen Untersuchungen in bezug auf die Zusammensetzung der Hangsedimente und die Lage der Karbonatfabrik.

In der Beschreibung von Harris (1994) bestehen die Hangsedimente grossteils aus Breccien mit Klasten aus dem Plattformrandbereich, der 20–30 m breite Plattformrand wird als Hauptquelle für die Hangsedimente gesehen.

Blendingers (1994) Untersuchungen an der Marmolada zeigen hingegen, dass über 50% des Hangs aus in situ-Boundstones aufgebaut sind; er schliesst daraus, dass die Klinoformen selbst die Hauptquelle der Karbonatproduktion darstellen.

Beide Autoren sind sich in ihrer Diskussion einig, daß vom Plattforminneren kein Sediment auf den Hang geschüttet wurde (Harris 1996).

Gaetani et al. (1981) schliessen aus ihren Beobachtungen am Monte Coldai (Civetta Plattform) und am Peitlerkofel, dass der obere Hangabschnitt in Form von Bind- und Bafflestones selbst Ort der Karbonatproduktion ist, während tiefere Hanganteile vorwiegend aus umgelagerten Breccien aufgebaut werden.

Beobachtungen zu dieser Fragestellung sind am Rosengarten sehr dürfig, da durch die starke Dolomitierung sämtliche mikrofaziellen Texturen ausgelöscht wurden. Aufgrund der Tatsache, dass mit zunehmender Lagunenfläche die Karbonatproduktion ansteigt, kann im Gegensatz zu Harris (1996) zumindest eine teilweise Anlieferung von Sediment von der Lagune in den Hangbereich vermutet werden. Solange die genaue Lage der Karbonatfabrik nicht bekannt ist, kann der mit der Progradationsinnerhalb einhergehende sprunghafte Anstieg der Karbonatproduktion nicht erklärt werden.

8.2. Einfluss des Pietra verde-Vulkanismus auf die Karbonatproduktion und mögliche Ursachen für die Ausbildung der Klinoformen

Betrachtet man die Verteilung von Plattformdetritus, Tuffiten und pelagischen Sedimenten an der Basis des Plattformhanges, so lassen sich gewisse Wechselwirkungen zwischen den Sedimenttypen und den Vulkanoklastika beobachten.

Verfolgt man einzelne Tuffitlagen vom Becken in den Hangbereich, so haben sie zunächst eine konstante Mächtigkeit, sind teilweise gradiert und bestehen überwiegend aus vulkanoklastischem Detritus. Im Verzahnungsbereich mit den Hangsedimenten erreichen sie ihre größte Mächtigkeit und sind dort stark mit Karbonatklasten durchmischt. Einzelne Tuffitlagen sind auch in den Hangbereich hinein verfolgbar, wo sie in Form von dünnen Linsen an markant ausgeprägten Klinoformen auftreten (z. B. am Masaré, Fig. 7 C).

Das Auftreten von Tuffiten steht in engem Zusammenhang mit einer Abnahme von Plattformdetritus an der Hangbasis. Für das untere Tuffitniveau kann dieses Phänomen an

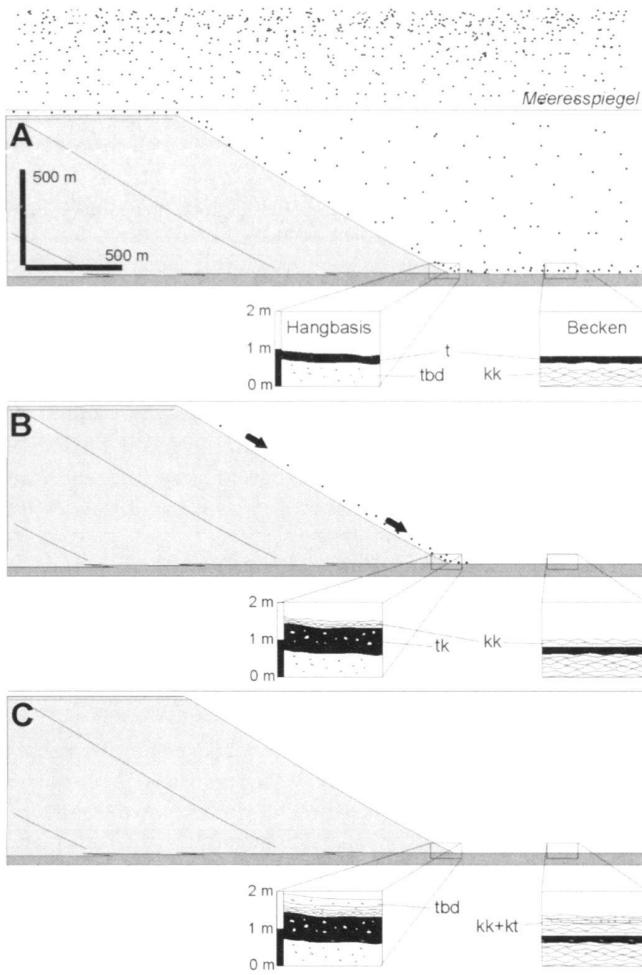


Fig. 15. Die mögliche Beziehung zwischen Tuffiten und Karbonatproduktion in drei Schritten. A) Aschenausfall – Unterbrechung der Karbonatproduktion: Tuffite (t) lagern sich auf der Plattform und am Hang ab; an der Hangbasis überlagern sie turbiditische Bankdolomite (tbd), im Becken Knollenkalke (kk). – B) Unstabile Tuffite am Hang gleiten ab, vermischen sich mit Karbonatklasten und lagern sich an der Basis des Hanges als Tuffit-Karbonat-Gemisch (tk) an; darüber werden – wie auch weiter im Becken – Knollenkalke gebildet. – C) Wiederaufnahme der Karbonatproduktion: an der Hangbasis werden wieder turbiditische Bankdolomite abgelagert, im Becken bilden sich Knollenkalke mit gelegentlichen Einschaltungen von Kalkturbiditen (kt).

Fig. 15. The possible relationship between the tuffs and the carbonate production illustrated in three steps. – A) Fallout of volcanic ashes – interruption of the carbonate production: tuffs (t) are deposited on top and on the slope of the platform; they cover turbiditic dolomites (tbd) at the toe of slope and nodular limestones (kk – Knollenkalke) in the basin. – B) Unstable tuffite material on the slope is transported basinward and is deposited at the toe of slope and intermixed with carbonate sediments; after this process, nodular limestones are deposited over these sediments at the toe of slope and also in the basin. – C) The re-establishment of the carbonate production leads to a renewed sedimentation of turbiditic dolostones at the toe of slope; in the basin continues the deposition of nodular limestones, sometimes alternating with calciturbidites.

der Laurinswand besonders gut beobachtet werden, wo über einer mehrere m mächtigen Breccienbank die T_c - T_e -Tuffe eingeschaltet sind und mit Knollenkalken wechseltlagern (Fig. 7 E). In diesem Abschnitt kann man eine sich mehrfach wiederholende Abfolge von einem Tuffit an der Basis, gefolgt von einem Knollenkalkintervall und überlagert von allodaptischen Bankdolomiten beobachten (z. B. 31–33 m-Intervall im Profil 3, Fig. 7 D).

Aufgrund dieser Beobachtungen kann man auf eine Wechselwirkung von Karbonatproduktion und Ablagerung von Vulkanoklastika schliessen, die wie folgt beschrieben wird (Fig. 15):

- Im Zuge einer vulkanischen Eruption werden Aschen auf der Plattform, am Hang und im Becken abgelagert. Da die karbonatfällenden Organismen auf der Plattform und am Hang vollständig bedeckt werden, kommt die Karbonatproduktion und somit auch das Wachstum zum Erliegen.
- In weiterer Folge kommt es aufgrund der Wellentätigkeit zu einer Umlagerung der Tuffite vom Plattformrand und dem Hang ins Becken (siehe auch Brack et al. 1997). Bei dieser Umlagerung wird primäres vulkanoklastisches Material mit karbonatischem Detritus vermischt und an der Hangbasis akkumuliert. Die Unterbrechung in der Karbonatproduktion hat zur Folge, dass kein Flachwassermaterial ins Becken geschüttet wird und man deshalb an der Hangbasis über den Tuffiten pelagische Sedimente statt Resedimente der Plattform findet.
- Nachdem die Plattform weitgehend von den Tuffiten freigelegt ist, setzt die Karbonatproduktion wieder ein und an der Hangbasis lagern sich wieder vermehrt Resedimente an. Bei der darauffolgenden Ascheneruption beginnt dieser Prozess von neuem.

Da das Auftreten von markant ausgebildeten Klinoformen am Rosengarten mit dem Vorkommen von Tuffiten einhergeht, kann die Entstehung der Klinoformen auch in Zusammenhang mit der Karbonatproduktion gebracht werden. Eine Klinoform kann als Schichtlücke am Hang gedeutet werden, die dem Zeitraum des Aussetzens der Karbonatproduktion auf der Plattform und der Sedimentation von pelagischen Kalken an der Hangbasis entspricht. Für die Genese von Klinoformen, die nicht mit den Tuffiten in Zusammenhang gebracht werden können, werden ebenfalls physikalische Ereignisse (z. B. kurzzeitige Flutung oder Trockenlegung der Plattform) in Betracht gezogen.

8.3. Sequenzstratigraphie

Da die Karbonatproduktion sehr stark an das Licht gebunden ist (Bosscher & Schlager, 1992), versuchen die karbonatproduzierenden Organismen mit den relativen Meeresspiegeländerungen standzuhalten, um in der photischen Zone zu bleiben. Die Wachstumsgeometrie von Karbonatplattformen kann deshalb Hinweise auf langfristige Veränderungen des relativen

Meeresspiegels geben. Wie die Rekonstruktion der Schlern/Rosengarten Plattform (Fig. 10) zeigt, war ihr Wachstum durch einen relativen Meeresspiegelhochstand geprägt. Die erste Wachstumsphase (Aggradation) kann als früher Meerespiegelhochstand (Highstand Systems Tract = HST) bezeichnet werden; in diesem Abschnitt war die Karbonatproduktion stark genug, um den Vorbau der Hangbasis (toe of slope) zu bewerkstelligen, jedoch zu gering, um eine Progradation des Plattformrandes zu ermöglichen. Die rasche Progradation und der erhöhte Eintrag von Plattformdetritus ins Becken (Bänderkalkfazies) in der Gredleri und Archelaus Zone stellt den späten HST dar; diese Phase entspricht dem klassischen HST Modell für Karbonate (Sarg 1988; Handford & Loucks 1993). Die gesamte Plattformentwicklung spielt sich nach den hier präsentierten Ergebnissen innerhalb einer Ablagerungssequenz ab. Der dazugehörige Transgressive Systems Tract (TST) konnte im Gelände nicht ausgeschieden werden, steht aber möglicherweise im Zusammenhang mit dem Ertrinken der daruntergelegenen Contrin Plattform. Bisherige sequenzstratigraphische Untersuchungen über die Mitteltrias der Dolomiten weisen stark unterschiedliche Ergebnisse auf (De Zanche et al. 1993; Goldhammer et al. 1993; Rüffer & Zühlke 1995).

9. Schlußfolgerungen

- (1) Die Schlern/Rosengarten Karbonatplattform in den westlichen Dolomiten entwickelte sich in der Mitteltrias (Reitzi bis Archelaus Zone) in einem Zeitraum < 5 Ma. Sie weist einen kleinen Plattformkern, einen initial vertikal agradierenden Plattformrand und 5–30° steil einfallende Klinoformen auf.
- (2) Die Korrelation der Beckensedimente mit den Hang- und Plattformrelikten an der Rosengartenkette ermöglicht zusammen mit Beobachtungen benachbarter Karbonatplattformen eine zweidimensionale Rekonstruktion des Plattformwachstums über fünf Ammonitenzonen: die erste Wachstumsphase repräsentiert eine Aggradationsperiode der Plattform in der Reitzi und Secedensis Zone bei ständiger Eintiefung des Beckens. In der Curionii Zone wechselt das Wachstum zu Progradation; die Gredleri und Archelaus Zone sind durch eine sehr rasche Progradation und eine geringe Beckensubsidenz charakterisiert.
- (3) An ihrem Entwicklungshöhepunkt in der Archelaus Zone erreicht die Plattform eine Mächtigkeit von 850 m; die Progradation wurde schliesslich durch die Extrusion von Pillowlaven in das Buchensteiner Becken und in die Lagunenbereiche der Plattform gestoppt.
- (4) Radiometrische Altersdatierungen von Tuffiten in den Buchensteiner Schichten erlauben die Errechnung absoluter Sedimentationsraten und produzierter Sedimentmengen über gewisse Zeitabschnitte. Die Akkumulationsraten während der Aggradationsphase bewegen sich um 200 Bubnoffs (m/Ma). In der Progradationsphase bewegte sich der Plattformrand mit einer Geschwindigkeit von

2700 m/Ma beckenwärts. Die in der Secedensis und Curionii Zone insgesamt erzielten Produktionsraten betragen ca. 10.5 Mrd. t/Ma; in der Progradationsphase steigt das Produktionspotential innerhalb einer Ammonitenzone auf den sechsfachen Wert an.

- (5) Das Wachstum der Plattform wurde in hohem Maße durch relative Meeresspiegeländerungen gesteuert. Die gesamte Plattformentwicklung spielt sich innerhalb einer Ablagerungssequenz ab; die Aggradationsphase entspricht einem frühen HST, der späte HST wird durch die rasche Progradation in der Gredleri und Archelaus Zone repräsentiert.
- (6) Neben relativen Meeresspiegelschwankungen wird der episodische Ausfall saurer Vulkanoklastika als dritter wichtiger Steuerungsfaktor in der Karbonatproduktion erläutert. Er verursachte eine Hemmung der Karbonatfabrik, die Ausbildung von Schichtlücken am Hang und das markante Hervortreten von Klinoformen.

Danksagung

Die vorliegende Studie ist Teil meiner Diplomarbeit an der Universität Wien unter Betreuung von Dr. R. Lein. Die Feldarbeit wurde freundlicherweise von Stipendien des Naturwissenschaftlichen Dekanats und des Büros für Internationale Beziehungen der Universität Wien unterstützt. Für die kritische Durchsicht des Manuskripts und nützliche Hinweise möchte ich mich bei Dr. P. Brack (Zürich) und Prof. J. Wendt (Tübingen) recht herzlich bedanken; weiters danke ich P. Brack, R. Brandner, R. Lein und W. Schläger für Diskussion, L. Krystyn für die Conodontenbestimmung, der Tappeiner AG für die Bereitstellung von Fotomaterial und H. Pichler für die Bewirtung auf der Paolinahütte (Rosengartengebiet). Ein Teil der Druckkosten wurde freundlicherweise von der KÖHV Mercuria (Wien) finanziert.

LITERATUR

- BLENDINGER, W. 1986: Isolated stationary carbonate platforms: the Middle Triassic (Ladinian) of the Marmolada area, Dolomites, Italy. *Sedimentology* 33, 159–183.
- 1994: The carbonate factory of Middle Triassic buildups in the Dolomites, Italy: a quantitative analysis. *Sedimentology* 41, 1147–1159.
- BLENDINGER, W. & BLENDINGER, E. 1989: Windward-Leeward effects on Triassic carbonate bank margin facies of the Dolomites, northern Italy. *Sed. Geol.* 64, 143–166.
- BOSELLINI, A. 1984: Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy. *Sedimentology* 31, 1–24.
- BOSELLINI, A. & DOGLIONI, C. 1988: Progradation geometries of Triassic carbonate platforms and their large-scale physical stratigraphy. Guidebook. Amer. Assoc. Petroleum Geol. Mediterranean Basins Conference. Nice.
- BOSELLINI, A. & ROSSI, D. 1970: Triassic carbonate buildups of the Dolomites, Northern Italy. *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.* 54, 836–837.
- BOSELLINI, A. & STEFANI, M. 1991: The Rosengarten: A platform-to-basin carbonate section (Middle Triassic, Dolomites, Italy). Guidebook Excursion C. Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Val Gardena.
- BOSSCHER, H. & SCHLAGER, W. 1992: Computer simulation of reef growth. *Sedimentology* 39, 503–512.
- BRACK, P., MUNDIL, R., OBERLI, F., MEIER, M. & RIEBER, H. 1996: Biostratigraphic and radiometric age data question the Milankovitch characteristics of the Latemar cycles (Southern Alps, Italy). *Geology* 24, 371–375.
- 1997: Biostratigraphic and radiometric age data question the Milankovitch characteristics of the Latemar cycles (Southern Alps, Italy): Reply. *Geology* 25, 470–472.

- BRACK, P. & RIEBER, H. 1993: Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps. *Eclogae geol. Helv.* 86, 415–527.
- BRANDNER, R. 1984: Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. *Jb. geol. B.-A.* 126, 435–475.
- 1991: Part 1: Geological Setting and Stratigraphy of the Schlern-Rosengarten Buildup and Seiser Alm Basin. In: The Northern Margin of the Schlern/Sciliar-Rosengarten/Catinaccio Platform (Ed. by BRANDNER, R. and others). Guidebook Excursion A. Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Val Gardena.
- CROS, P. & LAGNY, P. 1972: Die paläogeographische Bedeutung der pelagischen Ablagerungen im Anis und Ladin der westlichen karnischen Alpen und der Dolomiten (Norditalien). *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.* 21, 169–192.
- DE ZANCHE, V., GIANOLLA, P., MIETTO, P., SIORPAES, C. & VAIL, P.R. 1993: Triassic Sequence Stratigraphy in the Dolomites (Italy). *Mem. sci. geol. Padova* 45, 1–27.
- DIENER, C. & ARTHABER, W. 1903: Exkursion in die Dolomiten von Südtirol (Seiser Alpe, Schlern, Ampezzaner Dolomiten.). Fünfter Internationaler Geologenkongress Wien, Exkursionsführer VI, 1–30.
- DOGLIONI, C. & BOSELLINI, A. 1989: Platform break-downlap planes relationship in prograding carbonate platforms: a tool for the reconstruction of basin evolution. *Boll. Soc. Geol. It.* 108, 175–182.
- EGENHOFF, S., PETERHÄSEL, 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, in press.
- FOIS, E. 1982: The Sass de Putia carbonate buildup (Western Dolomites): biofacies succession and margin development during the Ladinian. *Riv. ital. Paleont.* 87, 565–598.
- GAETANI, M., FOIS, E., JADOU, F. & NICORA, A. 1981: Nature and evolution of Middle Triassic carbonate buildups in the Dolomites (Italy). *Marine Geol.* 44, 25–57.
- GALLET, Y., KRYSTYN, L. & BESSE, J. 1998: Upper Anisian to Lower Carnian magnetostratigraphy from the Northern Calcareous Alps (Austria). *Journ. Geophys. Res.* 103/B1, 605–621.
- GIANOLLA, P. 1991: Eruzione freatomagmatica di grande magnitudo nel Ladinico delle Dolomiti (Nota preliminare). *Rend. Soc. Geol. It.* 14, 65–70.
- GOLDHAMMER, R.K. & HARRIS, M.T. 1989: Eustatic control on the stratigraphy and geometry of the Latemar buildup (Middle Triassic), the Dolomites of northern Italy. In: Controls on Carbonate Platforms and Basin Development (Ed. by CREVELLO, P.D. and others). *SEPM Spec. Publ.* 44, 323–338.
- GOLDHAMMER, R.K., DUNN, P.A. & HARDIE, L.A. 1990: Depositional cycles, composite seal-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: Examples from the Alpine Triassic platform carbonates. *Geol. Soc. Am. Bull.* 102, 535–562.
- GOLDHAMMER, R.K., HARRIS, M.T., DUNN, P.A. & HARDIE, L.A. 1993: Sequence stratigraphy and system tract development of the Latemar Platform, Middle Triassic of the Dolomites (northern Italy): Outcrop calibration keyed by cycle stacking patterns. In: Carbonate sequence stratigraphy – Recent development and applications (Ed. by LOUCKS, R.G. & SARG, J.F.). Amer. Assoc. Petroleum Geol. Memoir 57, 353–387.
- HANFORD, C.R., LOUCKS, R.G. 1993: Carbonate Depositional Sequences and System Tracts – Responses of Carbonate Platforms to Relative Sea-Level Changes. In: Carbonate sequence stratigraphy – Recent development and applications (Ed. by LOUCKS, R.G. & SARG, J.F.). Amer. Assoc. Petroleum Geol. Memoir 57, 3–41.
- HARRIS, M.T. 1993: Reef fabrics, biotic crusts and syndepositional cements of the Latemar reef margin (Middle Triassic), northern Italy. *Sedimentology* 40, 383–401.
- 1994: The foreslope and toe-of-slope facies of the Middle Triassic Latemar buildup (Dolomites, Northern Italy). *Journ. Sed. Res.* 64, 132–145.
- 1996: The carbonate factory of Middle Triassic carbonate buildups in the Dolomites, Italy: a quantitative analysis. Discussion. *Sedimentology* 43, 401–404.
- HEISSEL, W. & LADURNER, J. 1936: Geologie des Gebietes von Villnöß-Gröden-Schlern-Rosengarten. *Jb. geol. B.-A.* 78, 1–63.
- HUMMEL, K. 1932: Zur Stratigraphie und Faziesentwicklung der südalpinen Mitteltrias. *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Suppl.* 68 (B), 403–462.
- KENTER, J.A.M. 1990: Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. *Sedimentology* 37, 777–794.
- KRYSTYN, L. 1983: Das Epidaurus-Profil (Griechenland) – ein Beitrag zur Conodonten-Standortzierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. In: Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias (Ed. by ZAPFE, H.). Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss. 5, 231–258.
- LEONARDI, P. 1967: Le Dolomiti. *Geologia dei monti tra Isarco e Piave. I & II.* Manfrini, Rovereto.
- MOISISOVICS, E. v. 1879: Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. In: Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen (Ed. by HÖLDER, A.). Wien.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 141, 137–151.
- MUTTONI, G., KENT, D.V., NICORA, A., RIEBER, H. & BRACK, P. 1996: Magneto-biostratigraphy of the “Buchenstein Beds” at Frötschbach (Western Dolomites, Italy). *Albertiana* 17, 51–56.
- NICORA, A. & BRACK, P. 1995: The Anisian/Ladinian boundary interval at Bagnolino (Southern Alps, Italy): Part II. The distribution of conodonts. *Albertiana* 15, 57–64.
- OGILVIE GÖRDON, M.M. 1927: Das Grödner-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. I–III. *Abh. geol. B.-A.* 24, 1–376 + 1–89.
- PIA, J. 1937: Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol. *Selbstvlg.*, Wien.
- RICHTHOFEN, F.V. 1860: Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tirol. Perthes, Gotha.
- ROSSI, D. 1955: Studio geologico-petrografico sulla Regione Catinaccio-Val Duron (Dolomiti di Fassa). *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia* 6, 3–47.
- 1959: La scogliera del Catinaccio. *St. Trent. Sci. Nat.* 36, 135–157.
- RÜFFER, T. & ZÜHLKE, R. 1995: Sequence stratigraphy and sea-level changes in the Early to Middle Triassic of the Alps: a global comparison. In: Sequence Stratigraphy and Depositional Response to Eustatic, Tectonic and Climatic Forcing (Ed. by HAQ, B.U.). Kluwer, Amsterdam, 161–207.
- SARG, J.F. 1988: Carbonate sequence stratigraphy. In: Sea Level Changes: An Integrated Approach (Ed. by WILGUS, C.K. and others). *SEPM Spec. Publ.* 42, 155–181.
- SCHLAGER, W. 1981: The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geol. Soc. Am. Bull.* 92, 197–211.
- SCHLAGER, W., MARSAL, D., VAN DER GEEST, P.A.G. & SPRENGER, A. 1998: Sedimentation rates, observation span and the problem of spurious correlation. *Math. Geol.* 30, 547–556.
- WRIGHT, V.P. & BURCHETTE, T.P. 1996: Shallow-water carbonate environments. In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (Ed. by READING, H.G.). 325–394, Blackwell Science, Oxford.

Manuskript eingegangen 17. Februar 1999

Revidierte Fassung angenommen 27. Oktober 1999

A

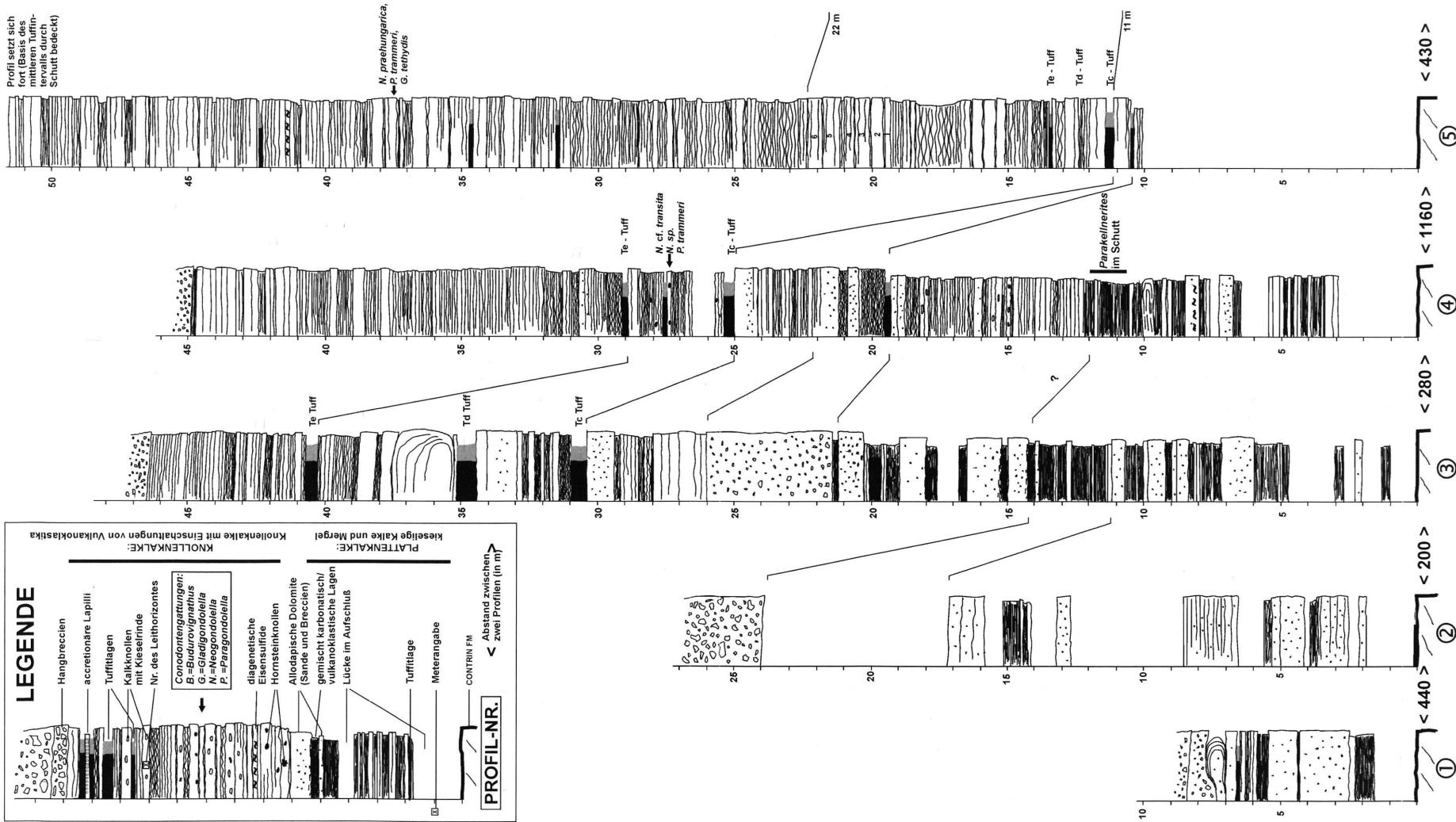


Fig. 8 A, B: Korrelation zwischen den zehn Beckenprofilen an der Rosengartenkette. Die Profile 1–4 entsprechen dem Aggradationsstadium der Plattform, die Profile 5–10 widerspiegeln die rasche Progradationsphase. Die Knollenkalke in den Profilen 6 und 7 sind stark dolomitisiert und in ihrer Mächtigkeit reduziert. Die Lage der Profile ist in Fig. 9 dargestellt. Ammonitenzonen nach Brack et al. (1996), radiometrische Alter der Tuffintervalle nach Mundil et al. (1996), Nomenklatur der Conodontengattungen nach Krystyn (1983).

Fig. 8 A, B: Correlation between the ten basinal sections in the Rosengarten massif. The sections 1–4 correspond to the aggradation phase of the platform, the sections 5–10 represent the platform progradation. The Knollenkalke in the sections 6 and 7 are strongly dolomitized and reduced in thickness. The exact position of the sections is illustrated in Fig. 9. Ammonoid zones after Brack et al. (1996), radiometric age data of the tuff intervals after Mundil et al. (1996), nomenclature of the conodont species after Krystyn (1983).

