

Geologie im Gebiet Schlern–Seiser Alm: vom Tethysmeer zum Gebirge

Lorenz Keim

Abstract

Geology in the Schlern-Seiser Alm area: from the Tethyan Sea to mountain building

The area of the Schlern and Seiser Alm counts as prime example of a reef-to-basin landscape of Middle to Late Triassic time. These mountains, which were built in the former Tethyan Sea, are exposed on today's land surface, are rather undeformed, and thus offer a unique opportunity to study them in detail. The former deep marine basin, the reef slope, the reef crest as well as the lagoon behind, located near the "Schlernhäuser", can be observed from the tourist trail. In the present paper the reef geometries, the evolution of steep clinofolds („Überguss-Schichtung“) and the interfingering with basin sediments are described. The different behaviour in erosion and alternation of the rocks of the Schlern reef *vs.* volcanics and basin sediments from the Seiser Alm favoured the excellent morphological modelling out of the former underwater landscape.

Keywords: Triassic, Dolomites, reefs, volcanics, landscape evolution.

Einführung

Die Dolomiten, das weltweit einzige Gebirge, dessen Bezeichnung sich von einem Mineral- bzw. Gesteinsnamen („Dolomit“) ableitet, begeistern Wanderer, Bergsteiger und Geologen gleichermaßen. Die hier gewonnen Erkenntnisse über die Entstehung von Riffen, tiefen Meeresbecken vergesellschaftet mit vulkanischer Tätigkeit geben immer wieder Anlass zu internationalen geologischen Kongressen mit Exkursionen. Der Ausspruch von Leopold von Buch im Jahre 1822 „Tyrol ist der Schlüssel zur Welt“ – gemeint waren die Dolomiten und die Gegend um Predazzo – zeigt eindrucksvoll, wie früh sich Naturforscher der Einzigartigkeit dieses Gebirges aus geologischer Sicht bewusst waren. Ferdinand von RICHTHOFEN (1860) publizierte als erster eine umfassende Monographie über die Geologie der Westlichen Dolomiten. Darin deutete er zum ersten Mal – inspiriert durch die Arbeiten von Charles DARWIN (1842) über das Wachstum moderner Riffe – die großen Gebirgsstöcke wie den Schlern, Rosengarten, Langkofel oder die Sella als fossile Korallenriffe. Mit der Theorie der Korallenriffe widersprach F. v. Richthofen der Auffassung von Leopold v. Buch, der die Kalk- und Dolomitstöcke als Nebenprodukt des Vulkanismus sah, die später durch endogene Kräfte herausgehoben wurden. Die Deutung der Gebirgsstöcke der Dolomiten als fossile Riffe wurde in der Folge durch zahlreiche Forschungsarbeiten untermauert und ist heute fester Bestandteil geologischer Lehrbücher.

Die große Bedeutung des Gebietes des Schlern und der Seiser Alm in der geologischen Forschungsgeschichte zeigt sich insbesondere auch in der Verwendung vieler Lokalnamen für die Bezeichnung von Gesteinstypen, Mineralien, Fossilien oder geologischen Prozessen. Im Folgenden sind einige Beispiele angeführt.

Schlern:

Schlern-Dolomit (RICHTHOFEN 1860): Inbegriff für dolomitisierte Riffgesteine aus der Zeit der Mittel- und Obertrias;

Schlernplateau-Schichten (RICHTHOFEN 1860): eben geschichtete, teils intensiv rot gefärbte Sedimente am Schlernplateau, ehemals zu den „Raibler Schichten“ gerechnet; BRANDNER (1991) deutete die „Schlernplateau-Schichten“ erstmals als Lagunensedimente des oberladinischen Schlerndolomit;

Schlern-Stadium (KLEBELSBERG 1942): späteiszeitliche Gletschervorstöße mit Moränenablagerung; neuerdings umgedeutet als grobblockige Massenbewegung (s. GEOLOGISCHE KARTE DER WESTLICHEN DOLOMITEN 1:25.000, Fig. 1);

Tschapidbach:

Kalkstein von Cipit (RICHTHOFEN 1860): isolierte Kalkblöcke auslaufender Riffhangzungen in der Wengen- und St. Cassian-Formation;

Seis:

Seiser Schichten (RICHTHOFEN 1860): ehemals der untere Abschnitt der Werfener Schichten; mittlerweile umbenannt in „Seis-Member“ – eines von insgesamt neun Member der Werfen-Formation (s. BOSELLINI 1998).

In den letzten Jahren wurden die westlichen Dolomiten von Mitarbeitern des Institutes für Geologie & Paläontologie der Universität Innsbruck neu kartiert (GEOLOGISCHE KARTE DER WESTLICHEN DOLOMITEN 1:25.000, Fig. 1). Dabei wurden weitere Lokalnamen zur Bezeichnung von Gesteinsformationen verwendet:

Rosengarten-Formation: prävulkanischer Schlerndolomit, der mit den Beckensedimenten der Buchenstein-Formation verzahnt;

Tschamin-Member: unterster Abschnitt der Rosengarten-Formation mit charakteristischen, flachen Riffhängen;

Rosszähne-Formation: postvulkanischer Schlerndolomit, der mit den Beckensedimenten der Wengen-Formation verzahnt.

Kurzer Überblick der Gesteinsabfolgen in den Westlichen Dolomiten

Die Sediment- bzw. Ablagerungsgesteine der Dolomiten haben sich vor ca. 300 bis 30 Millionen Jahren an Land, Küsten, flachen und tiefen Meeresbecken gebildet (Fig. 2). Die ältesten Gesteine finden sich bei Waidbruck im Eisacktal: die Geburt der Dolomiten beginnt mit dem so genannten Waidbrucker Konglomerat, das sich vorwiegend aus dem Abtragungsschutt des Brixner Quarzphyllites zusammensetzt. Der Brixner Quarzphyllit ist Teil des Südalpinen Grundgebirges, welches bei der variszischen Gebirgsbildung vor etwa 360-320 Millionen Jahren die letzte Metamorphose erfahren hat. Das Waidbrucker Konglomerat wurde in Wildbachgerinnen und Schwemmfächern in einer wüstenhaften Umgebung abgelagert. Die Geburtsstätte der Dolomiten lag weit südlicher als ihre heutige geographische Lage – ca. 15-20° nördlich des Äquators (MUTTONI et al. 2003, Fig. 3). Über dem Waidbrucker Konglomerat folgt die örtlich 2000 bis >3000 m mächtige

Etschtaler Vulkanit-Gruppe („Bozner Quarzporphyr“) – Gesteine aus Tuffen, Laven, Aschen und Gesteinstrümmern. Abrupte Mächtigkeitssprünge der Vulkanitabfolgen sind auf Dehnungsbrüche während der vulkanischen Tätigkeit zurückzuführen (BRANDNER et al. 2007). Mit der Gröden-Formation folgt die klassische permo-mesozoische Schichtabfolge der Dolomiten. Dabei handelt es sich zumeist um Sand-, Silt- und Tonsteine, die hauptsächlich aus dem Abtrag der unterliegenden Etschtaler Vulkanit-Gruppe hervorgegangen sind. Die teils intensive rote Farbe deutet auf arides, wüstenhaftes Klima während der Ablagerung hin. Im oberen Abschnitt der Gröden-Formation finden sich erste Hinweise für marine Einflüsse, d.h. des Vordringens des Tethysmeeres aus dem Osten (vgl. Fig. 3). In der Folge wurde die langsam, aber stetig absinkende Landoberfläche gänzlich vom Meer überflutet und es lagerten sich in flachen Becken unzählige, teils fossilreiche Schichten ab (Bellerophon-Formation und darüber die bunte Werfen-Formation). In der Folge führten Erdkrustenbewegungen zu einer differenzierten Entwicklung: die Östlichen Dolomiten (Olinger und Prager Dolomiten) sanken stärker ab, während die Gebiete westlich des Gadertales aus dem Meer gehoben wurden, von verzweigten Flüssen durchzogen und bereits abgelagerte Schichten, wie die Werfen-Formation, teilweise wieder abgetragen wurden. Rot gefärbte Schotter und feinkörnige Strandablagerungen (Peres-Formation) sind kennzeichnend für diese Verlandungsphase(n) im mittleren und oberen Anis (vor ca. 245 Mill. Jahren, s. Fig. 2, 4).

Durch erneutes Absinken des Untergrundes wurde das Gebiet der Westlichen Dolomiten wiederum von Meerwasser überflutet und es bildeten sich jene Gesteinsformationen, die den Dolomiten vielerorts das charakteristische Landschaftsbild von hoch aufragenden Gebirgsstöcken umsäumt von sanften, Gras bewachsenen Böden dazwischen, verleihen. Bei den schroffen Gebirgsstöcken handelt sich um ehemalige, im flachen, tropischen Meerwasser entstandene Riffe bzw. Karbonatplattformen. Die sanften, meist Gras bewachsenen Gebiete dazwischen spiegeln die ehemals mehrere hundert Meter tiefen Meeresbecken zwischen den Riffen wider (Buchenstein-Formation, Fernazza-Gruppe, Wengen- und St. Cassian-Formation, s. Fig. 4).

Die geologische Besonderheit und der landschaftliche Reiz der Westlichen Dolomiten sind untrennbar verbunden mit einem vulkanischen Ereignis, das sich im Oberladin vor ca. 238 Millionen Jahren zugetragen hat. Zu dieser Zeit bestanden im Meerwasser bereits bis zu 800 m hoch aufragende Riffkörper, die seitlich über steile Riffböschungen („Überguss-Schichtung“ *sensu* MOJSISOVICS 1879) begrenzt waren. Entlang dieser Riffböschungen wurde das produzierte Kalkmaterial in die umliegenden tiefen Becken geschüttet, wo sich im Verhältnis zu den mächtigen Riffen (Schlerndolomit) nur wenige 10er Meter, örtlich max. 100 m mächtige Beckensedimente (Buchenstein-Formation) bildeten (Fig. 4). Dieses gleichzeitige Nebeneinander von Riffkörpern und Beckensedimenten wurde im Oberladin unter basischen Vulkaniten (Laven, Tuffiten, vulkanischen Breccien, etc.) begraben (Fig. 4, 5). Landschaftlich fallen diese schwarzen vulkanischen Gesteine sofort ins Auge: exemplarisch sind die Aufschlüsse im Frötschbach, am Puflatsch oder im Durontal (Fig. 6), wo die Vulkanite mehrere hundert Meter Mächtigkeit erreichen. Der Vulkanismus war besonders in den Westlichen Dolomiten (Gröden- und Fassatal) aktiv und mag kurzzeitig zum Erliegen der Kalkproduktion in den Riffen geführt haben. Der Vulkanismus erreichte sogar die Schlernhochfläche (Fig. 4, 7a); die notwendigen Fördergänge dafür sind jedoch nicht bekannt. Nach dem Vulkanismus setzten die Riffe ihr Wachstum unvermittelt fort. Das postvulkanische Schlernriff baute verstärkt in Richtung Seiser Alm vor unter Ausbildung der typischen Riffhänge am Touristensteig,

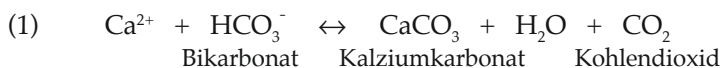
bei den Platten, im Ochsenwald, bei den Rosszähnen, Mahlknecht Polen, etc., s. Fig. 5, 7b). Die Trennung zwischen prä- und postvulkanischem Schlerndolomit fällt im Bereich der Schlernbodenhütte verhältnismäßig leicht, in der Seiser Klamm, am Santner und Euringer jedoch schwer, da die trennenden Vulkanite fehlen (Fig. 1, 4, 5).

Das Riffwachstum in den Dolomiten ging im Unterkarn zur Neige und es lagerten sich klastische Sedimente aus Ton-, Silt- und Sandsteinen, Konglomeraten, Mergeln und mergeligen Dolomiten ab (Raibl-Gruppe). Am Westende der Schlernhochfläche finden sich örtlich schwarze Mergelsteine (Fedares-Mb.), die zur Raibl-Gruppe zu zählen sind (Fig. 4). Der Niedergang der Riffe zur Zeit des Unterkarn erfasste nicht nur den Dolomitenraum, sondern ist in vielen Bereichen des ehemaligen Tethysmeeres nachgewiesen. Die Ursachen des Riffsterben sind noch nicht vollständig geklärt, könnten jedoch mit klimatischen Änderungen, wie z.B. Erwärmung und / oder Änderung der Salzgehaltes des Meerwassers zusammenhängen (HORNUNG et al. 2007). Über den Sedimenten der Raibl-Gruppe folgen in den Dolomiten der deutlich geschichtete Hauptdolomit und darüber Dachsteinkalk und die Graukalk-Gruppe, wie z.B. in Fanes und Sennes. Am Schlern ist die Abfolge jedoch unvollständiger: die jüngsten Gesteine sind Reste von Hauptdolomit am Burgstall, Petz oder Kranzer. Diese Dolomite sind aufgrund von Rutschprozessen auf den unterlagernden schwarzen Mergelsteinen (Fedares-Mb.) vollständig zertrümmert zu Schutt und Blöcken. Auf der Seiser Alm verkörpern die St. Cassian-Formation und der Cassianer Dolomit des Grunser Bühels die jüngsten Gesteine der Trias – alle jüngeren Sedimente fielen der Erosion zum Opfer (Fig. 2).

Das Prinzip der Kalk- und Dolomitbildung

Bei der Deutung der einzelnen Gebirgsstöcke der Dolomiten als fossile Riffe ist es unverzichtbar, kurz die Grundlagen der Kalk- und Dolomitbildung zu erläutern.

Kalke sind Karbonate und damit Salze der Kohlensäure. Das *Grundprinzip der Kalkfällung* aus dem Meerwasser basiert auf folgender, vereinfachten Formel:



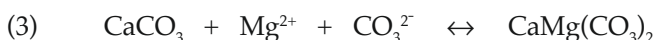
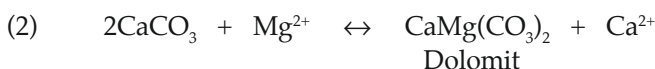
Kohlensäure ist im Meerwasser nur mäßig gelöst und tritt größtenteils als Bikarbonat (HCO_3^-) auf. Bei der Reaktion von Ca^{2+} -Ionen mit Bikarbonat wird 1 Mol Kalziumkarbonat, 1 Mol Kohlendioxid und Wasser freigesetzt. Das gefällte Kalziumkarbonat tritt in Form zweier Mineralphasen, Kalzit und Aragonit, auf. Die Reaktion (1) ist in beide Richtungen möglich; bei der Kalklösung, wie z.B. Verkarstung, verschiebt sich die Gleichung nach links.

Die Kalkfällung im Meerwasser verläuft nach biotischen und abiotischen, rein chemischen Prozessen (vgl. SCHLAGER 2003). Organismen, die aus dem Meerwasser aktiv Kalk fällen, waren und sind v.a. Kalkalgen, Schwämme, Korallen, Mollusken, etc.. Die Skelette dieser Pflanzen und Tiere sind aus Kalziumkarbonat gebaut und daher auch aus geologischer Vergangenheit erhaltungsfähig. Sehr oft sind jedoch nur Bruchstücke von Fossilien erhalten. Viele Kalkproduzenten zerbröseln auf Grund ständiger Umlagerungen am Meeresboden durch Wellentätigkeit oder Stürme vollständig zu Kalkschlamm und -schutt. Neben den erwähnten Tier- und Pflanzengruppen gab es noch eine Menge an Mikroorganismen, u. a. auch Mikroben, die ebenso in der Lage waren, Kalziumkarbonat

zu fällen bzw. diese Fällung in Gang zu setzen. Diese in der Fachwelt als mikrobielle Kalkfällung bekannten Prozesse spielten auch in der Trias für die Bildung der Dolomiten-Riffe eine entscheidende Rolle (BRANDNER et al. 1991, RUSSO et al. 1997, KEIM & SCHLAGER 2001, SCHLAGER 2003).

Die abiotische Kalkfällung verläuft nach rein chemischen, thermodynamischen und kinetischen Gesetzen. Typische Produkte davon sind so genannte Kalkzemente, die in Hohlräumen zwischen Kalkschutt oder innerhalb von Kalkskeletten oder Schalen ausgefällt werden. Auch diese Art der Kalkbildung war für den Aufbau der Dolomiten-Riffe sehr bedeutsam. Nach quantitativen Schätzungen können diese Kalkzemente zwischen 20-50 Vol% des Schlerndolomit betragen (RUSSO et al. 1997, KEIM & SCHLAGER 2001). Weitere, typische Produkte der abiotischen Kalkfällung sind Ooide, rundliche Körner mit Durchmesser < 2 mm.

Das *Prinzip der Dolomitbildung* basiert auf folgenden Reaktionen (TUCKER & WRIGHT 1991):



Nach beiden Reaktionen (2 + 3) wird ein bereits bestehendes Kalkgestein (CaCO_3) durch Zufuhr von Mg^{2+} -Ionen in Dolomit umgewandelt. Die Zufuhr von Mg^{2+} -Ionen erfolgt durch Lösungen aus dem Meerwasser selbst, Süßwasser oder eine Mischung aus beiden. Dolomitbildung ist in den allermeisten Fällen eine rein chemische, kinetisch kontrollierte Fällung. Bis heute sind nur wenige Beispiele bekannt, wo Dolomit direkt am Meeresboden ausfällt; in diesen Fällen sind meist mikrobielle Organismen beteiligt (BURNS et al. 2000).

Dolomit und die Dolomiten

Der Name „Dolomie“ geht auf Nicolas-Théodore de Saussure zurück, der das neue Mineral bzw. Gestein nach dem Entdecker Dieudonè Sylvain Gui Tancrede, genannt Déodat de Dolomieu, benannte. Dolomieu entdeckte dieses Gestein nicht in den „Dolomiten“, sondern in der Tribulaungruppe der Stubai-Alpen. 1791 beschrieb er im *Journal de Physique* dieses Kalkgestein, welches mit Salzsäure nur schwach reagiert und mitunter zur Phosphoreszenz neigt (ZENGER et al. 1994). GILBERT & CHURCHILL (1864) übertrugen den Mineral- bzw. Gesteinsnamen „Dolomit“ auf das ehemals als *Bleiche Berge von Südtirol und Venetien* bezeichnete Gebirge und schufen dafür den Namen *Dolomite Mountains* (= Dolomitgebirge). Diese Namensgebung war einmalig, zugleich aber auch irreführend, denn weltweit gibt es unzählige Gebirge, in denen das Gestein Dolomit vorkommt.

Die meisten Riffe bzw. Karbonatplattformen der Dolomiten bestehen aus Dolomit. Ausnahmen sind die Marmolada, der Latemar und weitere Massive im Fassatal, die größtenteils noch die ursprüngliche Kalkzusammensetzung aufweisen (BOSELLINI 1998). Die Umwandlung der ursprünglich aus Kalk gebildeten Riffe zu Dolomit erfolgte einerseits sehr früh, d.h. zur Zeit des Oberladin bis Unterkarn durch mehrmaliges, kurzzeitiges Auftauchen der Riffkörper aus dem Meerwasser und andererseits auch zu einem viel späteren Zeitpunkt im tiefen Untergrund. Mit der Umwandlung von Kalk zu Dolomit wurden viele der primären Ablagerungsgefüge einschließlich Fossilien unkenntlich gemacht, sodass Aussagen über die ursprüngliche Zusammensetzungen des Kalksediments nur eingeschränkt möglich sind.

Das Nebeneinander von Riff und Becken

Der Schlern bildete gemeinsam mit der Rosengartengruppe eine zusammenhängende Karbonatplattform mit nach Nordosten (Schlern), Osten (Mantel) bis Südosten (Rosengarten) geneigten Riffhängen (BRANDNER 1991, BOSELLINI 1998). Nach Westen bestand vermutlich eine Verbindung zur Mendel-Plattform. Das Schlernmassiv setzt sich aus der prävulkanischen Rosengarten- und der postvulkanischen Rosszähne-Formation zusammen (Fig. 1, 4). Am Grunser Bühl tritt zudem noch Cassianer Dolomit auf (Fig. 1). Die Dolomit-Formationen verlieren nach Norden an Mächtigkeit und laufen schließlich in den Beckensedimenten der Buchenstein-, Wengen- und St. Cassian-Formation aus (Fig. 4). Im Seiser Alm Becken treffen verschiedene Gesteine – helle Kalkschuttlagen und Blöcke aus der Riffproduktion einerseits, sowie dunkle Tonsteine, Mergel und umgelagertes, vulkanisches Material andererseits – zusammen. Dieses *zeitgleiche Nebeneinander* von Gesteinen verschiedener Ausbildung erkannte erstmals MOJSISOVICS (1879) und schuf dafür den Begriff *Faziesheteropie*. Geometrisch betrachtet handelt es sich um eine *Verzahnung*, d. h. das Ineinandergreifen von verschiedenen Gesteinsmaterialien. Im Folgenden werden diese Riff-Becken-Verzahnungen näher vorgestellt, wobei wir uns hauptsächlich auf die postvulkanische Entwicklung beschränken.

Schlernplateau – ehemals Rückriff bzw. Lagune

Am Westende des Schlernmassivs, am Jungschlern, Gables Mull und besonders in der Schlernklamm sind die Lagunensedimente des Riffes am besten aufgeschlossen. Als Lagunensedimente sind sowohl die eben geschichteten Bänke der Rosszähne-Fm. als auch die Schlernplateau-Formation gemeint (Fig. 4, 7a). Bei ersteren handelt sich um helle, eben geschichtete Dolomite mit Resten von Grünalgen, Gastropoden, rundlichen, konzentrisch aufgebauten Kalkkörnern (Onkoide) und örtlich schräg geschichteten Karbonatsanden und Zwischenschaltungen von dm-dicken Sandsteinen mit vulkanischem Material. Über der gebankten Rosszähne-Fm. folgt die Schlernplateau-Fm., die früher zu den Raibler Schichten gestellt wurde. BRANDNER (1991) wies aufgrund des alten Ammonitenfundes *Protrachyceras archelaus* (Laube) zum ersten Mal nach, dass es sich bei der Schlernplateau-Fm. um oberladinische Lagunensedimente des postvulkanischen Schlerndolomit und nicht um Raibler Schichten handelt. URLICHS & TICHY (2000) bestätigten durch weitere, horizontierte Ammonitenfunde das Oberladin-Alter; den höchsten Teil der Schlernplateau-Schichten stufen sie noch ins Unterkarn ein. Typische Gesteine der Schlernplateau-Formation sind dm-geschichtete Dolomit- und Kalkbänke, Muschelschillbänke, rote, mehrere Meter mächtige, fossilführende Onkolith-Oolithbänke, Konglomeratlagen und Sandsteine aus vulkaniklastischem Material sowie Mergellagen. Eines der augenfälligsten Merkmale der Schlernplateau-Fm. sind die mehrere cm-großen, roten Onkoide. Die markante Rotfärbung der Schlernplateau-Fm. ist v.a. auf die Seiser Klamm beschränkt. Der siliziklastische Gehalt nimmt in Richtung Norden (Burgstall 2515 m) deutlich ab und es treten im selben Niveau Korallen auf. Hier verzahnt die Schlernplateau-Fm. mit dem Rosszähnedolomit. Eine ähnliche Verzahnung von Onkoidbänken und Korallenstöcken ist im Bereich der Roterd-Spitze (2655 m) zu beobachten.

Abhang zur Seiser Alm – ehemals Riffböschung

Der Übergang von den horizontal geschichteten Dolomitbänken des Schlernplateaus zu den steilen Hangschichten (Klinoformen bzw. „Überguss-Schichtung“, Fig. 7b) erfolgt

über eine massige, schichtungslose Zone, wo vermehrt Korallenstöcke auftreten – die ehemalige Rifffbarriere. Ein Modell zur Bildung dieser steilen Hangschichten und deren Verzahnung mit den Beckensedimenten ist in Figur 8 dargestellt. Darin wird ersichtlich, dass aus Sicht der Kalkproduktion und nachfolgenden Umlagerung der Riffkörper vereinfacht zweigeteilt werden kann: die primäre biotische und abiotische Kalkfällung vollzieht sich in der Lagune, am Riffrand sowie am oberen bis mittleren Hang. Der untere Hangabschnitt besteht zur Gänze aus Grobsand, Schutt und mehreren m-großen Blöcken. Kalkbildung tritt hier nur in Form von chemisch gefällten Faserzementen in Hohlräumen zwischen den Schuttpartikeln auf. Die Bildung der Kalkschuttungen, die typisch sind für den unteren Hang, geht in erster Linie auf das Zerbrechen des früh verfestigten mittleren und oberen Hanges bzw. Riffrandes zurück. Das Zerbrechen des Rifffanges führt zur Ausbildung diskreter Scherflächen, entlang derer die gravitativ bedingte Materialverlagerung ins Becken erfolgt (Fig. 8). Ähnlich einer Massenbewegung an der Erdoberfläche sind auch am geneigten Meeresboden besonders Rutsch-, Gleit-, Kriech- oder Sturzprozesse involviert. Das Zusammenwirken von hoher Kalkproduktion am oberen Hang gepaart mit ständigen Umlagerungsprozessen führt zur Ausbildung der typisch 30-35° steilen Hangschichten und damit das Vorwandern des Rifffanges in Richtung des Seiser Alm Beckens (Fig. 7b, 8). Der Einfallswinkel dieser submarinen Rifffänge entspricht dem natürlichen Ruhewinkel von Sand-, Kies- und Blockmaterial und liegt nur geringfügig unter jenem von geschüttetem, trockenem Material an der Erdoberfläche. Am unteren Hangabschnitt bzw. nahen Beckenboden laufen die Riffschuttungen aus. In den Beckensedimenten finden sich häufig einzelne, isolierte Kalkblöcke – die so genannten Cipit-Blöcke (Fig. 8). Diese Kalkblöcke rissen sich beim Transport von der Hauptmasse los und drangen noch weiter ins Becken vor. Neben diesen gravitativ bedingten Massenbewegungen trugen auch Trübeströme (Turbidite), Schutt- oder Schlammströme zur Umlagerung von Kalkmaterial ins Becken bei (Fig. 7c, 8). Damit gelangten auch die im Flachwasser produzierten Kalkkörner inklusive Organismen ins tiefe Meeresbecken.

Frötschbach und Seiser Alm – ehemals tiefe Meeresbecken

Wie bereits erwähnt, waren die Riffkörper bzw. Karbonatplattformen in Wachstumsrichtung, d.h. zum offenen Meer hin, von steilen Böschungsfächen begrenzt. Gleichzeitig mit dem Riffwachstum wurde auch im tiefen Meeresbecken Gesteinsmaterial abgelagert. Typische Vertreter von Beckensedimenten sind die Buchenstein-, Wengen- und St. Cassian-Formation (Fig. 4). Das Material der Beckensedimente stammt im Wesentlichen von drei verschiedenen Herkunftsgebieten: (a) über Trübeströme geschüttetes Kalkmaterial von Rifften bzw. Karbonatplattformen, (b) Kalk- und Kieselskelette aus im offenen Meerwasser lebenden Tieren (z.B. dünne Muschelschalen oder Radiolarien) und (c) geschüttetes klastisches Material, entstanden durch Erosion des Hinterlandes bzw. einer vulkanischen Insel.

Die Buchenstein-Fm. ist im Frötschbach nach der Weggabelung 1/1a beim Wasserfall bestens aufgeschlossen. Diese Formation besteht hauptsächlich aus Zentimeter bis Dezimeter dicken Kalken, dünnen Mergelzwischenlagen, laminierten, bituminösen Kalken mit Horsteinlagen bzw. -knauern, knolligen Kalken und drei Horizonten aus grüner vulkanischer Asche („Pietra verde“). Diese Aschenlagen wurden radiometrisch datiert und ergaben Alter zwischen ca. 241 und 238 Millionen Jahren (MUNDIL et al. 1996, BRACK et al. 1997). Damit konnte erstmals die Anis-Ladin-Grenze, eine Stufengrenze innerhalb der Mitteltrias, auf ca. 241 Millionen Jahren festgesetzt werden (BRACK et al. 2005). Die Buchenstein-Fm. bildete sich zeitgleich mit dem prävulkanischen Schlern-

dolomit (Rosengarten-Fm.), erreichte im Vergleich zu diesem – ca. 800 m Mächtigkeit am Schlern – jedoch nur 30-50 m (Fig. 4, 5). Die Buchenstein-Fm. sowie der untere Riffhang der Rosengarten-Formation wurden im oberen Ladin, d.h. vor etwa 238 Millionen Jahren, unter bis zu 500 m mächtigen, basischen Vulkanitgesteinen begraben (Fig. 4, 5). Die Beckensedimente nach dem vulkanischen Ereignis unterscheiden sich deutlich von der Buchenstein-Fm.: die Wengen-Fm. und das Marmolada-Konglomerat setzen sich aus dem Abtragungsschutt der vulkanischen Gesteine einerseits und Kalkschuttlagen und Blöcken des postvulkanischen Schlernriffes andererseits zusammen (Fig. 4, 7c, 9; vgl. BRANDNER 1991, BRANDNER et al. 2007). Die Wengen-Formation ist aus gut geschichteten dunklen Ton- und Siltsteinen, vulkanoklastischen Sandsteinen, Konglomeraten, Mergeln, Kalksanden und Breccien inkl. Cipit-Blöcken aufgebaut. Charakteristisch für die Wengen-Fm. ist die dünnchalige Muschel *Daonella lommelli*, die örtlich gesteinsbildend auftritt. Typische Ammonitenfaunen sind *Frankites regoledanus*, *F.apertus* und *Protrachyceras archelaus*. Das Marmolada-Konglomerat setzt sich v.a. aus Bänken mit gut gerundeten Vulkanitgeröllen und Grobsandsteinen zusammen. Häufig sind die Konglomerate vermischt mit m-großen Cipit-Blöcken, wie z.B. bei den Mahlkecht-Polen (Fig.9). Die gute Rundung der Vulkanitgerölle ist ein guter Hinweis dafür, dass diese Gerölle ursprünglich über Flüsse transportiert oder im Küstenbereich bei entsprechender Wellentätigkeit ständig umgelagert wurden. Die jetzige Position der Vulkanitgerölle am Hangfuß der Schlernriffzungen bzw. im Seiser Alm Becken ist auf weitere Umlagerungsprozesse zurückzuführen (BRANDNER et al. 2007). Dabei vermischte sich das umgelagerte, vulkanische Material häufig mit Kalkschutt und –blöcken aus dem Schlernriff. Mit dem Nachlassen des Eintrags von vulkanischem Schutt ins Seiser Alm Becken geht die Wengen-Fm. nach oben in die St. Cassian-Formation über bzw. verzahnt auch mit dieser (Fig. 4).

Die Reise nach Norden und der Aufstieg zum Gebirge

Wie anfangs erwähnt, lag der Bildungsraum der Sedimente, welche die Dolomiten aufbauen, weit südlicher als ihre heutige geographische Breite (ca. 46° 20' - 40' N' Äquator). Aus paläomagnetischen Untersuchungen ist bekannt, dass die Sedimentgesteine der Südalpen und damit auch der Dolomiten auf der Adriatisch-Afrikanischen Platte etwa zwischen 15° und 20° N' des Äquators abgelagert wurden (GOLONKA 2002, MUTTONI et al. 2003, Fig. 2, 3). Ab der unteren bis mittleren Kreidezeit erfolgte jedoch ein plattentektonischer Umbruch: mit der Öffnung des Südatlantik durch Ozeanbodenspreizung rotierte zunächst die Adriatisch-Afrikanische Platte leicht im Gegenuhrzeigersinn und wanderte in der Folge nach Norden. Diese Nord-Drift der Adriatisch-Afrikanischen Platte betrug mind. 3000 km. Nach Verschluckung (Subduktion) des penninischen Ozeanbodens, welcher die Europäische Platte von der Adriatisch-Afrikanischen Platte trennte, erfolgte die Kollision mit der nach Süden abtauchenden Europäischen Platte. Die östlichen Südalpen und damit auch die Dolomiten erfuhren während der alpidischen Gebirgsbildung mehrere Verformungsphasen (Fig. 2). Die stärkste Hebung der Dolomiten aus dem Untergrund verbunden mit Deformationen der Gesteine und der Aufstieg zum Gebirge erfolgten im Zeitabschnitt zwischen dem mittleren Miozän und Messinium, d.h. vor ca. 13-7 Millionen Jahren („Val-Sugana-Phase“, CASTELLARIN & CANTELLI 2000).

Das Gebiet des Schlern und der Seiser Alm wurde bei der alpidischen Gebirgsbildung nur mäßig verformt – ein Glücksfall für das Studium der Riff-Becken-Übergänge. Stärkere Verformungen der Gesteinseinheiten finden sich am Nordabhang der Seiser Alm mit

Ausbildung der so genannten Pufler Überschiebung und im Süden des Schlernmassivs entlang der Tierser-Alpl-Störung (s. GEOLOGISCHE KARTE DER WESTLICHEN DOLOMITEN 1:25.000). Die Seiser Alm selbst bildet eine flache, ca. WSW-ENE verlaufende Muldenstruktur. Der Ostkamm des Schlern zwischen Roterdspitz, Rosszähnen und Mahlknecht Polen gehört zum SE-Schenkel dieser Mulde. Figur 10 zeigt einen geologischen Schnitt zwischen der Schlernhochfläche im Westen (Petz) und den Südausläufern des Puflatsch. Darin wird die örtliche Verdoppelung der Sedimentabfolgen entlang von Störungsflächen ersichtlich. Entlang der Gamssteig-Überschiebung sind die Sedimentabfolgen in SE-Richtung überschoben. Am Südabhang des Puflatsch hingegen erfolgte der tektonische Schub in die entgegengesetzte Richtung, d.h. nach NNW. Beide genannten Überschiebungen sowie die Bildung der Seiser-Alm-Mulde sind der oben genannten „Val-Sugana-Phase“ zuzurechnen.

Das heutige Landschaftsbild im Gebiet Schlern-Seiser Alm: ein Abbild der Triaszeit

Das Landschaftsbild der Dolomiten wurde seit dem Beginn der Alpenhebung vor mehreren Millionen Jahren den Einflüssen von Fließgewässern und Eis ausgesetzt. Die heutige Landschaftsform des Schlern-Nordhanges und der Seiser Alm ist das Spiegelbild einer Unterwasserwelt aus der Zeit der Mittel- und Obertrias. Was sind die Ursachen dafür, dass dieses Gebirge, welches im Tethysmeer entstand, morphologisch so exzellent herausmodelliert wurde? Die jüngsten Gesteine am Schlern sind Reste von Hauptdolomit am Burgstall, Petz, bei Punkt 2408 m und am Kranzer (Fig. 1, 11). Auf der Seiser Alm sind die jüngsten triassischen Gesteine – die St. Cassian-Formation und der Cassianer Dolomit – am Nordhang des Goldknopfs und Grunser Bühels aufgeschlossen (Fig. 1). Alle jüngeren Sedimentabfolgen fielen der Erosion wieder zum Opfer (Fig. 2). Mit der Hebung der Südalpen und damit auch der Dolomiten begann der Abtrag derselben; im südlichen Alpenvorland lagerten sich über 3 km mächtige Sedimente aus dem Schutt der Alpen ab. Nach jüngsten Untersuchungen war der Abtrag der Dolomiten im Paläogen noch eher gering, ab dem mittleren Miozän bis Messinium, d.h. vor ca. 13-7 Millionen Jahren, nahm die Erosion jedoch sprunghaft zu (ZATTIN et al. 2003, STEFANI et al. 2007). In diesem Zeitabschnitt erfuhren die Südalpen die stärkste tektonische Hebung, stiegen zum Gebirge auf und wurden daher auch wiederum stark abgetragen (Fig. 2).

Die entscheidenden Gründe für die modellhafte Erhaltung der mittel-obertriassischen Riff-Beckenlandschaft sind in erster Linie im unterschiedlichen geomechanischen Verhalten der spröden, harten Riffgesteinen des Schlernmassiv gegenüber den weichen Beckensedimenten der Seiser Alm zu suchen. Gegen Ende der karnischen Stufe (Obertrias) war das Relief zwischen dem Schlernriff und dem Seiser Alm Becken vermutlich vollkommen ausgeglichen. Die Auffüllung des Seiser Alm Beckens erfolgte hauptsächlich mit der St. Cassian-Formation und der Raibl-Gruppe. Auf diese Reliefnivellierung folgte die Ablagerung des mächtigen Hauptdolomit und anderer, jüngerer Sedimente. Nach der Hebung der Dolomiten an die Erdoberfläche mit anschließender Reliefbildung kontrollierte die ehemalige Riff-Beckenverteilung auch die folgende Landschaftsentwicklung. Die weichen Beckensedimente der Seiser Alm (Wengen- und St. Cassian-Formation) waren weit mehr anfälliger für Erosion als die harten Riffkörper des Schlern. Differenzierte Setzungen im Untergrund bewirkten Riss- und Klüftbildungen sowie Gesteinszerlegung in den jüngeren Überlagerungen, sodass die Erosion in Form von Fels- und Bergstürzen,

Gleitungen, Rutschungen, Muren etc. leicht ansetzen konnte. Vereinfacht gesprochen standen die jüngeren, heute erodierten Sedimente der Seiser Alm, auf schwachem Untergrund, sodass deren Abtrag an der Erdoberfläche leicht von statten gehen konnte. Diese selektive Erosion zwischen ehemaligen Riffen und Becken ist typisch für die Landschaft der Westlichen Dolomiten und zeigt sich ebenso am Peitler Kofel, am Plattkofel mit der markanten Riffböschungsfäche oder am Sellastock.

Die prägenden Prozesse, die zum Bild der heutigen Landschaft führten, sind zudem mit mehreren Eiszeiten und Zwischeneiszeiten verknüpft. In unserem Gebiet finden wir jedoch lediglich Zeugen der letzten großen Vereisung (Würm-Phase), die vor 20.000-18.000 Jahren ihren Hochstand erreichte (Fig. 12). Moränenreste finden sich auf der Seiser Alm zwischen dem Ladinser Moos und Grunser Bühl (Fig. 1). Typische Hinweise für Eistransport sind zudem die vielen Findlinge aus hellem Dolomitgestein auf der Seiser Alm, wie z.B. der bekannte Tschon-Stoan bei Compatsch oder die Dolomitblöcke im Bereich von Saltria. Vor ca. 11.500 Jahren war ein Großteil des Eises bereits wieder abgeschmolzen.

Nach dem Abschmelzen des Eises fehlten den zum Teil übersteilten Bergflanken der stützende Halt, sodass an tektonisch vorgezeichneten Schwachstellen des Gebirges große Felsmassen abstürzten bzw. abglitten. Typische Beispiele dafür finden sich auf der West- und Nordseite des Schlern (Flötz, Weißlahn, Gruben, Hauensteiner Wald, s. Fig. 1). Auf der Seiser Alm herrschen hingegen Rutsch- und Kriechbewegungen vor. Diese unterschiedlichen, landschaftsprägenden Erosionsprozesse sind wiederum eng an die ehemalige Riff-Beckenverteilung mit den entsprechend unterschiedlichen Gesteinen geknüpft.

Zusammenfassung

Das Gebiet des Schlern und der Seiser Alm gilt als Paradebeispiel einer Riff-Beckenlandschaft aus der Zeit der Mittel- und Obertrias. Dieses im ehemaligen Tethysmeer entstandenen Gebirge liegt heute nahezu unverändert an der Landoberfläche und kann daher bestens erforscht werden. Der Touristensteig führt vom einstigen tiefen Meeresbecken der Seiser Alm entlang des Riffhanges auf das Riff und die dahinter liegende Lagune bei den Schlernhäusern. In der vorliegenden Arbeit werden die Riffgeometrien, die Entwicklung von steilen Hangschichten („Überguss-Schichtung“) sowie die Verzahnung mit Beckensedimenten beschrieben. Das unterschiedliche Verwitterungsverhalten zwischen Gesteinen des Schlernriffes vs. Vulkaniten und Beckensedimenten der Seiser Alm begünstigte die exzellente morphologische Herausmodellierung dieser ehemaligen Unterwasserlandschaft.

Dank

Die vorliegende Arbeit entstand auf Einladung von Dr. Thomas Wilhalm (Naturmuseum Südtirol) im Rahmen des Projekts „Habitat Schlern“. Viele der hier vorgestellten Ergebnisse und Ideen sind die Frucht langjähriger Zusammenarbeit mit Prof. R. Brandner (Univ. Innsbruck) und Mag. A. Gruber (Geologische Bundesanstalt, Wien). Beiden danke ich für gemeinsame Geländebegehungen und unzählige Diskussionen.

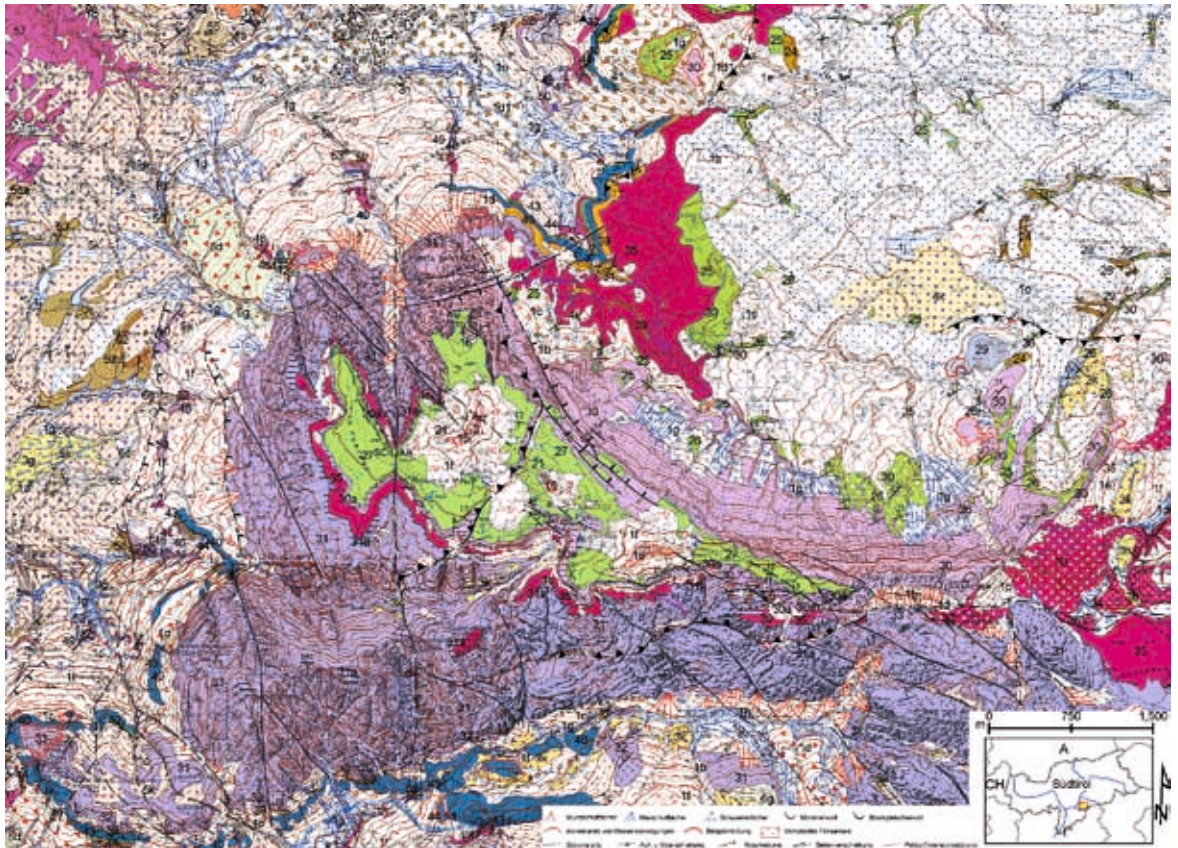


Fig. 1: Verkleinerter Ausschnitt der „GEOLOGISCHE KARTe DER WESTLICHEN DOLOMITEN 1:25.000“ (BRANDNER et al. 2007). Legende: 1=Postglaziale Ablagerungen, 3=Spätglaziale Ablagerungen, 4=Hochglaziale Ablagerungen der Dolomitengletscher (Dolomiten-Synthem), 5=Hochglaziale Ablagerungen des Eisackgletschers (Tiers-Synthem). Lithofazies: a=Verwitterungsschutt (Kolluvium), b=Sturzschutt, c=Blockschutt, d=Bergsturzmaterial, d₁=monomikter Bergsturz aus ladinischen Vulkaniten, e=Rutschmasse, f=grobblockige Rutschmasse, g=gemischte Ablagerung, h=alluviale Sedimente, i=Seesedimente, j=Vernässungszonen, k=Moräne undifferenziert, l=grobblockige Obermoräne, m=Blockgletscherablagerung, n=Sinter- u. Kalktuffbildung, o=künstliche Aufschüttung und anthropogene Flächen.

16=Hauptdolomit, 21=Fedares-Mb. (Heiligkreuz-Fm.), 24=St. Cassian-Fm., 25=Wengen-Fm., 26=Marmolada-Konglomerat, 27=Schlernplateau-Fm.; Schlern-Gruppe: 30=Rossezähne-Fm., 30a=Lagunenfazies, 31=Rosengarten-Fm., 31a=Lagunenfazies; Fernazza-Gruppe: 35=Laven, 41=Moena-Fm., 43=Morbiac-Fm., 44=Peres-Fm.; Werfen-Fm.: 46=Val Badia-Mb., 47=Campill-Mb., 48=Seis-Mb. & Gastropodenoolith, 49=Andraz-Mb., 50=Mazzin-Mb. & Tesero-Oolith; 52=Bellerophon-Fm., 53=Gröden-Fm.;

Etschtaler Vulkanit-Gruppe: 54=Auer-Fm., 54a=Vitrophyr, 55=St. Vigil-Fm., 55a=Konglomerate, 57=Gargazon-Formation.

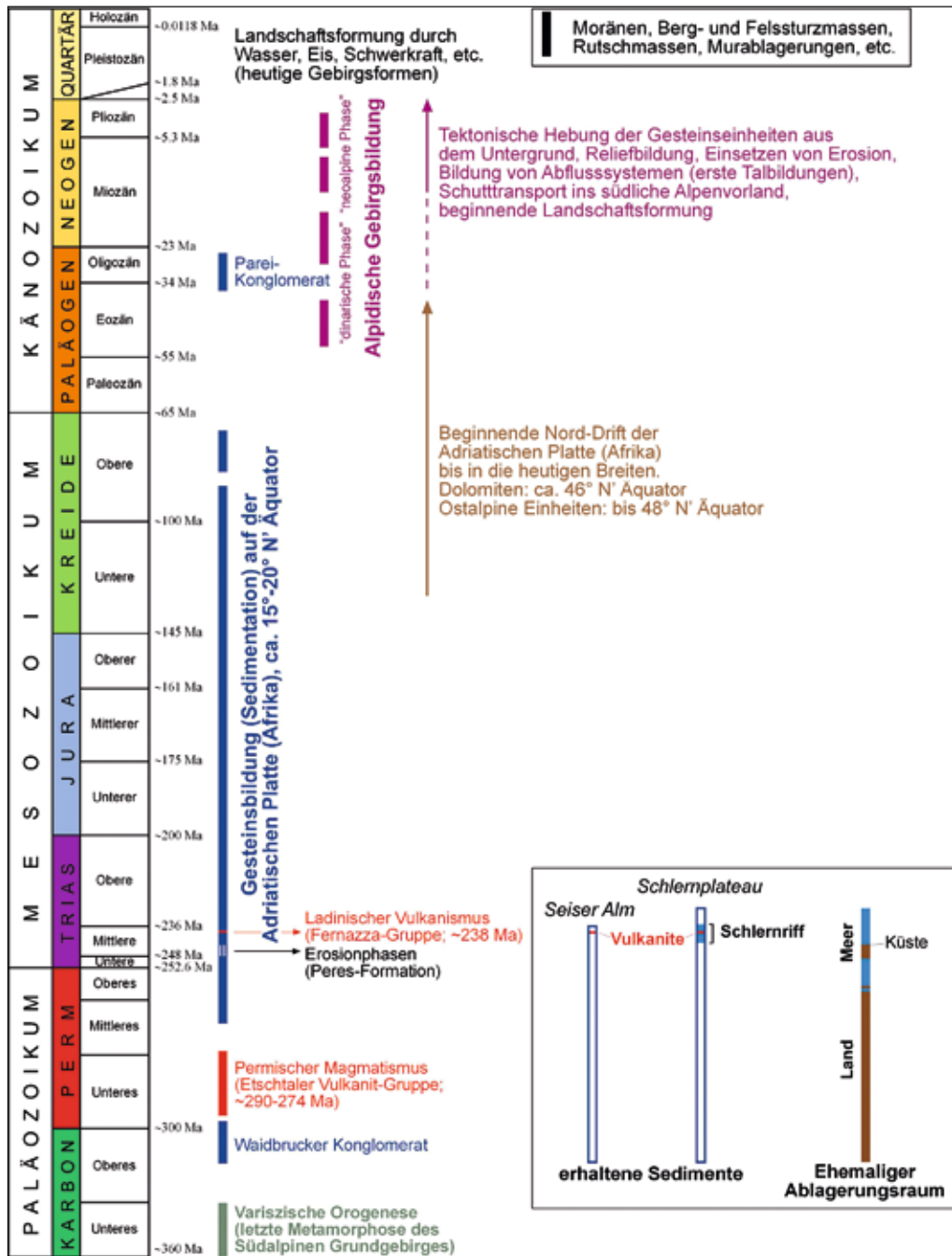


Fig. 2: Geologische Zeitskala mit den wichtigsten Ereignissen zur Entstehung der Dolomiten und des Gebietes Schlern-Seiser Alm (rechts). Gliederung der Zeitskala in Millionen Jahren (Ma) nach GRADSTEIN et al. (2004) mit Ausnahme von: Perm-Trias-Grenze (MUNDIL et al. 2004), Unter-Mitteltrias-Grenze (OVTCHAROVA et al. 2006) und Mittel-Obertrias-Grenze (GALLET et al. 2003). Radiometrische Altersbestimmungen der permischen Etschtaler Vulkanit-Gruppe: KLÖTZLI et al. (2003) und VISONÀ et al. (2007). Datierung des ladinischen Vulkamismus: BRACK et al. (1997).



Fig. 3: Rekonstruktion der Kontinent-Ozean-Verteilung (= Paläogeographie) zur Zeit der Trias (verändert nach FLÜGEL (2002) und GOLONKA (2002)). Die meisten Landmassen waren nach der variszischen Gebirgsbildung vor ca. 360–320 Millionen Jahren zu einem einzigen, großen Kontinent, genannt Pangäa, verschmolzen. Nach Osten erstreckte sich ein riesiger Meeresarm – die Tethys. Die Geburtsstätte der Dolomiten (roter Stern) lag ca. 15–20° N' des Äquators. Ad = Adriatische Platte (= Nordsporn der Afrikanischen Platte). Gestrichelte Linien verweisen auf die zukünftige Abspaltung von Kontinenten.

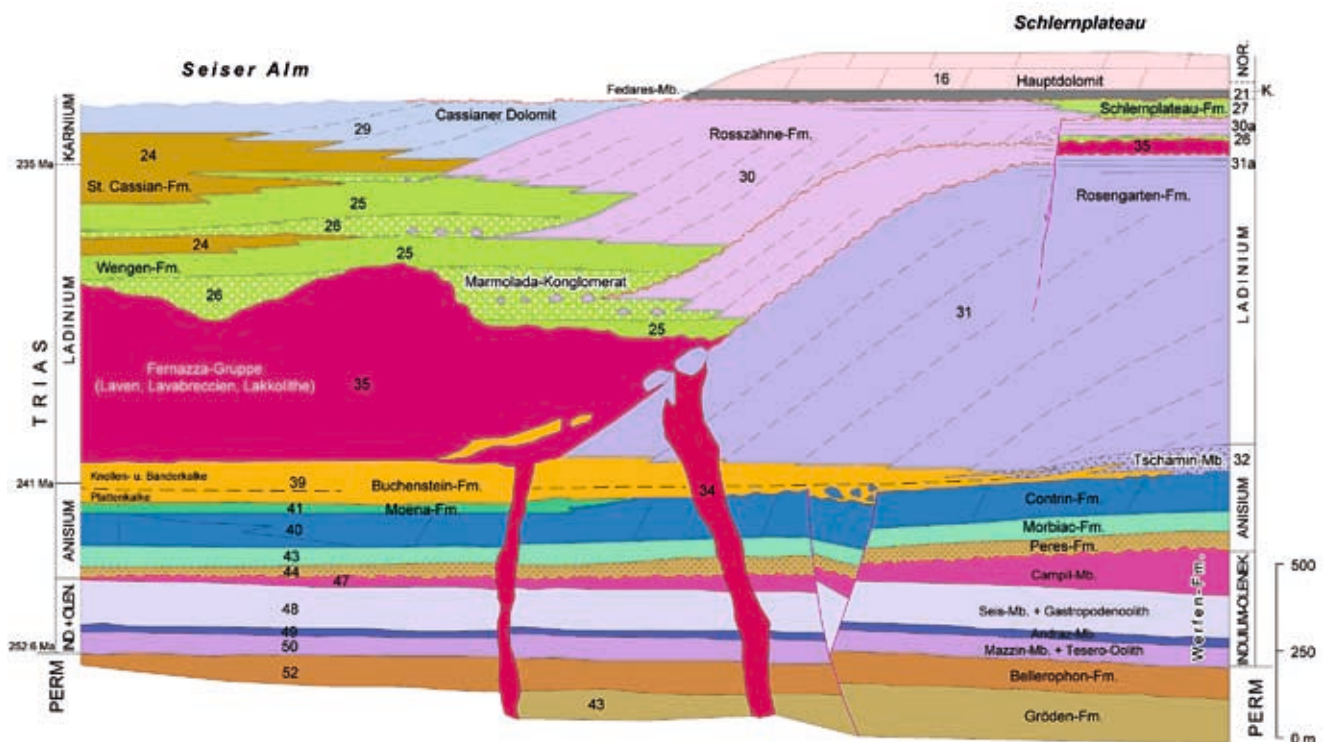


Fig. 4: Schematische Übersicht der Schichtabfolgen im Gebiet Schlern-Seiser Alm (aus BRANDNER et al. 2007) mit Ergänzung der geologischen Stufen.



Fig.5: Blick vom Gasthaus Gstatsch an der Seiser Alm Straße auf die NE-Seite des Schlern. Der tiefe Einschnitt des Frötschbaches gewährt exzellente Einblicke in den geologischen Schichtaufbau des Schlern (vgl. BRANDNER et al. 2007). Die rote Strich-Punkt-Linie markiert eine der deutlichsten Unterbrechungen (= Diskordanz) in der Ablagerungsgeschichte der Westlichen Dolomiten: basische, vulkanische Gesteine (Fernazza-Gruppe) versiegelten im Oberladin, d.h. vor ca. 238 Millionen Jahren, den Übergang zwischen Riffhang (Schlern) und Beckensedimenten (Seiser Alm). Damit werden die Riffgesteine (Schlerndolomit) in die prävulkanische Rosengarten-Fm. und die postvulkanische Rosszähne-Formation getrennt. Gelb gestrichelte Linien = Riffhang-Schichtung („Überguss-Schichtung“). Am Gamssteig verläuft eine Störungsfläche, entlang derer die Gesteinsabfolgen geringfügig aufgeschoben sind.

Fig. 6: Typische ladinische Vulkanite (Fernazza-Gruppe) in verschiedenen Ausbildungen:

(a) Basaltsäulen im Frötschbach. Die fünf- bis sechseckigen Säulenmuster gehen auf Abkühlungsschrumpfung der Gesteinsschmelze im Untergrund zurück.



(b) Kissenlaven (Pillowlaven) oberhalb der Mahlkechthütte, Ostseite der Seiser Alm. Diese polsterartigen Gebilde entstehen beim Ausfluss von Lava am Meeresuntergrund bei unmittelbarer, rascher Abkühlung. Die Pillowlaven sind mit scharfer Grenze (gelb gestrichelte Linie) von Breccien und Blöcken des postvulkanischen Schlern-dolomit (Rosszähne-Fm.) und aufgearbeitetem, vulkanischen Material überlagert.



(c) Breccien aus vulkanischen Gesteinen am Nordgrat zwischen Mahlkechtjoch und Plattkofeljoch (Palatsch). Diese deutlich geschichteten Breccien gehen auf Aufarbeitung und Umlagerungen vulkanischer Gesteine am Meeresboden in Form von Schuttströmen zurück.





Fig. 7: Unterschiedliche Bereiche des Schlernriffes.

(a) Blick vom Rand der Seiser Klamm nach Westen auf den Gabels Mull. Die deutlich horizontal geschichteten Bänke der Rosszähne- und Schlernplateau-Fm. bildeten sich im ehemaligen Rückriff bzw. in der Lagune des postvulkanischen Schlernriffes. Die Trennung der prävulkanischen Plattform (Rosengarten-Fm.) von der postvulkanischen Plattform (Rosszähne-Fm. + Schlernplateau-Fm.) ist in diesem Fall durch die Einschaltung von dunklen vulkanischen Gesteinen leicht möglich. Rsg.-Fm. = Rosengarten-Formation.



(b) Nordwand oberhalb der Schlernbodenhütte, Blick in SE-Richtung. Deutlich ausgebildet sind die ca. 30° geneigten Hangschichten (Klinoformen bzw. „Über-guss-Schichtung“) der postvulkanischen Rosszähne-Formation. Dieser steile Winkel der Hangschichten entspricht dem natürlichen Ruhewinkel von geschüttetem, grobkörnigen Material.

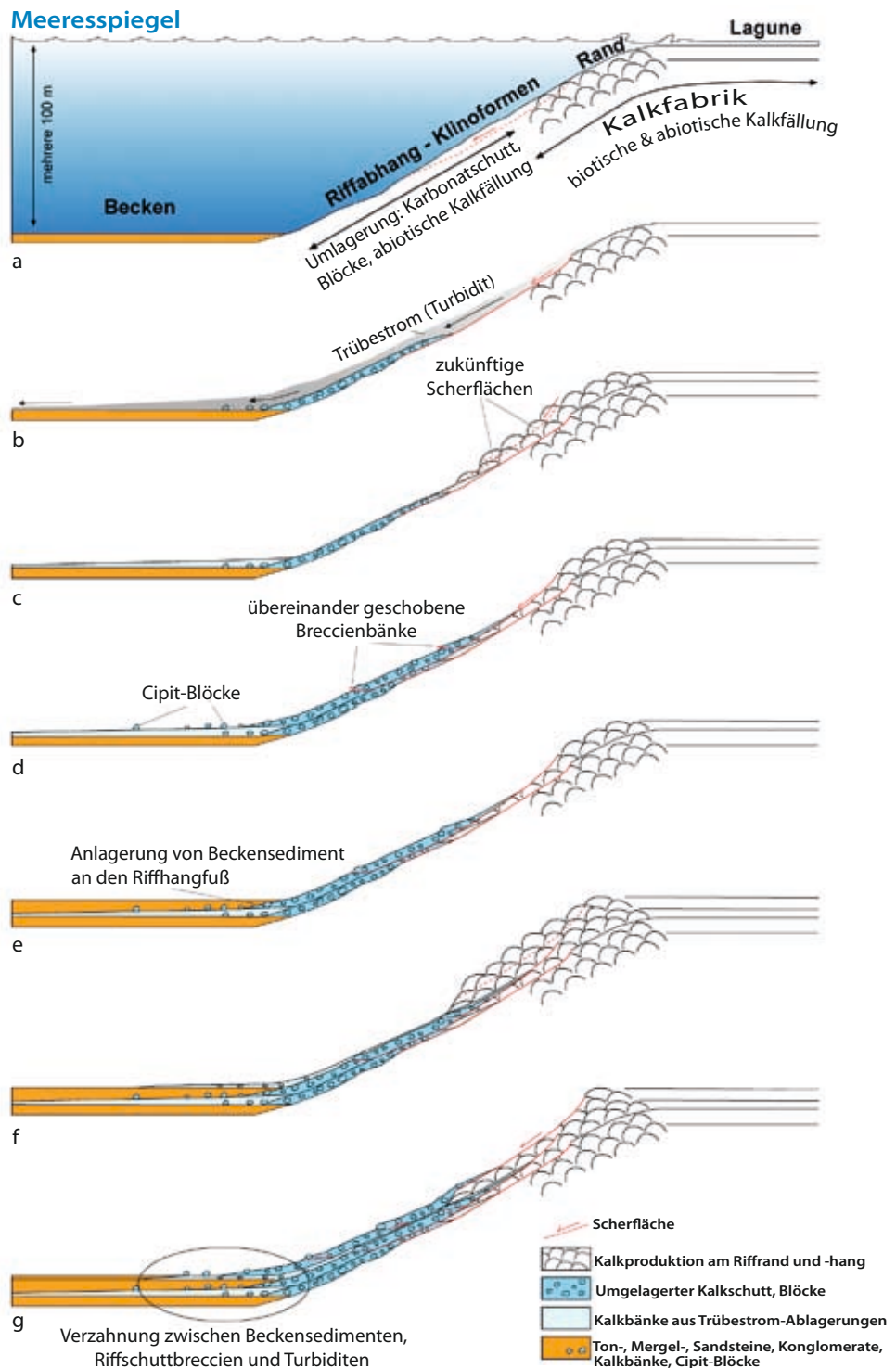


(c) Wechsellagerung von dunklen Mergeln und hellen Kalkbänken im tiefen Beckenboden (Tschapidbach, Seiser Alm). Die Kalkbänke stammen von Trübeströmen aus dem postvulkanischen Schlernriff, während die dunklen Mergelzwischenlagen auf Abtrag des vulkanischen Hinterlandes hinweisen.

Fig. 8: Modell zur Entwicklung von steilen Riffhangschichten (Klinoformen) und der Verzahnung mit Beckensedimenten. Die Bildung steiler Hangschichtung wird im Wesentlichen mit dem Zerbrechen von bereits (halb)verfestigten Hangsedimenten entlang von Scherflächen erklärt.

(a) Typische Geometrie von Karbonatplattformen der Dolomiten zu einem beliebigen Zeitpunkt des Wachstums. (b) Teile des mittleren bis oberen Hanges zerbrechen entlang von Scherflächen und zertrümmern zu Breccien und Blöcken. Diese Schuttströme können beckenwärts in Trübestrome übergehen. Weitere Trübestrome verlagern Kalkmaterial aus dem Flachwasserbereich der Plattform ins tiefe Becken. (c) Die Kalkfällung am mittleren und oberen Hang setzt wieder ein und begräbt die vorher gebildete Scherfläche. Trübestrom-Ablagerungen dünnen vom Hangfuß in Richtung Becken immer mehr aus – das Resultat nachlassender Bewegungsenergie.

(d) Erneutes Zerbrechen des Hanges an Scherflächen, wobei einzelne Breccienbänke übereinander geschoben werden. Bei dieser Materialumlagerung am Hang wird auch älteres, bereits transportiertes Material erneut, d.h. zum zweiten oder dritten Mal, umgelagert. (e) Eintrag von klastischem Material, d.h. Ton-, Silt-, Sandsteinen oder Konglomeraten ins Becken und Anlagerung desselben an den Riffhangfuß. (f) Erneute Kalkproduktion am Riffhang und –hang sowie Trübestrom-Ablagerungen. (g) Zerbrechen des Hanges und Materialverlagerung in Richtung Becken, Eintrag von klastischen Sedimenten, etc.. Die beschriebenen Vorgänge wiederholen sich beliebig oft, auch in anderer Reihenfolge, und führen zum Vorwandern (Progradation) der Riffhänge ins Becken.



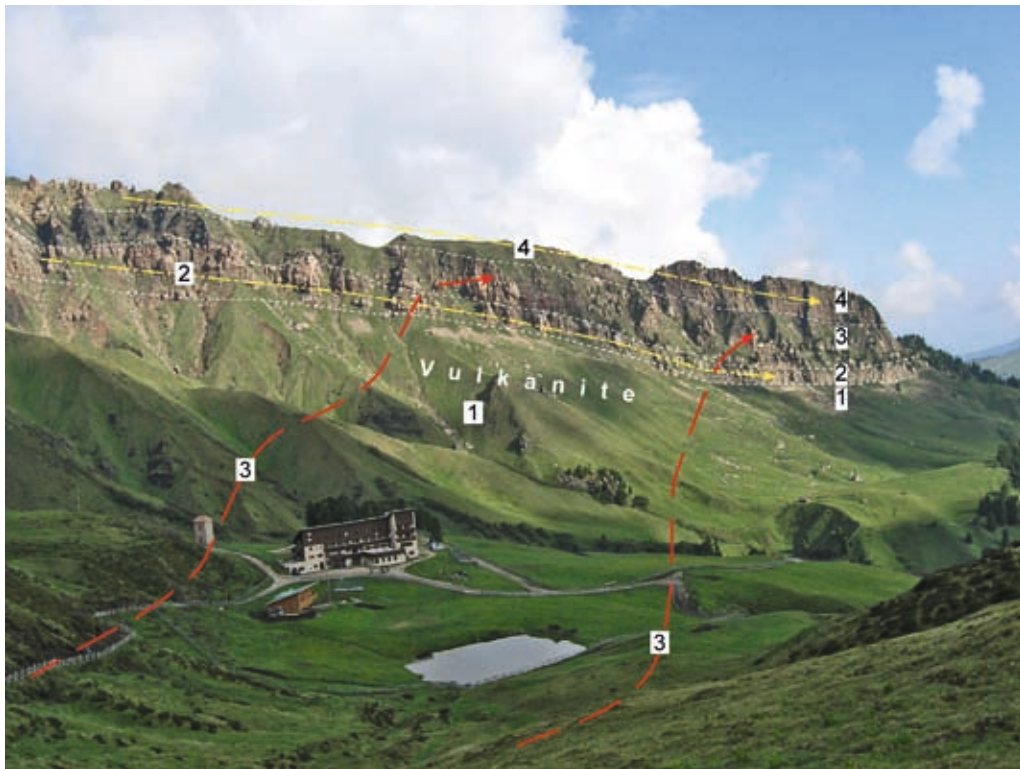


Fig. 9: Blick vom Kamm „Auf der Schneid“ nach Westen auf die Mahlknecht Polen; im Vordergrund das Schutzhaus Dialer. Diese Wand gilt als eine der klassischen Aufschlüsse in den Dolomiten hinsichtlich der Verzahnung von Riffschuttzungen und Beckensedimenten mit umgelagertem, vulkanischem Material. Die Nummern 1-4 zeigen die zeitliche Entwicklung der Gesteinsabfolgen. Das im Bereich der Rosszähne produzierte Kalkmaterial wurde nach N bis NW ins Seiser Alm Becken verfrachtet (gelb gestrichelt); das umgelagerte, vulkanische Material (Marmolada-Konglomerat) wurde hingegen aus SE-Richtung ins Seiser Alm Becken geschüttet (rot gestrichelt, vgl. BRANDNER (1991), BOSELLINI (1998)). 1 = Vulkanite (Lava, Lavabreccien, Tuffite); 2 = Rosszähne-Fm. (1. Riffschuttzunge); 3 = Marmolada-Konglomerat; 4 = Rosszähne-Fm. (2. Riffschuttzunge).

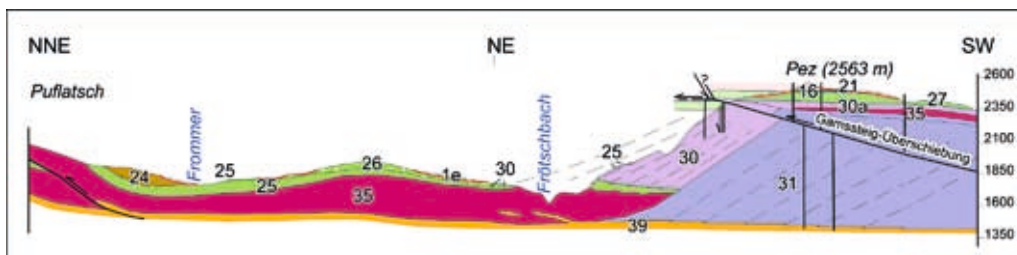


Fig. 10: Geologischer Profilschnitt zwischen dem Schlernplateau und den Südausläufern des Pufratsch. (Aus der GEOLOGISCHEN KARTE DER WESTLICHEN DOLOMITEN 1:25.000, PROFILSNITTE).



Fig. 11: Zertrümmerter Hauptdolomit an der Westseite des Petz: der Schuttstrom aus Blöcken bewegt sich in Richtung der Seiser Klamm.



Fig. 12: Die Dolomiten zur Zeit des letzten glazialen Hochstandes vor ca. 20.000-18.000 Jahren. Nur wenige Gipfel ragten aus dem Eispanzer hervor (Aus VAN HUSEN 1987, mit Angabe des lokalen Eisstromnetzes nach A. Gruber, schriftl. Mitt., 2007).

Literatur

- BOSELLINI A., 1998: Geologie der Dolomiten. Athesia, 192 pp.
- BRACK P., MUNDIL R., OBERLI F., MEIER M. & RIEBER H., 1997: Biostratigraphic and radiometric age data question the Milankovitch characteristics of the Latemar cycle (Southern Alps, Italy): comment and reply: reply. *Geology*, 25: 471-472.
- BRACK P., RIEBER H., NICORA A. & MUNDIL R., 2005: The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (Southern Alps, Northern Italy) and its implications for the Triassic time scale. *Episodes*, 28(4): 233-244.
- BRANDNER R., 1991: Geological Setting and Stratigraphy of the Schlern-Rosengarten Buildup and Seiser Alm Basin. In: BRANDNER R., FLÜGEL E., KOCH R. & YOSE L.A. (eds.): The Northern Margin of the Schlern/Sciliar-Rosengarten/Catinaccio Platform. Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Guidebook Excursion A, Ortisei (Italy), 61 pp.
- BRANDNER R., FLÜGEL E. & SENOWBARI-DARYAN B., 1991: Biotic and microfacies criteria of carbonate slope builders: implications for the reconstruction of source areas (Middle Triassic: Mahlknecht Cliff, Dolomites). *Facies*, 25: 279-296.
- BRANDNER R., GRUBER A. & KEIM L., 2007: Geologie der Westlichen Dolomiten: von der Geburt der Neotethys im Perm zu Karbonatplattformen, Becken und Vulkaniten der Trias. *Geo.Alp*, 4: 95-121.
- BURNS S.J., MCKENZIE J.A. & VASCONCELOS C., 2000: Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic. *Sedimentology*, 47 (Suppl. 1): 49-61.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L., 2000: Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps: *Journal of Geodynamics*, 30: 251-274.
- DARWIN C., 1842: The structure and distribution of coral reefs. London, 214 pp.
- FLÜGEL E., 2002: Triassic reef patterns. In: KIESSLING W., FLÜGEL E. & GOLONKA J. (eds.): *Phanerozoic Reef Patterns*. *SEPM Spec. Publ.*, 72: 391-463.
- GALLET Y., KRYSSTYN L., BESSE J. & MARCOUX J., 2003: Improving the Upper Triassic numerical time scale from cross-correlation between Tethyan marine sections and the continental Newark basin sequence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 212: 255-261.
- GEOLOGISCHE KARTE DER WESTLICHEN DOLOMITEN 1:25.000 (BRANDNER R., KEIM L., GRUBER A. & GRUBER J.). Autonome Provinz Bozen-Südtirol, 2007.
- GILBERT J. & CHURCHILL G.C., 1864: The Dolomite Mountains. Excursions through Tyrol, Carinthia, Carniola and Friuli in 1861, 1862 and 1863. Longman-Green-Longman, London.
- GOLONKA J., 2002: Plate-tectonic maps of the Phanerozoic. In: KIESSLING W., FLÜGEL E. & GOLONKA J. (eds.): *Phanerozoic Reef Patterns*. *SEPM Spec. Publ.*, 72: 21-75.
- GRADSTEIN F., OGG J. & SMITH A., 2004: *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, 589 pp.
- HORNUNG T., BRANDNER R., KRYSSTYN L., JOACHIMSKY M.M. & KEIM L., 2007: Multistratigraphic constraints on the NW Tethyan „Carnian Crisis“. In: LUCAS S.G. & SPIELMANN J.A. (eds.): *The Global Triassic*. *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin*, 41: 59-67.
- KEIM L. & SCHLAGER, W., 2001: Quantitative compositional analyses of a Triassic carbonate platform (Southern Alps, Italy). *Sediment. Geol.*, 139: 261-283.
- KLEBELSBERG, R.V., 1942: Das Schlern-Stadium der Alpen. *Zeitschr. Gletscherk.*, 28(1-2).
- KLÖTZLI U.S., MAIR V., MORELLI C. & BARGOSI G.M., 2003: The "Bozener Quarzporphyr" (Southern Alps, Italy): Single zircon U/Pb age evidence for 10 million years of magmatic activity in the Lower Permian? *Mitt. Österr. Miner. Petrogr. Ges., Wien*, 145: 187-188.
- MOJSISOVICS E.M. VON, 1879: Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien: Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen. A. Hölder, Wien, 551 pp.
- MUNDIL R., BRACK P., MEIER M., RIEBER H. & OBERLI F., 1996: High resolution U-Pb dating of Middle Triassic volcanoclastics: timescale calibration and verification of tuning parameters for carbonate sedimentation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 141: 137-151.
- MUNDIL R., LUDWIG K.R., METCALFE I. & RENNE P.R., 2004: Age and timing of the Permian mass extinctions: U/Pb dating of closed-system zircons. *Science*, 305: 1760-1763.
- MUTTONI G., KENT D.V., GARZANTI E., BRACK P., ABRAHAMSEN N. & GAETANI M., 2003: Early Permian Pangea 'B' to Late Permian Pangea 'A'. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 215: 379-394.

- OVTCHAROVA M., BUCHER H., SCHALTEGGER U., GALFETTI T., BRAYARD A. & GUEX J., 2006: New Early to Middle Triassic U.Pb ages from South China: calibration with ammonoid biochronozones and implications for the timing of the Triassic biotic recovery. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 243: 463-475.
- RICHTHOFEN VON F., 1860: Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tyrol. Perthes, Gotha, 327 pp.
- RUSSO F., NERI C., MASTANDREA A. & BARACCA A., 1997: The Mud Mounds Nature of the Cassian Platforms of the Dolomites. A case History: the Cipit Boulders from Punta Grohmann (Sasso Piatto Massif). *Facies*, 36: 25-36.
- SCHLAGER W., 2003: Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 92: 445-464.
- STEFANI C., FELLIN M.G., ZATTIN M., ZUFFA, G.G., DALMONTE C., MANCIN N. & ZANFERRARI A., 2007: Provenance and paleogeographic evolution in a multi-source foreland: the Cenozoic Venetian-Friulian Basin (NE Italy). *J. Sed. Research*, 77: 867-887.
- TUCKER M.E. & WRIGHT V.P., 1990: Carbonate Sedimentology. Oxford, Blackwell, 482 pp.
- URLICHS M. & TICHY G., 2000: Zur Altersstellung der Schlernplateau-Schichten (Mitteltrias) am Schlern (westliche Dolomiten, Italien). *Stuttgarter Beitr. Naturk., Serie B*, 297: 1-10.
- VAN HUSEN D., 1987: Die Ostalpen in den Eiszeiten. *Populärwiss. Veröffentl. Geol. B.-A.*, Wien, 24 pp.
- VISONÀ D., FIORETTI A. POLI M.E. ZANFERRARI A. & FANNING M., 2007: U-Pb SHRIMP zircon dating of andesite from the Dolomite area (NE Italy): geochronological evidence for the early onset of Permian Volcanism in the eastern part of the southern Alps. *Swiss J. Geosci.*, 100(2): 313-324.
- ZATTIN M., STEFANI C., & MARTIN S., 2003: Detrital fission-track analysis and petrography as keys of Alpine exhumation: the example of the Veneto foreland (Southern Alps, Italy). *J. Sed. Research*, 73: 1051-1061.
- ZENGER D.H., BOURROUILH-LE JAN F.G. & CAROZZI A.V., 1994: Dolomieu and the first description of dolomite. In: Purser B.H., Tucker M.E. & Zenger D.H. (eds.): *Dolomites. A volume in honour of Dolomieu. Intern. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, 21: 21-28.

Adresse des Autors:

Dr. Lorenz Keim
Amt für Geologie & Baustoffprüfung
Autonome Provinz Bozen-Südtirol
Eggentalerstr. 48
I-39053 Kardaun
Lorenz.Keim@provinz.bz.it

eingereicht: 28. 03. 2008
angenommen: 16. 10. 2008

