

Sediment 2007

Exkursionsführer

GEOLOGIE DER WESTLICHEN DOLOMITEN: VON DER GEBURT DER NEOTETHYS IM PERM ZU KARBONATPLATTFORMEN, BECKEN UND VULKANITEN DER TRIAS

Rainer Brandner¹, Alfred Gruber² und Lorenz Keim^{1,3}

¹ Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

² Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien

³ Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Autonome Provinz Bozen, Eggentalerstr. 48, I-39053 Kardaun (BZ)

Einführung und Überblick zur regionalen tektonischen und geodynamischen Entwicklung

Die dreitägige Exkursion führt uns zu den geologisch weltberühmten Lokaltäten der Westlichen Dolomiten, die mit ihren Großaufschlüssen einen unvergleichlichen Einblick in die räumliche und zeitliche Dynamik der Sedimentation in Becken und auf Karbonatplattformen geben. Ein Hauptaugenmerk wird auf die Auswirkungen der mehrphasigen Rifttektonik am Beginn der Neotethys-Entwicklung gelegt.

Im Auftrag des Geologischen Dienstes des Landes Südtirol wurde vom Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck in mehrjähriger Kartierungstätigkeit eine neue geologische Karte der Dolomiten aufgenommen. Auf Basis einer detaillierten stratigraphischen Gliederung und strukturgeologischen Analyse konnten neue Erkenntnisse bezüglich der räumlichen Entwicklung der Sedimentbecken in mehreren zeitlichen Abschnitten gewonnen werden.

Folgende Themenkreise werden behandelt:

- (A) Vulkanisch-sedimentäre Gesteinsabfolge des Unterperm; die mehrphasige extensionale Grabenbruchtektonik des Etschtaler Vulkanitkomplexes (1. Tag).
- (B) Effekte synsedimentärer Tektonik in der Mitteltrias auf die Sedimentation (1. und 2. Tag).
- (C) Geometrie von Karbonatplattformen im Kontext zur geodynamischen Entwicklung (2. und 3. Tag).

Die Dolomiten sind Teil der mittleren Südalpen, die im Norden durch die steil N-fallende, dextrale Pustertal-Störung (Teil des Periadriatischen Lineaments im Miozän) und im Süden durch die südvergente, neogene Valsugana-Überschiebung begrenzt werden. Die permomesozoische Sedimentabfolge transgrediert auf dem variszisch geprägten Basement eines kollisionalen Gebirgsgürtels. Im Unterschied zum Ostalpin fehlen hier die kretazische Deformation und Metamorphose. Paläogene und neogene Faltung und Überschiebungen verkürzen allerdings des

Öfteren die Abstände zwischen den z.T. isolierten rigiden Karbonatplattformen, sodass bisherige paläogeographische Rekonstruktionen revidiert werden müssen. Trotzdem sind Plattform-/Becken-Übergänge in ihrer primären nach wie vor sehenswerte Modellfälle der Aggradation und Progradation von Plattformen.

Die folgenden Ereignisse prägen die geologische Entwicklung der Dolomiten nach der variszischen Orogenese:

1. Mehrere Phasen krustaler Ausdehnung in Unterperm, Mittel- und Obertrias führten zur Gliederung in etwa NNE-SSW verlaufende, intrakontinentale Becken- und Schwellenzonen (Bosellini, 1965) mit Abschiebungen und orthogonalen Seitenverschiebungen, die bis in die Kreide immer wieder reaktiviert wurden.
2. Ab der obersten Trias und dem unteren Jura verlagerte sich die Haupttriftzone nach W, die Südalpen und mit ihnen die Dolomiten wurden damit Teil des passiven Kontinentalrandes des Ligurischen Ozeans im W (Sarti et al., 1992). Nördlich Cortina d'Ampezzo ist Sedimentation am Rand des Trento-Plateaus noch bis in die Oberkreide (Campan) nachgewiesen (Stock, 1994).
3. WSW-vergente, mesoalpine („dinarische“) Überschiebungen beenden im Paläogen die lang andauernde Sedimentationsperiode in der seit dem Unterperm vorgegebenen Schwellen-Becken Gliederung. Die neogene N-S Einengung führt zu der oben genannten Rücküberschiebung im Valsugana-Bereich und zur Bildung heteroaxialer Faltenstrukturen mit komplex gebauten strukturellen Domen und Becken (Doglioni, 1987).

Der Zeitabschnitt der mehrphasigen krustalen Ausdehnung während der Permtrias ist zentrales Thema der Exkursion. Die Südalpen sind im Perm Teil einer dextralen Megascherungszone zwischen Laurasien und Gondwana, die nach Osten kinematisch mit der Öffnung des Neotethys-Ozeans verbunden ist (Muttoni et al., 2003, Blendinger et al., 1990). Entsprechend paläomagnetischer Daten ist eine derartige Megascherungszone im Perm

zwingend notwendig, um das Problem einer Überlappung („crustal misfit“) von Gondwana und Laurasien bei der gängigen Wegener'schen Pangäa-Rekonstruktion (= Pangäa „A“-Konfiguration) zu lösen (Muttoni et al., 2003).

Die Permotrias der Dolomiten ist durch zwei magmatische Ereignisse geprägt, die jeweils mit verstärktem „rifting“ gekoppelt sind: (1) Vulkanismus und Magmatismus im Unterperm (Etschtaler Vulkanitkomplex, Brixner und Cima-d'Asta-Plutone) mit der initialen Phase der Beckenbildung, und (2) Vulkanismus und Magmatismus der Mittel- und Obertrias (ladinischer Dolomitenvulkanismus, Intrusionen von Predazzo und Monzoni) mit neuerlicher starker extensiver Tektonik. Die Ereignisse liegen etwa 40 Ma auseinander, sind jedoch räumlich kaum voneinander getrennt. Die Hypothese einer ortsfesten, episodisch aktiven Wärmeanomalie im oberen Erdmantel liegt daher nahe (s. a. Golonka & Bocharowa, 2000). Vulkanite und Magmatite beider Ereignisse weisen mit ihren kalkalkalischen bis shoshonitischen Chemismen eine orogenetische Signatur auf, die jedoch mit der evidenten postorogenen lithosphärischen Extension nicht unmittelbar in Einklang zu bringen ist (Bargossi et al., 1998, Rottura et al., 1998, Sloman, 1989). Komplexe Interaktionen zwischen Magmen mit Mantelherkunft und krustalem Material in upwelling-Bereichen heißer Asthenosphäre wären denkbar und könnten sich in der erwähnten Megascherungszone entwickelt haben. Geochronologische Daten einer HT/LP Metamorphose der Permotrias im ostalpinen und südalpinen Basement sind weit verbreitet (Schuster et al., 1999). Der Vergleich zu weitgespannten intrakontinentalen Riftstrukturen in Bereichen mit hohem Wärmefluss, wie der Basin-and-Range-Provinz Nordamerikas, ist naheliegend (s. a. Eisbacher, 1996, S. 240).

Die wiederkehrende magmatische Aktivität im Unterperm und in der Mitteltrias geht mit jeweils verstärkter Rifttektonik einher, dazwischen liegende Ruhephasen sind durch räumlich weit ausgedehnte thermische Subsidenz geprägt. Damit sind in der permotriassischen Abfolge zwei tektonisch kontrollierte Zyklen 2. Ordnung entwickelt, die von Zyklen 3. Ordnung (Sequenzen) oder höherer Ordnung überlagert werden.

1. Unterperm – Mitteltrias: Der Großzyklus startet mit der bis zu 4 km mächtigen wechselhaften vulkanisch-sedimentären Gesteinsabfolge des Etschtaler Vulkanit-Komplexes, die die rasch absinkenden rhomboedrischen Becken und nach NW-W eingekippte Halbgräben eines vermutlich dextralen transtensionalen Systems verfüllt. Die Phase größter vulkanischer und tektonischer Aktivität liegt zwischen ca. 285–275 Ma (Bargossi et al., 2004). Die syntektonische Abfolge wird im Unterperm von einem gleichförmigen Sedimentmantel kontinentaler bis flachmariner Fazies (Grödner Sandstein,

Bellerophon-Fm.) überlagert (Massari & Neri, 1997). Die weitflächige Versiegelung des unterpermischen Grabenbruchsystems ist Ausdruck der thermischen Subsidenz des Postriftstadiums. Diese hält noch weit in die Trias hinein an und wird erst durch neuerliche Rifttektonik im Mitteltrias beendet. Der kontinuierlich absinkende Schelfraum wird durch eine Reihe von ?eu-statisch kontrollierten Transgressions-/Regressionszyklen 3. und 4. Ordnung mit siliziklastisch-karbonatischer Mischsedimentation (Werfen-Fm.) geprägt. Infolge des Perm-Trias-Events mit der lange andauernden „recovery“-Zeit karbonatproduzierender Organismen kommt es erst im Untertrias zur Sedimentation von rampenartigen Karbonatbänken (Sarl-Fm.).

2. Mitteltrias – Nor: Die zweite Riftperiode ist durch eine ausgeprägte Kippschollentektonik gekennzeichnet, die ein hervorzuhobendes Charakteristikum des südalpinen Faziesraumes darstellt. Sie vollzieht sich in mehreren „Phasen“ ab dem Mitteltrias bis ins Ladin und verursacht Ablagerungssequenzen 3. Ordnung (Brandner, 1984, 1991, Gianolla et al., 1998). Starke Subsidenz ermöglicht den Aufbau mächtiger Riffkomplexe, die mit Sedimenten von bis zu 800 m tiefen Becken verzahnen (Schlern-dolomit, Buchenstein-Fm.) (Bosellini, 1984). Etwas verspätet folgt der nur kurz dauernde (< 1 Ma), aber intensive Vulkanismus im Oberladin, der die Riff-Becken Faziesheteropie unter sich begräbt und damit plombiert. Damit verbunden sind starke tektonische Verstellungen am Meeresboden mit der Bildung von Scarpbreccien und Megabreccien („Caotico eterogeneo“) und die Bildung von gravitativ umgelagerten, fluviatilen Konglomeraten (Marmolada-Konglomerat) herausgehobener Inselbereiche (Bosellini et al., 1982). In der Folge setzt wieder tektonische Ruhe mit thermischer Subsidenz des Postriftstadiums ein. Starke Progradation der Karbonatplattformen füllt verbleibende Beckenräume auf, und die weitflächige Entwicklung der Hauptdolomit-/Dachsteinkalkplattform überlagert das kleinräumige Grabenbruchsystem der Mitteltrias. Lediglich im Mittelkarn erfolgt eine kurzfristige Unterbrechung der Entwicklung mit neuerlicher Kippschollentektonik und dem umweltbedingten tethysweiten Absterben der Riffplattformen (Keim & Brandner, 2001, Keim et al., 2006).

1. Tag: Etschtaler Vulkanit-Gruppe und marine Mitteltriasabfolge der Westlichen Dolomiten

Etschtaler Vulkanit-Gruppe (Unterperm)

Die Etschtaler Vulkanit-Gruppe („Bozner Quarzporphyr“ bzw. „Piattaforma Porfirica Atesina“ und „Distretto Vulcanico Atesino“ Auct.) ist eine charakteristische kontinentale, vulkanisch-sedimentäre Gesteinsabfolge aus dem

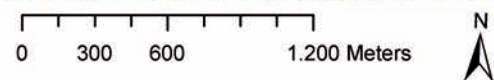
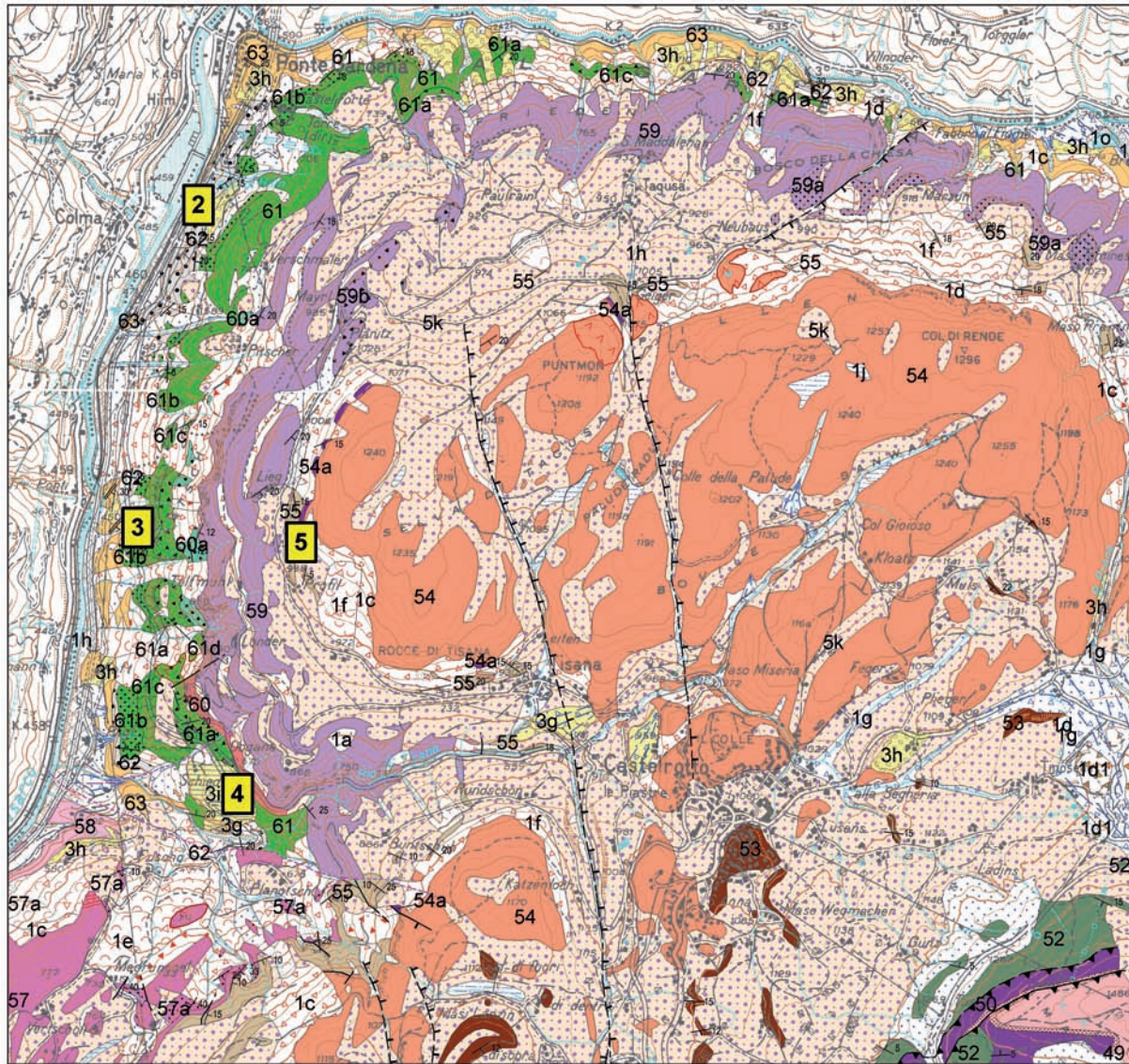


Fig. 1.1: Routenverlauf der dreitägigen Dolomiten-Exkursion vom 9.-11. September 2007. Geologische Karte verändert nach Brandner (1980): Geologische Karte von Tirol 1:300.000.

Unterperm der Südalpen. Sie ist auf mehr als 2000 km² verbreitet und weist im Raum Bozen Mächtigkeiten bis 4000 m auf (Bargossi et al. 2004). An der Basis liegt sie diskordant dem Südalpinen metamorphen Basement und dem Waidbrucker Konglomerat auf und wird am Top fast durchgehend von der Gröden-Formation überlagert. Im Eisacktal ist der primäre Nordrand der Etschtaler Vulkanit-Gruppe aufgeschlossen (s. Fig. 1.1) und gewährt Einblicke in die Krustenentwicklung nach der variszischen Gebirgsbildung.

Ursprünglich wurde der „Bozner Quarzporphyr“ nach farblichen und örtlichen Varietäten rein deskriptiv unterteilt (Raschötzer, Kastelruther, Blumauer, Lagorai-Porphyr etc.; v. Wolf, 1908; Trener, 1904; Klebelsberg, 1935; Heißel & Ladurner, 1936). Mittempergher (1958, 1962) sowie Maucher (1960) betrachteten die Vulkanite erstmals als einzelne effusive und eruptive Ereignisse und Abküh-

lungseinheiten und erkannte damit die große Bedeutung von pyroklastischen Strömen (Ignimbriten), die sich wie Sedimenteinheiten auskartieren ließen. In den Blättern Marmolada 1:100.000 (1970) und Bozen 1:50.000 (1972) der Carta Geologica d'Italia fand dieses Konzept seinen Niederschlag: Dem chemischen Trend von basisch-intermediären Edukten im Liegenden zu sauren (Rhyolithen) im Hangenden folgend, wurden 2 bzw. 3 große Gesteinsgruppen ausgeschieden, die sich jeweils aus mehreren Lava-, Ignimbrit- und klastischen Sedimenteneinheiten zusammensetzten. 1. Eine andesitische bis rhyodacitische Untere Gruppe, 2. eine rhyodacitische Mittlere Gruppe und 3. eine rhyolithische Höhere Gruppe (siehe Baccelle Scudeler et al., 1969, Brondi et al., 1970, 1976). Eine ähnliche Einteilung nahmen auch Brandner & Mostler (1982), D'Amico et al. (1986), Bargossi & D'Amico (1988) und Bargossi et al. (1998) vor.



- Sturzschutfächer Murschutfächer Schwemmfächer Moränenwall Blockgletscherwall
- Abrisskante von Massenbewegungen Bergerreißung Verrutschte Felsareale
- Störung allg. Auf- u. Überschiebung Abschiebung Seitenverschiebung Paläo-Extensionsstörung

Fig. 1.2: Ausschnitt der „Geologischen Karte der Westlichen Dolomiten“ mit den Stopps (2-5) des ersten Exkursionstages zwischen Waidbruck und Kastelruth. Stopp 1 liegt außerhalb der Karte. Legende: 1 = Postglaziale Ablagerungen; 3 = Spätglaziale Ablagerungen; 5 = Hochglaziale Ablagerungen des Eisackgletschers. Lithofazies: a = Verwitterungsschutt, b = Sturzschutt, c = Blockschutt, d = Bergsturzmaterial, 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.
 Werfen-Fm.: 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., 57 = Gargazon-Fm., 57a = Breccien, Konglomerate, Sandsteine, 58 = Torggl-Fm., 59 = Lieg-Fm., 59a = grüne Tuffe, 59b = Breccien, 60 = Trostburg-Fm., 60a = polymikte Eruptivbreccien, 60b = Tuffe, wechsellagernd mit vulkanoklastischen Breccien, Konglomeraten und Sandsteinen, 60c = andesitische bis dazitische Laven und Blocklaven, 60d = Breccien, Konglomerate und Sandsteine mit überwiegend Kristallingeröllen.
 62 = Waidbrucker Konglomerat, 63 = Brixner Quarzphyllit.

Im Rahmen der Neuaufnahme der „Geologischen Karte der Westlichen Dolomiten 1:25.000“ (in Druck) wurde die Etschtaler Vulkanit-Gruppe nach vulkanofaziellen und lithostratigraphischen Kriterien unterteilt. Diese Gliederung orientiert sich an der Neueinteilung der mächtigen vulkanischen Sequenz in Formationen und Member, wie sie im Raum Bozen–Meran von der Arbeitsgruppe um G.M. Bargossi (Bologna) im Rahmen des geologischen Kartenprojektes CARG erarbeitet wurde (Bargossi et al., 2004, Carta Geologica d'Italia, Blatt 026 „Appiano-Eppan“ 1:50.000, in Druck). Fig. 1.2 gibt einen Überblick über die Formationsfolge der Etschtaler Vulkanit-Gruppe auf der neuen „Geologischen Karte der Westlichen Dolomiten 1:25.000“.

Im Gelände sind die vulkanischen Gesteine anhand typischer vulkanofazieller Kriterien unterscheid- und kartierbar und können als vulkano-sedimentäre Sequenzen durch Erosionsdiskordanzen und Störungen begrenzt werden: **Laven** sind meist an ihren Fließgefügen wie Foliation und Fließfalten sowie an autoklastischen Breccien (Lava-breccien, Blocklaven) erkennbar, deren monomikte Klaster teilweise korrespondierende Grenzen und Rundung zeigen und von feinkristalliner Matrix begleitet sind. Die Porphyroblasten sind meist hypidiomorph und von verschiedener Größe, ohne klare Trennung von Einsprenglingen und Matrix. Einregelung durch Fließprozesse ist häufig. Lavaströme sind oft kuppelförmig und von begrenzter flächiger Ausdehnung mit meist massigem Erscheinungsbild und blockigen Absonderungsformen.

Typische Kennzeichen der **Ignimbrite** sind porphyrisches Gefüge mit idiomorphen Phänokristallen, verschweißten Glasscherbenschnitzern („Flammen“) und lithischen Klaster in dichter, meist feinkristalliner bis glasieriger Matrix. Die meisten Klaster sind in Fließrichtung eingeregelt, teilweise verschweißte oder randlich abgeschreckt. Den basalen Teil von Ignimbriten bauen häufig schlecht sortierte, polymikte Breccien mit Lithoklaster verschiedenster Größe und Rundung, auf; an der Basis treten oftmals metermächtige, laminierte und schräggeschichtete, fein- bis mittelkörnige Tuffsandsteine auf, die Antidünen formen und als basale Surgeablagerungen eines Ignimbritausbruches gelten. Bei rhyolithischen Ignimbriten treten lokal sehr glasreiche Horizonte (Vitrophyre) auf. Ein Hauptkennungsmerkmal der Ignimbrite sind die engständige regelmäßige Klüftung und Plattigkeit, die den Porphyr als multifunktionell einsetzbares Bau- und Dekormaterial berühmt gemacht hat.

Strukturgeologischer Rahmen

Die vielfältigen und in ihren Mächtigkeiten rasch schwankenden Ignimbrit-, Tuff- und Lavadecken sowie die in verschiedenen Stockwerken vorkommenden grob- bis feinklastischen alluvialen und lakustrinen Sedimentkörper zeichnen das Bild einer von intrapermischer Extensionstektonik gesteuerten vulkano-sedimentären Dyna-

mik. An kartierbaren, ESE-WNW- und SSW-NNE-streichenden, steilen Brüchen (Abschiebungen), die Gräben und Halbgräben von mehreren km Breite formen, sind abrupte Mächtigkeitssprünge und das Auskeilen von vulkanischen und epiklastischen Einheiten klar ersichtlich. Dreidimensionale Einblicke in diese faziellen und strukturellen Muster gewinnt man entlang den tiefen Einschnitten von Eisack-, Gröden- und Villnöbital.

Vergleichbare permische Extensions- und Transtensionsstrukturen werden vom Collio-, Tione- und Tregiovo-becken sowie aus der Gegend von Trient und aus dem Villnöbital beschrieben (Cassinis & Neri, 1992; Cassinis et al., 1997; Bargossi et al., 1998; Selli, 1998; Di Battistini et al., 1989; Benciolini et al., 2001). Die Platznahme der vulkanischen Produkte und Sedimente fand in kleinen pull-apart- und strike-slip-Becken, die durch übertretende Seitenverschiebungen parallel zur Judikarienlinie geöffnet wurden, und in vulkanotektonischen Depressionen („Caldera von Bozen“) statt.

Nach eigenen Vorstellungen sind die permischen Extensionsstrukturen am NW-Rand der Dolomiten Teil des über 60 km breiten, parallel zur Judikarien-Linie NNE-SSW-streichenden Bozner Grabenbruchsystems. Transferstörungen in WNW-ESE-Richtung begrenzen mit der Villnöb-Linie im Norden (Villnöbital) und der Calisio-Linie bei Trient im Süden (Selli, 1998) das Grabenbruchsystem. Somit entsteht die Geometrie eines weit ausgedehnten pull-apart-Beckens, das oberhalb eines tief liegenden Krustendetachments vorstellbar wäre. Die von Dal Piaz & Martin (1998) postulierte permische Exhumation tieferer Krustenabschnitte in der Ulten-Zone ist mit dieser Vorstellung vergleichbar.

Altersstellung

Jüngst erfolgte U/Pb-Datierungen an Zirkonen aus Lava- Tuff- und Ignimbritproben des Etschtales ergaben ein Altersspektrum von $284,9 \pm 1,6$ Ma bis $274,6 \pm 2,1$ Ma (Klötzli et al., 2003; Bargossi et al., 2004). Von NW nach SE werden die Vulkanite zunehmend jünger. Die vulkanische Aktivität erfolgte in einem Zeitraum von etwa 10 Mio. Jahren. Damit sind auch die permischen Intrusiva der Südalpen (z.B. Brixner Granit, Kreuzberg-Granodiorit) als zeitgleich bzw. jünger als die Etschtaler Vulkanite einzustufen. Geochemisch betrachtet gibt es einen Übergang von andesitisch-basaltischen über rhyodacitische bis zu rhyolithischen Produkten. Während anhaltender Förderstillstände wurden verschiedene epiklastische Sedimentformationen (Tregiovo-Fm., St. Vigil-Fm., etc.) gebildet.

Exkursionsverlauf

Von Brixen führt die Exkursion über Waidbruck nach Barbian und anschließend bis zum Weiler Rotwand (Gemeinde Ritten). Dort erfolgt ein Überblick über die Etschtaler Vulkanitabfolge im Großen und speziell im Eisacktal

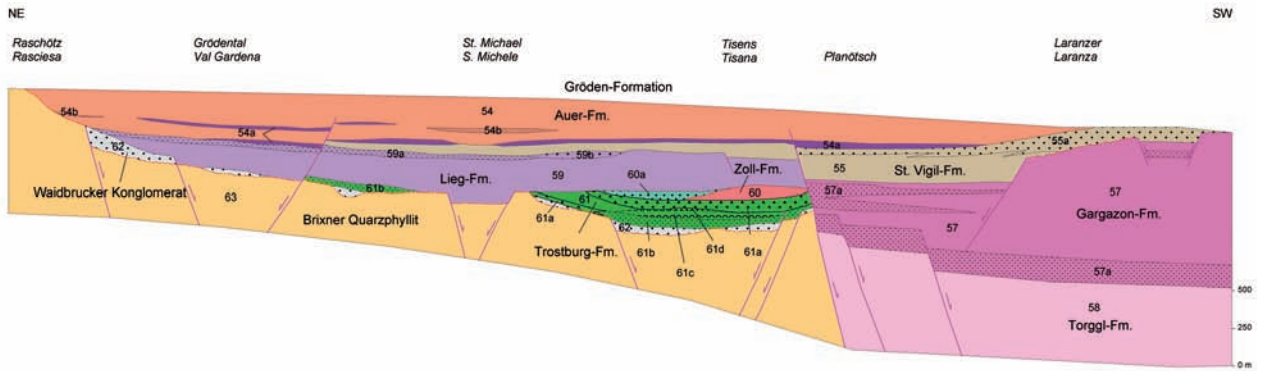


Fig. 1.3: Fazieschema der Etschtaler Vulkanit-Gruppe („Bozner Quarzporphyr“), gültig für den Nordwestrand der Südtiroler Dolomiten (Farben und Indices wie in der „Geologischen Karte der Westlichen Dolomiten“). 54 = Auer-Fm. (Ignimbrite), 54a = Vitrophyr, 54b = Tuffe; 55 = St. Vigil-Fm. (Konglomerate, Sandsteine, etc.), 55a = Grobkonglomerate; 57 = Gargazon-Fm. (Ignimbrite), 57a = Breccien, Konglomerate, Sandsteine; 58 = Torggl-Fm. (Ignimbrite), 59 = Lieg-Fm. (Ignimbrite), 59a = grüne Tuffe, 59b = pyroklastische Breccien; 60 = Zoll-Fm. (Lava, Lavabreccien), 60a = Konglomerate, Breccien, Sandsteine, Tuffe; 61 = Trostburg-Fm., 61a = Breccien, Konglomerate, 61b = Tuffe, 61c = Lava, 61d = Kristallin führende Konglomerate; 62 = Waidbrucker Konglomerat, 63 = Brixner Quarzphyllit.

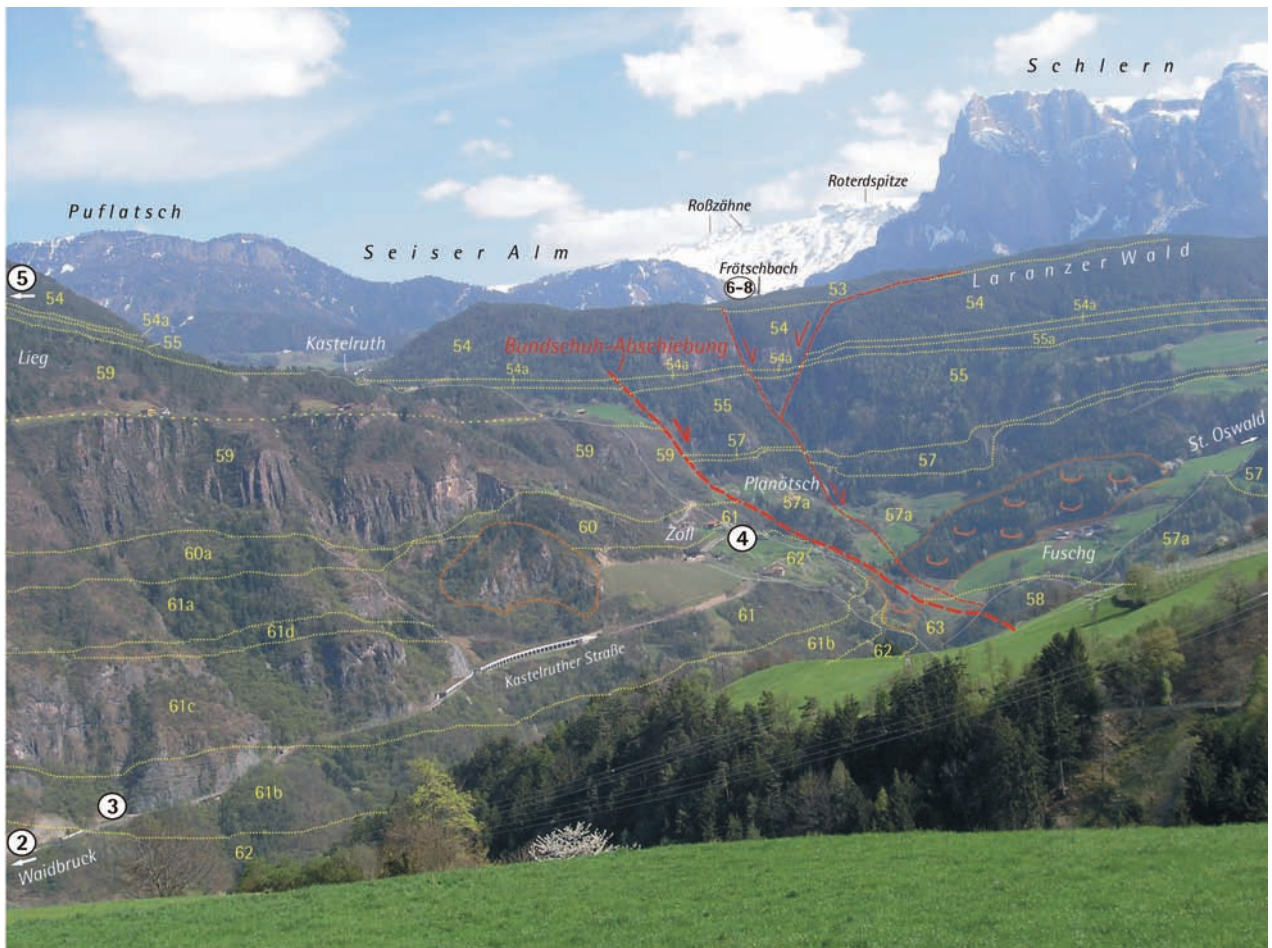


Fig. 1.4 Blick von Rotwand bei Barbian auf die Etschtaler Vulkanit-Gruppe und synvulkanische permische Störungen zwischen Waidbruck und Kastelruth. Rot: permische Abschiebung („Bundsuh-Störung“); rot dünn: alpidisch reaktivierte permische Störungen; weiße Zahlen: Stopps; gelbe Zahlen: Indices der Formationen; orange: Massenbewegungen (siehe Fig. 1.2., 1.3. und Erklärungen im Text).

(Stopp 1). Anschließend werden an der Landesstraße Waidbruck-Kastelruth das Waidbrucker Konglomerat (Stopp 2) und die Trostburg-Formation (Stopp 3) näher vorgestellt und beim Gehöft Zoll (1. Kehre) nochmals die permische Extensionstektonik erläutert (Stopp 4). An der Straße von Tisens nach Tagusens besichtigen wir im Steinbruch Lieg (Stopp 5) die Sedimente der St. Vigil-Formation, das berühmte Vitrophyrvorkommen von Tisens-Tagusens und die Ignimbrite der Auer-Formation (s. Fig. 1.3).

Die zweite Hälfte des Tages ist den unter- bis mitteltriassischen Sedimentformationen an der Basis des Schlernmassivs gewidmet. Eine Fußwanderung entlang dem berühmten Frötschbachprofil oberhalb von Bad Ratzes bei Seis am Schlern gibt Einblick in die abwechslungsreiche Abfolge von der Werfen-Fm über die Peres-, Morbiac-, Contrin- und Buchenstein-Fm bis zu den überlagernden ladinischen Vulkaniten (Stopps 6–8).

Stopp 1: Von den Hochplateaus von Barbian und Ritten hat man instruktive dreidimensionale Einblicke in den Aufbau und das Nordende der Etschtaler Vulkanit-Gruppe und in die auflagernden permomesozoischen Sedimente der Dolomiten (2. und 3. Exkursionstag). Der Blick in die Ostflanke des Eisacktales zwischen Waidbruck und Atzwang zeigt die gesamte Vielfalt von verschiedenen mächtigen andesitischen und rhyodacitischen Laven- und Lavabreccien, Ignimbritdecken und vulkanoklastischen Sedimenten, die als trennende Fugen zwischen den vulkanischen Ereignissen auch morphologisch Akzente setzen (Fig. 1.4).

Das Beispiel für einen permischen Halbgraben ist im Taleinschnitt des Tisenser Baches entwickelt: Die bis 250 m mächtige Trostburg-Formation (ehemals „Trostburgmelaphyr“, vgl. Stopp 3) zeigt im W, S und N ein rasches Auskeilen, das strukturell vorgegeben ist. Die Südbegrenzung bildet heute eine große WNW-ESE-streichende Abschiebung („Bundschuh-Störung“), die zur Zeit der Bildung der Trostburg-Fm. als Abschiebung mit der Absenkung der Nordscholle fungierte. In der Folge erfuhr diese Störung eine Inversion mit der Absenkung der Südscholle. Dadurch grenzen heute die Trostburg-Fm und die darüber folgenden Lava-, Ignimbrit- und Sedimenteinheiten im N (Zoll-, Lieg-, St. Vigil-Formation) an eine mächtige Ignimbrit-Sediment-Wechselfolge im S (Torggl-, Gargazon-Formation). Die Funktion als Growth Fault (Wachstumsstörung) ist an den zur Störung hin mächtigeren Sedimenthorizonten und gleichzeitig auskeilenden Ignimbritlagen in der Gargazon-Formation nachweisbar. Die Basis der Vulkanite in der Hangendscholle der Abschiebung liegt in unbekannter Tiefe unter dem jetzigen Erosionsniveau des Eisacktales. Die syndementäre permische Bundschuh-Störung erlöscht in den jüngsten rhyolithischen Ignimbritlagen (Auer-Formation) an der Basis der Gröden-Formation.

Stopp 2: An der Straße von Waidbruck nach Kastelruth ist ein repräsentativer Querschnitt durch das südalpine Perm vom Waidbrucker Konglomerat bis zur Gröden-Formation aufgeschlossen. Beschreibungen dieses Straßenprofils finden sich auch in Brondi et al. (1970), Brandner & Mostler (1982), Di Battistini et al. (1989) und Rottura et al. (1998). Unmittelbar südlich des ersten Tunnels befinden sich die klassischen Vorkommen des Waidbrucker Konglomerates („Basiskonglomerat“, „Basalkonglomerat“ *Auct.*). Es handelt sich um meist grobklastische fluviatile Sedimente von geringer textueller Reife; undeutlich bis schlecht geschichtete und schlecht sortierte, matrixreiche grobkörnige Konglomerate und geröllführende Sandsteine bilden den Hauptanteil. Die Feinkonglomerat- und Sandsteinlagen sowie Sortierung und Rundungsgrad nehmen nach oben zu. Die Komponenten der Konglomerate bestehen großteils aus cm- bis dm-großen, wenig gerundeten metamorphen Gesteinsbruchstücken des Südalpinen metamorphen Basements (Brixner Quarzphyllit), das sich aus Quarziten, Quarzphylliten, Glimmerschiefern und Paragneisen zusammensetzt. Der bedeutende Anteil an meist gut gerundeten Quarzgeröllen (das Verhältnis Quarz/metamorphe Gesteinsbruchstücke liegt laut Krainer, 1989, bei ca. 30%/70%) nimmt mit zunehmender Reife zu. Das Nebeneinander kaum und gut gerundeter Klasten (Quarze) zeugt von der Vermischung von lokalem, wenig transportiertem und epiklastischem Material. Lokal finden sich an der Basis oder in eng begrenzten Rinnen des Quarzphyllits im Gröden- und Villnößtal chaotische Ansammlungen eckiger bis kantengerundeter schollenförmiger Klasten mit Durchmessern von 2 m bis 50 cm, die in siltig-sandiger Matrix schwimmen. Die mittel- bis grobsandige, teils siltige Matrix der Konglomerate besteht überwiegend aus den mechanischen Zerfallsprodukten größerer Phyllitklasten. Matrixgestützte Gefüge herrschen vor. Die etwas besser sortierten Konglomerate sind auch klastengestützt und zeigen lokal Rinnenfüllungen und imbricate Gefüge. Dies gilt insbesondere für Feinkonglomerate mit trogförmiger Schrägschichtung in höheren Abschnitten (Krainer, 1989). In den Sandsteinen dominieren nach Krainer (1989) Körner aus eckigen metamorphen Gesteinsbruchstücken und poly- und monokristallinem Quarz. Daneben gibt es auch Anteile an detritären Glimmern und wenigen zersetzten Feldspäten.

Nach oben gibt es einen graduellen Übergang zu Konglomeraten und Sandsteinen mit hohem Anteil an gut gerundeten Vulkanitgeröllen und tuffreicher Matrix: Detritäre Feldspäte und monokristalliner Quarz mit Korrosionsbuchten sowie Biotit sind kennzeichnend für den vulkanoklastischen Input (Krainer, 1989).

Die Gerölle im unteren Teil des Waidbrucker Konglomerates sind mit diagenetisch gebildeten Hämatitkrusten überzogen (Wüstenlack) und bewirken somit die Rotfärbung der Sedimente. Der plötzliche Wechsel zur Grau-Grün-Färbung, wie er auch im Profil Waidbruck sichtbar

ist, vollzieht sich ohne textuelle Veränderungen von Komponenten- und -matrixzusammensetzung bzw. ohne Erosionsdiskordanzen. Die Sandsteinlagen hingegen werden etwas häufiger.

Die Klastika des Waidbrucker Konglomerates sind als alluviale Schwemmfächersedimente in vegetationslosem Umfeld unter ariden Bedingungen (Hämatit, Fehlen von Pflanzenresten) zu deuten. Dal Cin (1972) spricht von Schichtflutsedimenten auf Piedmontflächen breiter Täler und Becken am Rand von Hügelketten. Krainer (1989) bevorzugt eine Interpretation als molasseartige Sedimente, die in intramontanen, bruchtektonisch angelegten Becken abgelagert wurden. Der Übergang von der Rot- in die Graufazies ist eventuell klimatisch bedingt und deutet auf regelmäßige Wasserführung. Die massigen und sehr unreifen Sedimente an der Basis werden von Dal Cin (1972) und Krainer (1989) als debris-flow-Ablagerungen mit kurzem Transport in Wildbachgerinnen interpretiert, die durch episodische Starkniederschläge ausgelöst wurden.

Das Waidbrucker Konglomerat lagert diskordant auf dem Südalpinen metamorphen Basement und zeigt eine sehr unregelmäßige und lückenhafte Verbreitung mit lateral rasch schwankenden Mächtigkeiten. Im Profil Waidbruck ist das Konglomerat 50 m mächtig, unterhalb der Trostburg fehlt es gänzlich und tritt nach Osten entlang dem Grödental und nach Süden bis zur Autobahnraststätte Kastelruth fleckenhaft auf. Das abrupte Auskeilen der Sedimente an NW-SE- und NE-SW-streichenden permischen Abschiebungen, die von den nachfolgenden Vulkaniten plombiert werden, ist im Gelände an mehreren Stellen deutlich auskartierbar. Damit füllt das Waidbrucker Konglomerat auch ein tektonisches Relief auf, das sich nochmals durch mehrmalige Einschaltungen von kristallreichen Konglomeraten innerhalb der Etschtaler Vulkanitabfolge wiederholt (vgl. Stopp 3). Der kontinuierliche Übergang des Waidbrucker Konglomerates in die Sedimente und Pyroklastika der Etschtaler Vulkanit-Gruppe beweist auch dessen Entstehung am Beginn des unterpermischen, vulkanosedimentären Zyklus.

Stopp 3: Entlang den folgenden 1,5 km kommen vereinzelt Aufschlüsse von Waidbrucker Konglomerat vor. Dort wo die Straße stark zu steigen beginnt, gehen die bisher ausschließlich durch metamorphe Zusammensetzung betonten Sedimente fließend in eine Wechselfolge von gut geschichteten, rinnenförmigen und gradierten Konglomeraten und Sandsteinen, teilweise Tuffsandsteinen mit hohem vulkanoklastischen Grob- und Feinanteil über. Diese wurden bisher zum vulkanoklastisch betonten Anteil des Waidbrucker Konglomerates gestellt (s. Brondi et al., 1976, Krainer, 1998), werden in der vorliegenden Geologischen Karte der Westlichen Dolomiten jedoch zur Trostburg-Formation („Trostburg-Melaphyr“ *Auct.*) gestellt. Grund ist die durch den vulkanoklastischen Input beeinflusste bzw. durch nahe vulkanische Ereignisse (Aschenre-

gen etc.) gesteuerte Sedimentation; wir haben es demnach mit einer Vermischung zweier fluviatiler Systeme und Liefergebiete (kristallines Hinterland und Vulkangebiet) zu tun. Die Komponenten der Konglomerate sind überwiegend gut gerundete Quarze, weiters Phyllite (Gerölldurchmesser wenige cm) und Andesite, sowie dm-große, gut gerundete Tuffsandsteine in grün-grauer, sandiger, überwiegend vulkanoklastischer Matrix. Bestandteile dieser sind vulkanische Gesteinsfragmente, Kristallbruchstücke (Pyroxen, Feldspäte), Quarz und untergeordnet metamorphe Gesteinsbruchstücke. Die Tuffsandsteingerölle verwittern sehr leicht und hinterlassen charakteristische Hohlräume (vgl. Mostler, 1982). Rinnenbildungen mit Gradierung und Schrägschichtung sind häufig ausgebildet. Darüber folgen grünschwarze, dickbankige, feingeschichtete und gradierete Tuffe und Tuffsandsteine (etwa 10–15 m), sowie gradierete Konglomerate bis Sandsteine.

Nach oben treten zunehmend Breccienbänke auf, die über Blocktuffe und Blocklaven in die folgenden, kompakten, plattig absondernden und 60–80 m mächtigen feinkristallinen andesitischen Laven überleiten. Makroskopisch sind die Laven als aphyrisch mit sehr kleinen, schlecht erkennbaren Phänokristallen von Pyroxen und Plagioklas zu bezeichnen. Der porphyrische Charakter ist erst unter dem Mikroskop sichtbar. Der diffuse Farbwechsel von Schwarz, Rot, Grün ist auf Alteration und Pseudomorphosen von Chlorit, Serizit, Calzit etc. zurückzuführen (Bargossi et al., 1998). Die Laven und Lavabreccien sind durchgehend von der Trostburg nach S bis fast zum Tisenner Bach entwickelt. Am Top kommen wieder Blocklaven, Breccien und Konglomerate vor, die rundlich verwittern. Dazwischen schalten sich, etwa 10–15 m mächtig, rote Konglomerate mit vorherrschend gut gerundeten kristallinen Geröllen in grau-grünlicher sandiger Matrix ein. Dieser Horizont ist als zurückwitterndes Band weit nach N verfolgbar. Hoch über der Galerie lassen sich von der Trostburg-Formation bis zu 70 m mächtige rote Konglomerate, Sandsteine und Tuffe abgrenzen. Dieses Sedimentvorkommen ist von lokal begrenzter Ausdehnung und zeigt im S ein onlap an die Laven der Zoll-Formation. Die Überlagerung durch die Ignimbrite der Lieg-Formation bzw. das System „hart auf weich“ hat hier in jüngster Vergangenheit zu großen Felsabbrüchen geführt (siehe frische Ausbrüche).

Die Trostburg-Formation ist insgesamt eine gemischt vulkanisch-vulkanoklastische Abfolge von Laven und deren Breccien, Explosivbreccien, Tuffen, Konglomeraten, Sand- und Siltsteinen, etc., die in rasch wechselnden Mächtigkeiten übereinander und nebeneinander auftreten und einander gegenseitig vertreten können. Ignimbrite fehlen. Hauptkennzeichen ist die dunkelgrün-schwarze Farbe der Gesteine, die von der basischen bis intermediären, andesitisch-rhyodacitischen Zusammensetzung des Materials herrührt (entspricht der andesitischen bis rhyodacitischen Unteren Gruppe verschiedener italieni-

scher Autoren und der Latiandesite bis Dazite (Gruppe A) von Brandner & Mostler (1982).

Im Grödental nimmt die Mächtigkeit von insgesamt 200 m rasch auf 0 m ab. Isolierte Vorkommen sind an permische Störungen gebunden. Hier dominieren Breccien und feinkörnige Tuffe, Konglomerate und Sandsteine. Südlich der Bundschuh-Störung ist die Trostburg-Formation möglicherweise tief versenkt oder gar nicht mehr vorhanden. Andesitische bis dazitische Gesteine von großer Mächtigkeit sind im benachbarten Villnößtal rund um das Dorf Teis weit verbreitet (Di Battistini et al., 1989; Benciolini et al., 2001).

Stopp 4: Von der 1. Kehre der Landesstraße bei der Lokalität Zoll kann man die permische Grabenbruchtektonik an der Bundschuh-Störung nochmals näher studieren: Die WNW-ESE-streichende, steil S-fallende Abschiebung wittert zwischen den Höfen Planötsch (Hangendscholle) und Bundschuh (Liegendscholle) als große strukturelle Fläche auf den massigen Ignimbriten der Lieg-Formation heraus (s. Fig. 1.3. und 1.4). S' der Störung steht dieser die Gargazon-Formation gegenüber, eine Wechselfolge von hekto- und dekametermächtigen Ignimbriten (bilden Steilstufen) und zwischengeschalteten roten und grau-grünen, vulkanoklastischen grob- und feinkörnigen Sedimenten (Breccien, Konglomerate, Sand- und Siltsteine), die Verflachungen bilden (St. Oswald). Zur Störung hin und gegen Osten keilen die Ignimbrite aus und wachsen nach S zu einem über 600 m mächtigen Ignimbritpaket zusammen, in dem die einzelnen Ausbruchereignisse ohne trennende Sedimente nicht mehr erkennbar sind. Demgegenüber werden die Sedimente zur Störung hin mächtiger und liegen in verschiedenen Niveaus übereinander, getrennt durch Diskordanzen. An der Störung wird durch Abschiebungsbewegungen neuer Ablagerungsraum geschaffen (Growth Fault), der mit Sedimenten rasch verfüllt wird.

Die Ignimbrite der Gargazon-Fm. zeichnen sich an der Basis durch besonders reichliche, eingeregelter Lithoklasten- und Flammenführung aus; sie erzeugen durch oberflächliches Herauswittern ein löchriges Aussehen des Gesteins (s. Mittempergher, 1962, mit Gasblasen verglichen). Ebenso ist der basale Kontakt zu den Sedimenten durch Frittung und Plombierung eines Kleinreliefs geprägt. Die über dem obersten Ignimbrit liegenden, deutlich geschichteten und häufig Rinnen aufweisenden Sedimente (Breccien, Konglomerate, Sand- und Siltsteine, tw. Tuffsandsteine) sind bis 150 m mächtig und beidseits der Störung verbreitet, deren Versatz sie großteils ausgleichen. Die darüber liegenden Vitrophyre und Ignimbrite der Auer-Formation ziehen fast ungestört als breite Wand quer über die Störung hinweg. In den Sedimenten darunter zeigt sich von S nach N immerhin noch ein Mächtigkeitssprung von ca. 70 m. Die Sedimente erreichen bei St. Vigil nahe Seis ihre größte Mächtigkeit (daher St.-Vigil-

Formation) und werden nach oben und nach S zusehends grobkörniger (CU-Trend): Grobkonglomerate wurden von einer Hochzone im S (St. Konstantin) nach N geschüttet – dokumentiert durch Schüttungsrichtungen bei St. Vigil, wo sie mit Sandsteinen im Beckentiefsten an der Bundschuh-Störung verzahnen und auskeilen. N' der Bundschuh-Störung greift die St.-Vigil-Formation bis nach Pontives im Grödental aus, morphologisch gekennzeichnet durch die breite Terrasse von Tagusens, wo sie möglicherweise (schuttbedeckt) ein onlap an den Brixner Quarzphyllit bildet. Mit Annäherung an das Basement nimmt auch der metamorphe Klastenanteil zu. Mächtigkeitsschwankungen zwischen Tisens und Brembach sind an Horst-Grabenstrukturen gebunden (Weiteres siehe Stopp 5, Steinbruch Lieg).

Rückblickend lässt sich die permische Bundschuh-Störung auch nach NW auf den Ritten verfolgen: Die Störung wird dort ebenso in den höchsten ignimbritischen Einheiten des Rittner Hornes plombiert.

An der Weiterfahrt zu Stopp 5 passieren wir in der zweiten Kehre massige, teilweise blockige, braun-grau-violette, dazitische Laven und Lavabreccien (Blocklaven). Typisch hierfür sind Fließgefüge und eine ausgeprägte porphyrische Struktur. Makroskopisch sind mm-große weiße Plagioklase, kleine idiomorphe Quarze und vereinzelt Biotitkristalle in dunkler feinkristalliner Grundmasse sichtbar, im Schliff tritt auch Pyroxen auf (vgl. Bargossi et al., 1998). Dieses Lavavorkommen ist wenige Zehnermeter mächtig, ist kuppelförmig und keilt lateral rasch aus. Im N lagern daran grob- bis feinkörnige, geschichtete vulkanoklastische Konglomerate und Sandsteine, die mit dünnen Tufflagen wechsellagern (vgl. Stopp 3).

In der langgezogenen Linkskurve kurz vor dem 2. Tunnel werden die Laven von den massigen rötlichbraunen bis grüngrauen rhyodazitischen Ignimbriten und Ignimbritbreccien der Lieg-Formation überlagert (Mostler, 1982, als „Kastelruther Porphy“ bezeichnet). Verflachungen innerhalb der Formation dürften mit dünnen Tufflagen zusammenhängen (vgl. Fig. 1.4.). Die Ignimbrite zeigen typische porphyrische Struktur und setzen hier an der Basis mit metermächtigen Surgeablagerungen und lithoklastenreichen Breccien (rote, cm-große eckige, aphyrische Lithoklasten) ein. In der nun folgenden Schlucht des Tisenser Baches kann die typische weit- bis engständige Klüftung beobachtet werden, die bisweilen zu großen Felsablösungen führt. Etwa nach 500 m tritt die Straße in die Sedimente der St.-Vigil-Formation ein. Bei Tisens fahren wir über die markante Verebnung nach NW zum Gasthaus Lieghof, das am Top der namensgebenden Lieg-Formation steht. In der näheren Umgebung fallen die absandenden, rundlichen Verwitterungsformen der an Kristall- und eingeregelter Lithoklasten reichen, jedoch an Flammen armen pyroklastischen Gesteine auf.

Stopp 5: Eine kurze Stichstraße führt vom Gasthaus Lieg nach E zu einem Steinbruch, wo die berühmten Vitrophyre von Tisens und die Ignimbrite der Auer-Formation („Kastelruther Porphyry“), die jüngsten Einheiten der Etschtaler Vulkanit-Gruppe, abgebaut werden. Gleich mit Eintritt in den Wald berührt der Weg die Sedimente der St. Vigil-Formation: Kennzeichnend für den unteren Teil sind violettgraue, schlecht verfestigte, feingeschichtete vulkanoklastische Sand- und Siltsteine, untergeordnet Tonsteine, die in alluvialen bis lakustrinem Milieu abgesetzt wurden. Die Feinklastika verzahnen im höheren Abschnitt mit matrixreichen (sandig), roten und violettgrauen Konglomeraten und geröllführenden Sandsteinen, bestehend aus gut gerundeten, polymikten Komponenten vulkanischer Herkunft, aber auch aus Quarz- und seltener phyllitischen Geröllen. Die Sedimente sind in breiten, gradierten und schräggeschichteten Rinnenfüllungen mit basalen Erosionskolken organisiert und faziell als Ablagerungen mäandrierender Flüsse (point bars) zu betrachten. Am Top der Sedimentfolge wittert eine kompakte, etwa 2 m dicke, geröllführende und gradierte Sandsteinbank heraus, die weithin verfolgbar ist. Die Sandkornfraktion besteht hauptsächlich aus Kristallfragmenten (umgelagerte Tuffe?).

Mit einer Aufschlusslücke (bei Tisens ist der lückenlose Übergang Sedimente-Vitrophyr durch metermächtige Tufflagen gekennzeichnet) folgt darauf im Steinbruch der berühmte „Pechsteinporphyry“ von Tisens, seit dem 19. Jahrhundert als Dekor- und Baustein beliebt. Dieses Gestein weist alle Merkmale eines Ignimbrits auf und ist demnach als eigenes explosives vulkanisches Ereignis zu betrachten: porphyrisches Gefüge mit reichlich mm-großen, durchscheinenden Quarzen, Feldspäten (Plagioklas und Kalifeldspat) und etwas Biotit und zahlreichen, cm-großen, länglichen, Lithoklasten (v. a. an der Basis) und Flammen (verschweißten Glasschmitzen), die parallel zum pyroklastischen Fluss eingeregelt sind. Die Grundmasse ist glasisch und schwarz. Unter dem Mikroskop erkennt man charakteristische eutaxitische Strukturen und eine perlithische Klüftung des Glases (Mostler, 1982; Bargossi et al., 1998). Der Anschlag des Gesteins ist sehr hart und klingend. Als petrographische Besonderheit gilt, dass das Glas auch nach mehr als 270 Ma noch in frischem, nicht alteriertem Zustand vorliegt. Die Vitrophyre brechen in großen, meterdicken Platten und Säulen und erreichen durchschnittliche Mächtigkeiten von 8–12, maximal von 35 m (bei Bundschuh). Vitrophyre treten weitflächig an der Basis der jüngsten rhyolithischen Ignimbrite (Auer-Formation) auf (Mittempergher, 1962) und sind reliefplombierend. Aus dem Grödental sind Vitrophyrhorizonte von mindestens zwei Niveaus innerhalb der Auer-Formation bekannt. Sie eignen sich als überregionaler Korrelationshorizont, insbesondere dort, wo klastische Sedimente fehlen.

Die Vitrophyre werden von den überlagernden ziegelroten Ignimbriten der Auer-Formation durch einen verbläuten, gelblichen Horizont getrennt, der das spektra-

kuläre taschenförmige Relief am Top des Vitrophyrs ausfüllt und nach Mostler (1982) und Bargossi et al. (1998) einen Verwitterungs- bzw. Bodenhorizont darstellen soll, sich bei genauer Betrachtung jedoch als alterierte Ignimbritbreccien herausstellt. Makroskopisch sind die Gesteine der Auer-Formation (benannt nach Auer im Südtiroler Unterland, lokal bisher als „Kastelruther Porphyry“ bekannt) sehr harte und sehr homogene porphyrische Vulkanite mit Quarz, rötlichem Kalifeldspat und Plagioklas sowie untergeordnet schwarzem Biotit als mm-großen idiomorphen Phänokristallen in dichter ziegelroter Grundmasse. Mitunter treten gehäuft aphyrische, schwarze und rote, eckige Lithoklasten auf. Flammen sind selten. Charakteristisch ist die massige bis dickplattige Absonderung, die zu verschiedenen Bauzwecken genutzt wird. Die Auer-Formation setzt sich regional aus mehreren Ignimbritdecken (Raschötz), Tufflagen und lokalen klastischen Sedimenteinschaltungen (Brembach) zusammen. Sie stellt die jüngsten rhyolithischen vulkanischen Eruptionsprodukte der Etschtaler Vulkanit-Gruppe dar und erreicht von Seis bis ins hintere Villnößtal eine große Verbreitung, im Grödental mit Mächtigkeiten von nahezu 400 m. Zwischen Seis und Völs nimmt die Mächtigkeit rasch ab. Auf dem Raschötzkamm liegt die Auer-Formation diskordant auf dem Brixner Quarzphyllit und wird überall von der Gröden-Formation, ebenfalls diskordant, überlagert.

Mitteltrias und Obertrias am Nordostrand der Schlern-Plattform und im Becken der Seiser Alm

Die Schlern-/Rosengarten-Plattform bildet im Ladin mit ihren nach NE bis SE mit 25° bis 30° einfallenden Klinoformen (= „Übergusschichtung“ nach Mojsisovics, 1879) den primär sedimentären Rand einer nach W auf der Trentiner Schwelle weit ausgedehnten Karbonatplattform. Ein Großteil dieser Plattform ist heute erodiert, im W sind noch Reste auf der Mendel (SW' oberhalb von Bozen) erhalten geblieben. Im nach E angrenzenden Beckenraum wurden pelagische Kalke der Buchenstein-Formation abgelagert. Plattformhang und Beckensedimente wurden im Oberladin (Langobard, *Archelaus-Zone*, Brandner et al., 1991a) unter mächtigen Vulkaniten und Vulkanoklastika (Fernazza-Gruppe) begraben, womit das primäre Nebeneinander der verschiedenen Fazies eindeutig bewiesen ist. Rund 50 m mächtige Beckensedimente stehen etwa 800 m mächtigen, zeitgleich abgelagerten Plattformsedimenten gegenüber. 800 m Wassertiefe in den Becken können aus diesem Reliefunterschied gesichert gefolgert werden – eine Aussage, die auf der Basis der sonst üblichen bathymetrischen Kriterien nicht möglich wäre.

Hauptthema dieses Exkursionsteils sind jedoch die stratigraphischen Entwicklungen im Hang-/Beckenübergang, die Geometrien der Schichtabfolgen mit ihren onlap- und

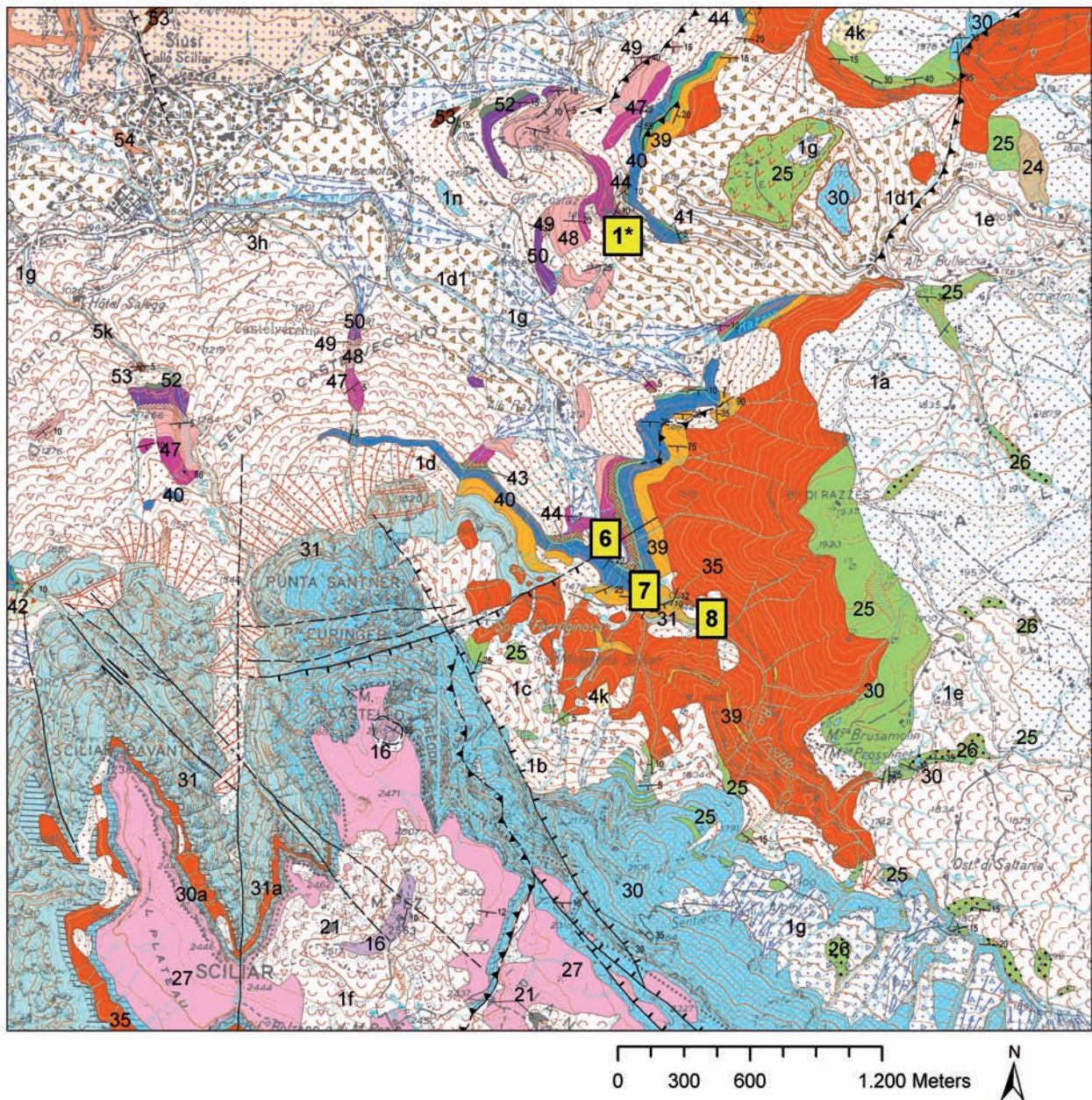


Fig. 1.5: Ausschnitt der „Geologischen Karte der Westlichen Dolomiten“ mit Exkursionsstopps (6-8) im Frötschbach. Exkursionsstopp 1* bezieht sich auf Tag 2.

Legende: 1d1 = monomiktter Bergsturz aus ladinischen Vulkaniten; die restliche Quartärlegende wie in Fig. 1.2. 16 = Hauptdolomit, 21 = Fedares-Mb. (Heiligkreuz-Fm.), 24 = St. Cassian-Fm., 25 = Wengen-Fm., 26 = Marmolada-Konglomerat, 27 = Schlernplateau-Fm.; Schlern-Gruppe: 30 = Rosszähne-Fm., 30a = Plattformfazies, 31 = Rosengarten-Fm., 31a = Plattformfazies; Fernazza-Gruppe: 35 = Laven, 41 = Moena-Fm., 43 = Morbiac-Fm., 44 = Peres-Fm.; Werfen-Fm.: 47 = Campil-Mb., 48 = Seis-Mb. & Gastropodenoolith, 49 = Andraz-Mb., 50 = Mazzin-Mb. & Tesero-Oolith; 52 = Bellerophon-Fm., 53 = Gröden-Fm.; 54 = Auer-Fm. (Etschtaler Vulkanit-Gruppe).

downlap-Strukturen und daraus folgende sequenzstratigraphische Interpretationen des gemischt-karbonatischen/vulkanischen Ablagerungssystems. Die ungestörten Großaufschlüsse in der Karbonatplattform-Becken-Übergangszone sind gut vergleichbar mit jenen seismischer Profile und können somit wesentlich zum besseren Ver-

ständnis dieser beitragen. So klar die Aufschlussituation ist, so unterschiedlich sind die Interpretationen (siehe z. B. Bosellini, 1984, Sarg, 1988 und Brandner, 1991). Jedenfalls ist hier ein Modellfall einer Plattform-Becken-Übergangszone in zeitlicher und räumlicher Entwicklung erhalten geblieben, der zur Diskussion anregt.

Die Unterlage des Plattform-Becken-Ensembles ist im seit alters bekannten Profil „Frötschbach“ (Stopp 6–8 am 1. Tag) an der Nordflanke des Schlern aufgeschlossen (Fig. 1.5 und 2.1). Die Sedimentabfolge startet hier mit der flachmarinen, gemischt siliziklastisch-karbonatischen Werfen-Fm. (Seis-Mb. und Campil-Mb.) der Untertrias. Nach einer Diskordanz folgt das Richthofen-Konglomerat der Peres-Fm. des oberen Anis. Die Diskordanzfläche ist in den gesamten Westlichen Dolomiten verbreitet, wobei die folgende Peres-Fm. im Osten die Bellerophon-Fm. des oberen Perm, im Westen dagegen Unteren Sarldolomit des unteren Anis überlagert (Brandner, 1984). Daraus folgert eine starke Verkipfung einer ca. 75 km breiten Scholle mit einem tektonischen Hebungsbetrag von über 350 m im E infolge einer Rotation der Scholle. Dies wird als Äußerung einer nach dem Unterperm neuerlich einsetzenden Rifttektonik gewertet, die im Oberanis mehrphasig, mit 3 Impulsen, erfolgte. In der Peres-Fm. des Frötschbachs fallen zumindest 2 dieser impulsartigen Dehnungsphasen (Voltago-Konglomerat und Richthofen-Konglomerat) zusammen. Durch Erosion fehlen hier etwa 250 m Schichtmächtigkeit (obere Werfen-Fm. und Unterer Sarldolomit).

Die Ablagerungssequenzen („depositional sequences“) 3. Ordnung dieses Zeitabschnittes sind, unabhängig von möglichen eustatischen Meeresspiegelschwankungen, tektonisch gesteuert. Die genetisch zusammengehörende Transgressions-Regressionabfolge der Peres-Fm., Morbiac-Fm. und Contrin-Fm. bildet eine modellhafte Ablagerungssequenz („An 4“) mit LST, TST und HST. Auch der Top dieser Abfolge ist durch eine Diskordanz begrenzt, die durch neuerliche Extension hervorgerufen wurde. Die Karbonatbank der Contrin-Fm. zerbricht in Megabreccien an Abschiebungsbrüchen, zeigt aber auch weitspannige Verkipfungen.

Das damit gebildete, großteils submarine Relief ist bestimmend für Ausgangspunkte und Geometrien der nun einsetzenden Karbonatplattform-Entwicklung der Schlern-Gruppe. Der Nucleus der Schlern-Rosengarten-Karbonatplattform liegt im Bereich westlich der Vajolett-Türme, die Hochlage dieser Zone zeichnet sich bereits bei der permischen Rifttektonik („Tierser Paläostörung“) ab. Nach der anfänglichen Aggradationsphase progradierte die Plattform sowohl nach NE (in Richtung Seiser Alm) als auch nach SE unter Ausbildung des einmaligen Großaufschlusses der Rosengartengruppe. Maurer (1999) ist es hier gelungen, die Raten des vertikalen Wachstums und der Progradation der anisich-ladinischen Plattform zu ermitteln. Biostratigraphische und radiometrische Datierungen der oberanisich-ladinischen Beckensedimente der Buchenstein-Fm., die mit den Plattformsedimenten von proximal nach distal sukzessive verzahnen, weisen ein zunächst starkes Vertikalwachstum von 600–700 m in der *Reitzi-* und *Secedensis*-Zone (Oberanis, Brack et al., 2005) nach. Nach einem Übergang zur Progradation in der *Curionii-*

Zone (unteres Ladin), folgt rasche Progradation bis zum oberladinischen Vulkanitereignis in der *Archelaus*-Zone. Damit ist bei einer Gesamtprogradation von ca. 5,5 km eine Gesamtmächtigkeit von 850 m erreicht. Eine ähnliche Größenordnung ist auch im N bei der Schlernplattform anzunehmen.

Die Geometrien der Mitteltrias-Plattformen mit ihren steilen Klinoformen sind den heutigen Barriereriffen der Südsee ähnlich. Einen direkten Vergleich zogen bereits Richthofen (1860) und später vor allem Mojsisovics (1879) unter Anwendung der Korallenriffwachstumstheorie von Darwin (1842) und Dana (1875). Richthofen bemerkte: „Der Schlern ist ein Korallenriff und die gesammte Formation des Schlern-Dolomits ist in gleicher Weise durch animalische Thätigkeit entstanden“. Schon damals bestand allerdings das Problem, dass kaum gerüstbildende Organismen, wie Korallen, nachgewiesen werden konnten. Am NE-Rand des Schlernplateaus findet sich lediglich westlich der Roterds Spitze ein schmaler Streifen mit Korallen führenden Dolomiten (s. a. Leonardi, 1962). Mit der Bezeichnung „carbonate buildup“ fanden dann Bosellini & Rossi (1974) einen neutralen Begriff für die Dolomiten-Riffe. Hauptkarbonatproduzenten sind vor allem mikrobielle Krusten (Blendinger, 1994), „Automikrit“ (Keim & Schlager, 1999), biogene Krusten i. A. und niedrigwüchsige Formen wie gegliederte Kalkschwämme und Mikroproblematika (*Tubiphytes*, *Bacinella*, etc.). Ein Großteil der Karbonatproduktion findet am oberen und mittleren Riffhang statt, wie eine Analyse von Cipitkalkblöcken zeigen konnte (Brandner et al., 1991a). Die postvulkanischen Riffe sind etwas reicher an Korallen und Kalkschwämmen (siehe 2. Tag, Stopp 6).

Die Sequenz „An 5“ beginnt mit den Megabreccien der Contrin-Fm. die rasch von feinlaminierten, bituminösen Plattenkalken mit gradierten Radiolarien-Mikriten der Buchenstein-Fm. überlagert werden. Diese verzahnen lateral mit flacheren Hangsedimenten des Tschamin-Mb. (dolomitisierte Riffdetritus-Grainstones mit Stromatactis-Hohlräumen) im Bereich der ertrinkenden, strukturellen Hochzone der Vajolett-Türme. Darüber lagernde steilere Klinoformen markieren den Beginn der Progradation im Übergang von TST zu HST unter Ausbildung einer downlap surface (siehe Fig. 2.2). In der Beckensedimentabfolge liegt dieser Wechsel im Übergang vom Plattenkalk-Mb. zum Knollenkalk-Mb. der Buchenstein-Fm. Die CU-Abfolge der Bänderkalk mit der Überlagerung von Hangbreccien entspricht der Phase der raschen Progradation im späten HST, bei der am Top der Rosengarten-Fm. am Schlern erstmals horizontale Schichtung in dieser Sequenz auftritt.

Die darüber folgenden Vulkanite der Fernazza-Gruppe liegen in sehr unterschiedlichen Mächtigkeiten vor und bilden an ihrem Top ein starkes Relief. Sie trennen die Karbonatplattformen der Schlern-Gruppe in die prävulkani-

sche Rosengarten-Fm., die postvulkanische Roßzähne-Fm. und den Cassianer Dolomit. Am Nordabhang des Schlern keilen die Vulkanite am Riffhang aus (siehe Fig. 2.3 und 2.4), sodass Plattformhangesedimente der Roszähne-Fm. jenen der Rosengarten-Fm. ohne erkennbare Unterbrechung aufliegen. Die postvulkanischen Beckensedimente der Wengen-Fm. sind durch die bisweilen starken, gravitativen Schüttungen von Vulkanoklastika und epiklastischen Sedimenten (Marmolada-Konglomerat) gekennzeichnet, sie stammen von einer vulkanischen Insel im Bereich der Marmolada (Bosellini, 1996).

Im Verzahnungsbereich Wengen-Fm. und Roszähne-Fm. am Nordostabhang des Schlern und der Mahlknechtwand sind drei Zyklen mit Riffprogradationszungen und vulkanischen Sandsteinen und Konglomeraten entwickelt. Der Anteil des vulkanischen Detritus in den Zyklen nimmt mit dem Jüngerwerden der Abfolge sukzessive ab und verliert sich (definitionsgemäß) im Übergang zur St.-Cassian-Fm. Dieser Zeitpunkt entspricht der Reliefeinebnung und Flutung der schuttliefernden Insel im Zuge der generellen Subsidenz nach der mitteltriassischen Riftingperiode. Das interessante komplexe System von Subsidenz, eustatischen Meeresspiegelschwankungen mit Lieferung des Sedimentmaterials aus unterschiedlichen Herkunftsgebieten (Vulkaninsel, Karbonatplattform) wird am 2. Tag beim Aufschluss der Mahlknechtwand (Stopp 2) diskutiert.

Die postvulkanische Plattformentwicklung verlagert sich zunehmend in die restlichen Beckenräume und füllt diese auf. Auf der Plattform selbst (Schlern Plateau) ist kaum mehr Sedimentationsraum vorhanden, mehrere Emersionen mit Verkarstung und Bodenbildung (Bohnerz) herrschen vor. Nach einer weiteren Schichtlücke im unteren Karn folgen in Erosionsresten geringmächtige schwarze Mergel der Raibl-Gruppe (Fedares-Member) und Hauptdolomit.

Stopp 6: Frötschbach-Profil, oberhalb Bad Ratzes/Seis. Aufschluss am diskordanten Kontakt Werfen-Fm. (Campil-Mb.) der Untertrias (Indusium[Dienerium]), zur überlagernden Peres-Fm. des oberen Anis. Diskussion der Rifttektonik mit Schollenkipfung.

Das Campil-Mb. ist hier in typischer Ausbildung mit einer Wechsellagerung im dm-Bereich von roten siltigen Mergeln, Siltsteinen, Sandsteinen und kalkigen Schilltempestiten, reich an Sedimentstrukturen des Flachwassers entwickelt. Darüber lagert unvermittelt das Richthofen-Konglomerat mit lateral auskeilenden, metermächtigen Bänken und roten, siltigen Tonen und Mergeln der Peres-Fm. Bei Fehlen der Konglomerate sind die roten Mergel bei oberflächlicher Betrachtung mit den Campiler Schichten zu verwechseln. Allerdings fehlt der Reichtum an Sedimentstrukturen der Campiler Schichten. Zudem finden sich in den roten Mergeln arenitische Lithoklasten heller

Dolomite. Vereinzelt sind auch Tetrapodenfährten (*Rhynchosauroides* sp.) zu finden. Das Richthofen-Konglomerat liegt als fluviatile Rinnenfüllung vor. Ein buntes Spektrum an z.T. gut gerundeten Werfener Geröllen (bis 40 cm) bilden ein matrixarmes, schlecht sortiertes Gefüge mit Komponentenstützung. Imbrikationsgefüge weisen auf eine Schüttung aus dem Südosten hin.

Stopp 7: Frötschbach-Profil, knapp vor Abzweigung des Steiges zur Schlernbödele-Hütte. Der Top der flachmarinen Contrin-Fm. und das klassische Profil durch die hemipelagische Buchenstein-Fm. Neuerliche Extensionstektonik mit Megabreccienbildung der Contrin-Dolomite und die unvermittelte Überlagerung der radiolarienführenden Plattenkalke der Buchenstein-Fm., sowie Bankungsrhythmen und die hochauflösende integrierte Stratigraphie sind das Thema des Aufschlusses.

Das Profil wurde in jüngster Zeit mehrfach im Detail bearbeitet (Muttoni et al., 1997, Maurer & Schlager, 2003), da es als möglicher Kandidat für den „Global Boundary Stratotype Section and Point“ (GSSP) als Basis der Iadischen Stufe diskutiert wurde. Nun wurde dieser von der Subcommission for Triassic Stratigraphy in einem Profil bei Bagolino (Prov. Brescia, Norditalien) definiert (Brack et al., 2005). Um die Schichtungsrythmik bezüglich einer möglichen orbital gesteuerten Zyklizität besser zu verstehen, wurde zudem eine Forschungsbohrung in die Buchenstein-Fm. auf der Seceda abgeteuft (Brack et al., 2000). Biostratigraphisch umfasst die Buchenstein-Fm. nahezu 5 Ammonitenzonen. Radiometrisch datierte vulkanoklastische Einschaltungen („Pietra Verde“) von drei gut korrelierbaren Intervallen mit einzelnen Pietra Verde Lagen ergaben eine Zeitdauer von ca. 241,2 – 238,0 Ma (Mundil et al., 1996). Magnetostratigraphie, Tephrostratigraphie und Bank-zu-Bank Korrelation über weite Entfernungen, ermöglichen zusammen mit der Biostratigraphie (Ammoniten, Conodonten) (Muttoni et al., 2004) nun eine für die Trias sehr hohe Zeitauflösung, die die stark diskutierten Milankovitch-Zyklen in zeitlich gut korrelierbaren Lagunensedimenten des Latemar in Frage stellen (Mundil et al., 2003).

Die Buchenstein-Fm. wurde in über 800 m tiefen Interplattformbecken mit einer Mächtigkeit von durchschnittlich 60 m abgelagert. Zunächst bildeten sich in einem schlecht durchlüfteten, anoxischem Becken die bereits erwähnten schwarzen, feinlaminierten Plattenkalke (Radiolarien-Mikrite, 8–9 m mächtig), die von bioturbaten, 30–35 m mächtigen Knollenkalken abgelöst wurde. Diese bestehen aus dm-geschichteten Lagen von Radiolarien-Filament Wackestones mit Kieselknauern, die mit cm-dicken Mergeln wechsellagern. An Schichtmächtigkeit zunehmende Calciturbidite folgen in einer CU-Abfolge, die wieder ebene Schichtflächen zeigt (Bänderkalke). Bänke mit

Dolomitbreccien bilden den Abschluss der Abfolge. Hier befinden wir uns am Fuß des Plattformhanges der Rosengarten-Fm., der in der Folge von mächtigen basaltischen Vulkaniten begraben wird. Die Pietra-Verde-Lagen, grüne vulkanoklastische Silt- und Sandsteine, sind in drei Intervallen als auch über den lokalen Beckenraum hinaus erkennbare Ereignisse (z. B. auch in den Nördlichen Kalkalpen) eingeschaltet und ermöglichen so eine exakte bankweise Korrelation. Auch andere Ereignisse, wie mächtigere Calciturbidit-Lagen eignen sich für beckenweite Korrelationen (Maurer & Schlager, 2003). Die beiden Autoren konnten auch zeigen, dass distale Kalkschlammabänke proximal in Calciturbidite übergehen, d. h. dass der Großteil des Karbonatschlammes der Beckensedimente, z.B. der Knollenkalke, von den umliegenden Plattformen stammt. Dies ist auch ein wichtiger Beitrag zum immer wieder diskutierten Problem der Kalkschlammproduktion in Zeiten vor dem evolutionsbedingten Einsetzen des kalkigen Planktons im Oberjura. Viele der scheinbar rhythmisch geschichteten Kalkbänke in den Becken dieser Zeit sind demnach Ereignissedimente. Damit ist allerdings bei der Analyse orbitaler Zyklizität Vorsicht geboten.

Stopp 8 (optional), ProBliner Steig: Entlang dem ProBliner Steig durchwandert man die mächtige Abfolge der basaltischen Laven und Lavabreccien mit ihren typischen Abkühlungsformen. Auf der gegenüberliegenden Talseite gewinnt man einen guten Überblick über die wechselhafte Abfolge von mehreren Lavaergüssen mit Pillows und Pillowbreccien, Subvulkanen und Lagergängen mit säuliger Absonderung und mitgerissenen, bzw. auf Lagergängen und Lakkolithen aufschwimmenden Sedimentschollen der Buchensteiner Schichten und des Schlern-dolomits.

2. Tag: Mitteltrias und Obertrias am NE-E-Rand des Schlern (Seiser Alm, Mahlkecht Wand, Rosszähne)

Exkursionsverlauf (Fig. 2.1)

Anfahrt von Brixen über die Seiser Alpenstraße (Fahrerlaubnis notwendig!) zum Alpengasthof Tirlir. Zwischenstopp (Stopp1) beim Gasthof Gstatsch mit Erläuterung des Panoramas am Nordostabhang des Schlern. Weiterfahrt zum Gasthof Tirlir (Höhe 1.741 m) und anschließende Fußwanderung zur Mahlkecht-Hütte (Rif. Molignon), Höhe 2.054 m). Stopp 2: Wechselhafte Hangfußsedimentation in Zyklen mit Riffprogradationszungen und Marmolada-Konglomerat Einschaltungen. Zu Fuß weiter zum Kamm „Auf der Schneid“ (Cresta di Siusi). Stopp 3: Überblick Riffhang und Hangfuß der Rosszähne-/Mahlkechtwand. Anstieg zur Tierser-Alp-Hütte, Höhe 2.440 m. Stopp 4: Erläuterungen zum Panorama und Mittagspause. Fußsteig über die Rosszahn-Scharte (Höhe 2.499

m), Stopp 5 (karbonatische Hangsedimentation) und weiter zum Stopp 6 am mittleren Nordabhang der Klinoformenten mit onlap-Situation vulkanoklastischer Sandsteine und Konglomerate. Stopp 6 am Nordabhang des Goldknopf mit autochthonem patch reef Wachstum. Rückkehr zum Bus.

Karten: Tabacco Wanderkarte 1:25.000 „Val Gardena/Gröden – Alpe di Siusi/Seiser Alm. Geologische Karte der Westlichen Dolomiten 1:25.000, Bozen, 2007 (in Druck).

Stopp 1, Gasthof Gstatsch: Erläuterung des Panoramas an der NE-Flanke des Schlern (Fig. 2.3). Die Unterbrechung der Plattformentwicklung der Schlern-Gruppe durch die Einschaltung der oberladinischen Vulkanite ist klar zu erkennen. Die Vulkanite bilden ein onlap am Paläohang der Rosengarten-Fm. und keilen nach SW aus. Zeitgleiche geringmächtige Reste von Vulkaniten finden sich am Schlern-Plateau (von hier aus nicht zu sehen). Das postvulkanische Riffwachstum der Rosszähne-Fm. setzt hier direkt auf dem prävulkanischen ohne deutlichere Trennfuge auf. Es ist daher anzunehmen, dass die Unterbrechung des Riffwachstums nur kurzfristig war. Das postvulkanische Riffwachstum ist stärker progradierend als das prävulkanische, auf dem Schlern Plateau steht kaum Platz zur Aggradation zur Verfügung. Der Großteil des Schlern besteht daher aus prävulkanischem Schlern-dolomit. Durch die rasche Auffüllung des ca. 800 m tiefen Buchensteiner Beckens mit einer hier ca. 450 m mächtigen Vulkanitabfolge, die nach SE noch wesentlich mächtiger wird (vulkanische Inseln im Bereich der Marmolada), entsteht eine völlig neue Topographie mit drastisch geänderten Sedimentationsverhältnissen.

Stopp 2, Mahlkecht-Hütte/Rif. Molignon: Der spektakuläre Großaufschluss der Mahlkechtwand zeigt die Sedimentation im Hang- und Hangfußbereich des Rosszähne-Riffs der Schlern-Gruppe. Eine bunte Wechselfolge von Megabreccien, Kalkareniten, vulkanischen Sandsteinen und Konglomeraten (Marmolada-Konglomerat) lagert unvermittelt auf gut erhaltenen Pillowlaven am Top der mächtigen vulkanischen Abfolge, die Buchenstein-Fm. und Rosengarten-Dolomit unter sich begräbt.

In den Zwickelporen und Abkühlungsschwundrissen der Pillows sind stellenweise geringmächtige Radiolarienmikrite mit Schwammspiculae vorhanden. Diese Reste pelagischer Beckensedimente entsprechen einer ca. 20 m mächtigen Abfolge der tiefsten Wengen-Fm. in ähnlicher Fazies im Tschapid-Graben Profil im oberen Frötschbach (siehe Fig. 2.2), mit Conodonten und Daonellen des Lango-bard (*Archelaus*-Zone, Brandner, 1991). Der Mächtigkeitsunterschied ist durch eine onlap-Situation an der vermutlich stark gegliederten, nach ca. NW abfallenden Oberfläche der Vulkanite zu erklären. Er ist auch ein Hinweis für die völlig geänderte Topographie zu Beginn des postvulkanischen Riffwachstums.

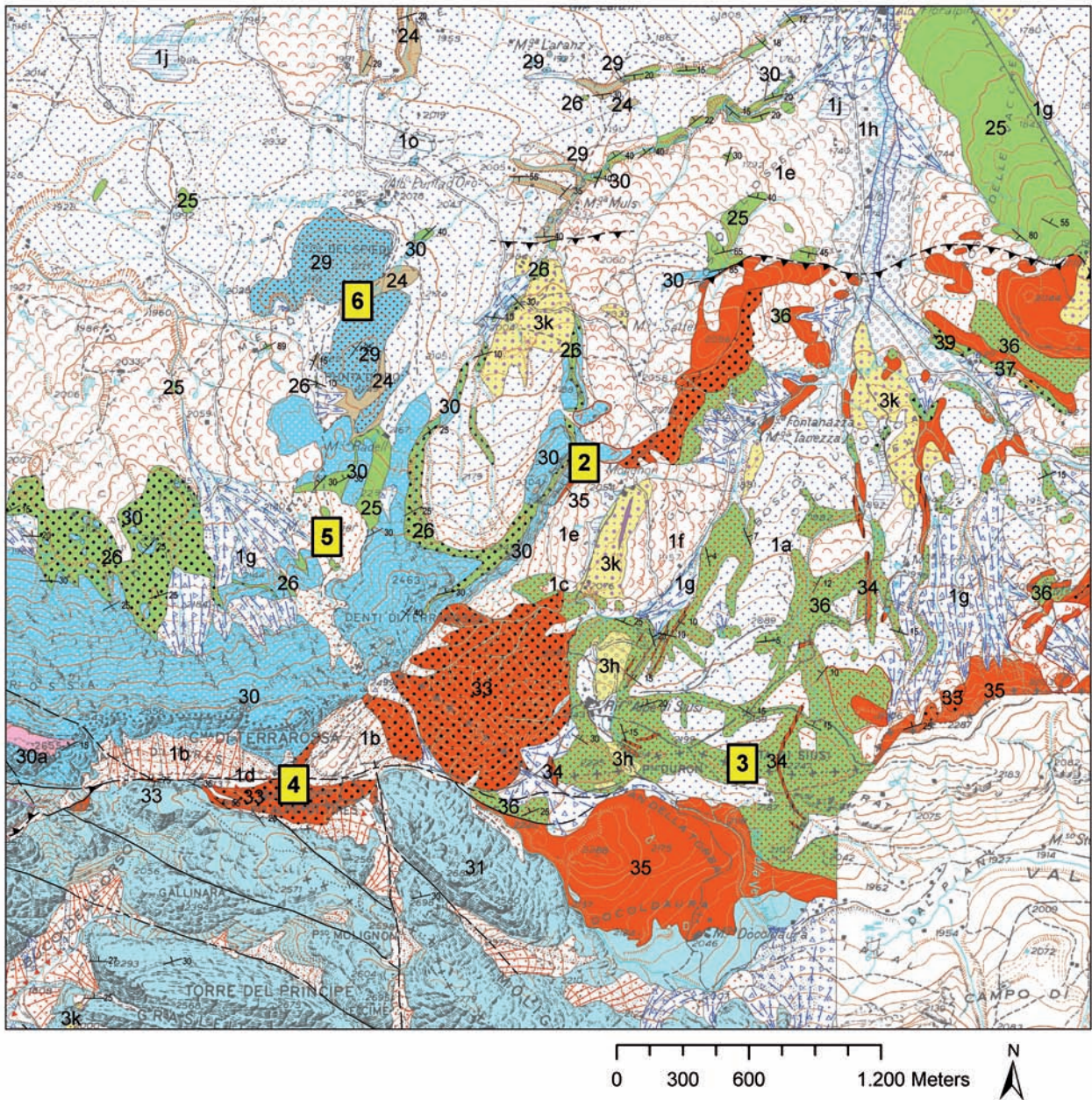


Fig. 2.1: Ausschnitt der „Geologischen Karte der Westlichen Dolomiten“ mit Exkursionsstopps (2-6) am Schlern-Ostrand. Stopp 1 ist auf Fig. 1.5 abgebildet.

Legende: 1 = Postglaziale Ablagerungen; 3 = Spätglaziale Ablagerungen. Lithofazies: a = Verwitterungsschutt, b = Sturzschutt, c = Blockschutt, d = Bergsturzmaterial, e = Rutschmasse, f = grobblockige Rutschmasse, g = gemischte Ablagerung, h = alluviale Sedimente, i = Seesedimente, j = Vernässungszonen, k = Moräne undifferenziert, o = künstliche Aufschüttung und anthropogene Flächen.

24 = St. Cassian-Fm., 25 = Wengen-Fm., 26 = Marmolada.Konglomerat, 27 = Schlernplateau-Fm.; Schlern-Gruppe: 29 = Cassianer Dolomit, 30 = Rosszähne-Fm., 30a = Plattformfazies, 31 = Rosengarten-Fm., 31a = Plattformfazies; Fernazza-Gruppe: 33 = vulkanische Breccien, 34 = Gänge, 35 = Laven, 36 = Hyaloklastite, Tuffe, Sandsteine.

Die Sedimentabfolge wird jedoch von Megabreccien mit Cipitkalkblöcken dominiert. Es handelt sich um gravitativ transportierte Schuttströme mit Komponentenstützung und hoher Viskosität und deutlichem Relief an der Schuttstromoberfläche. Die bestens erhaltenen

Cipitkalke (Schalenreste sind z.T. noch in ihrer primären Aragonitzusammensetzung erhalten) geben Hinweise auf Wachstumsgefüge und riffbauende Organismen. Vorherrschend sind bindstones und bafflestones mit peloidalen Mikritkrusten, verschiedene Typen mit

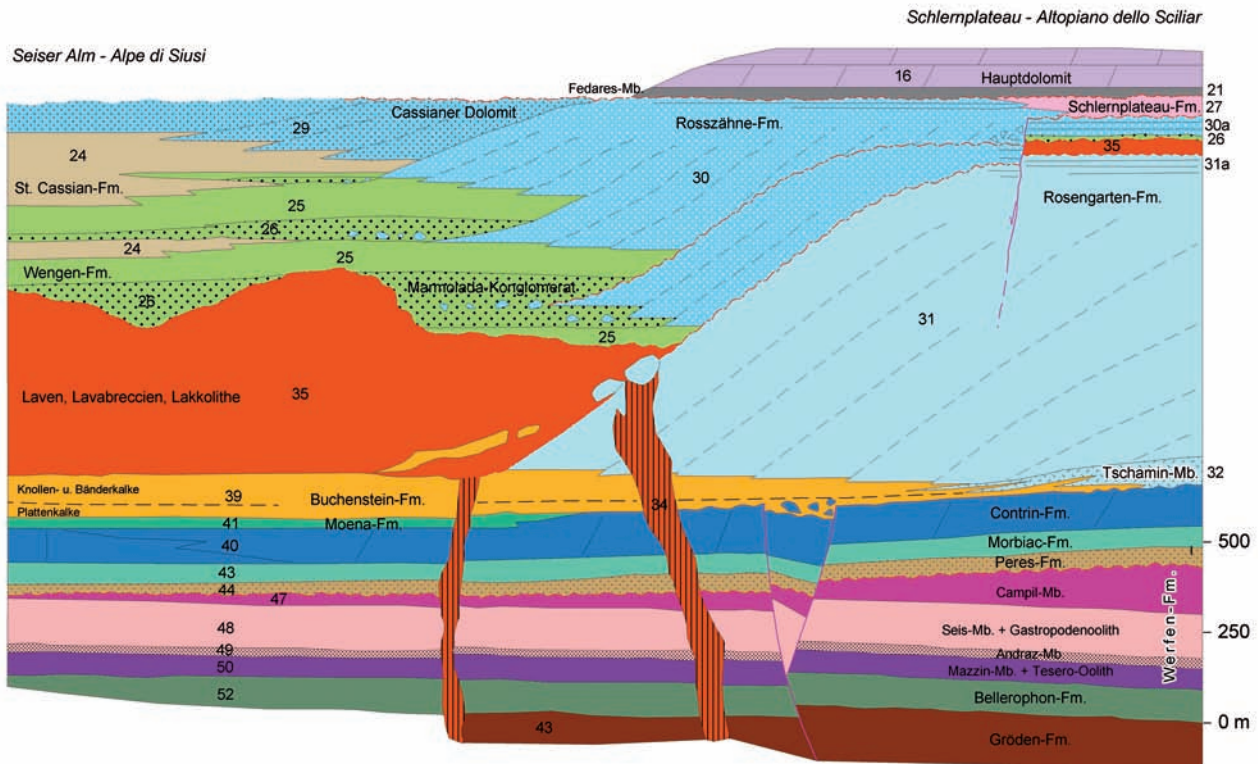


Fig. 2.2: Stratigraphisches Schema für das Gebiet Schlern-Seiser Alm - Schlern. Der Unterschied zwischen der prävulkanischen und postvulkanischen Entwicklung ist augenfällig: prävulkanisch geringmächtige Beckensedimente und starke Aggradation der Karbonatplattform, postvulkanisch geringmächtige Sedimentation auf der Plattform und starke Progradation mit einer mächtigen, gemischt vulkanoklastisch/karbonatischen Abfolge im Beckenareal.

Girlandenkrusten (festooned crusts) und Massen an *Tubi-phytes* und anderen Mikroproblematika. Selten finden sich Korallen- oder Kalkschwammbafflestones oder Onkolithe die vom Plattformrand stammen könnten. Der Großteil der Blöcke stammt aus dem mittleren und oberen Hangbereich (Brandner et al., 1991a und Flügel, in Brandner et al., 1991b). Cm- bis dm-große Wachstumshohlräume mit Internsedimentation in verschiedenen Stadien (verkippte Geopetalgefüge) mit wandständigen Faserzementen und botryoidalen Zementen sind häufig.

Die Blöcke bestehen aus einem mehrfachen „Breccie-in-der-Breccie-Gefüge“, das eine mehrfache Aufarbeitung und mehrmalige Überkrustung belegt. Dieser Prozess erfolgt in allen Größenordnungen. Am oberen Hang (siehe Stopp 5) sehen wir Rutschungen von meterdicken semi-konsolidierten Karbonatdetritusbänken mit Rotation und rampenartigem Darüberfahren der oberhalb lagernden Bank. Das Gebilde wurde ebenfalls überkrustet und bildet nun einen „mound“ am Riffhang.

Immer wieder stellt sich die Frage, ob die Blöcke vom Rifftrand stammen, dort durch stärkeres Korallenwachstum einen Überhang gebildet haben und dann z.B. durch Wellenschlag herausgebrochen und den Hang hinunter gerollt

sind. Dafür sind jedoch keinerlei Hinweise gegeben, weder hinsichtlich der riffbauenden Organismen, noch bezüglich einer möglichen subaerischen Exposition. In keinem der untersuchten Blöcke sind Lösungshohlräume oder vadose Zemente erhalten. Der Grund für die gravitativen Massenbewegungen der progradierenden Riffzungen mit ihren Karbonatdetritusbänken liegt eher in den unterschiedlichen rheologischen Eigenschaften und damit in der Instabilität der Wechselfolge: Die rasch zementierenden Karbonatschuttbänke lagern auf den wassergesättigten vulkanoklastischen Sedimenten mit zeitlich verzögerter Zementation. Jedes Erdbeben führt bei dieser Instabilität zum Abgleiten der karbonatischen Schichtpakete („hart“-auf-„weich“-Situation), die sich im frontalen Bereich der Massenbewegung in Blöcke auflöst.

Die Megabreccien werden begleitet und gehen distal über in dm-geschichtete Calciturbidite mit Flachwaserdetritus. Ooide und umkrustete Körner beweisen deren Herkunft von der überfluteten Plattform.

Gut geschichtete Sedimentpakete mit vulkanischem Detritus überlagern die Riffzungen und bilden am Paläohang ein onlap (siehe Stopps 3 und 5). Die Abfolge besteht aus dm-geschichteten, gradierten vulkanoklastischen

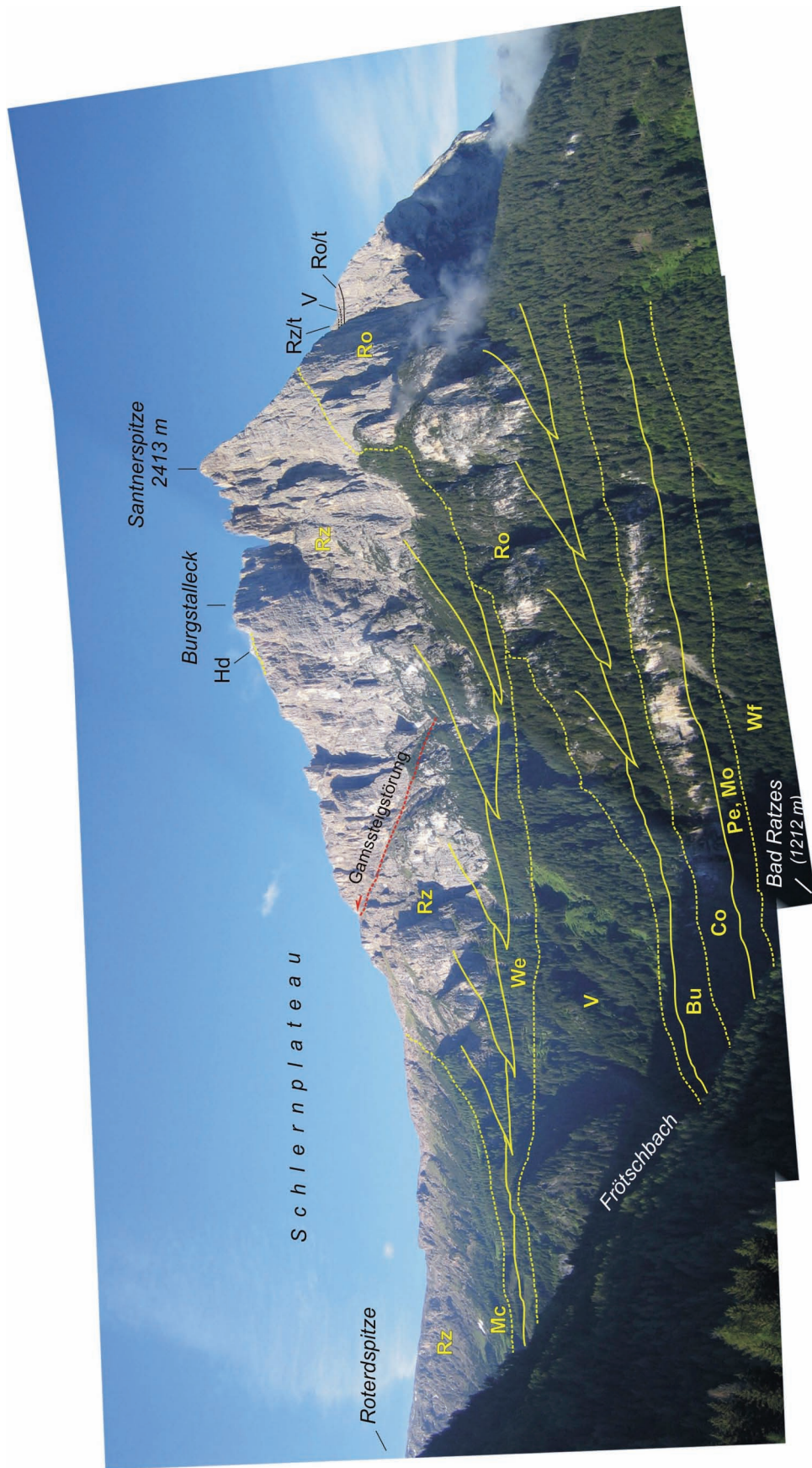


Fig. 2.3: Panoramabild der NE-Seite des Schlieren, aufgenommen von der Seiser Almstraße. Großaufschluss des kaum deformierten anisich-ladinischen Plattform-Becken-Übergangs. 6 Diskordanzen (strichlierte Linien) begrenzen Ablagerungssequenzen 3. Ordnung. Wf = Werfen-Fm., Pe = Peres-Fm., Mo = Morbiac-Fm., Co = Contrin-Fm., Bu = Buchenstein-Fm., Ro = Rosengarten-Fm., Ro/t = Rosengarten-Fm. toplap, V = Vulkanite der Fernazza-Gruppe, We = Wengen-Fm., Rz = Rosszähne-Fm., Rz/t = Rosszähne-Fm. toplap, Mc = Marmolada-Konglomerat der Wengen-Fm., Hd = Hauptdolomit.

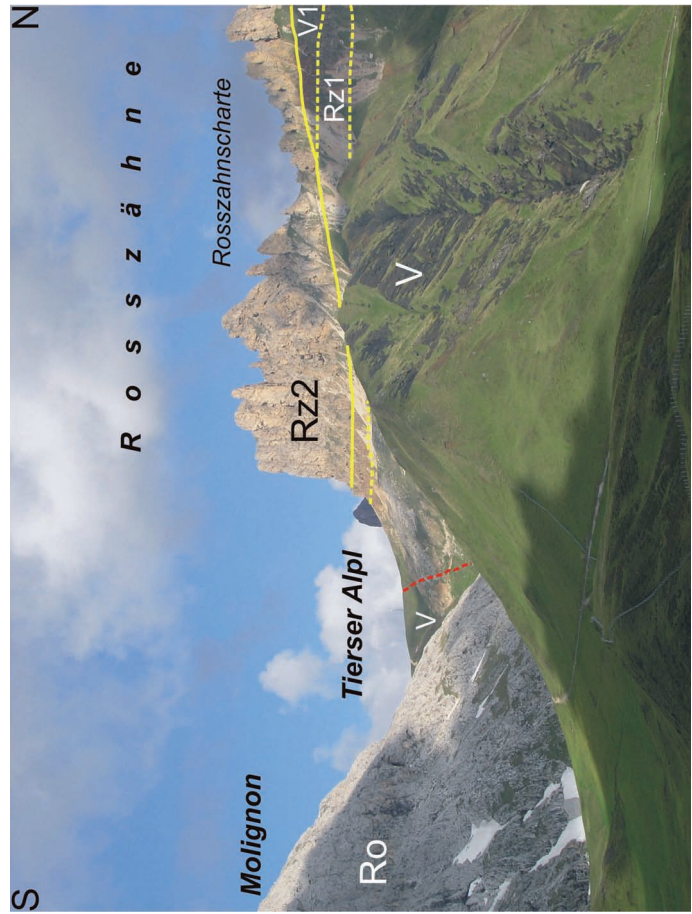
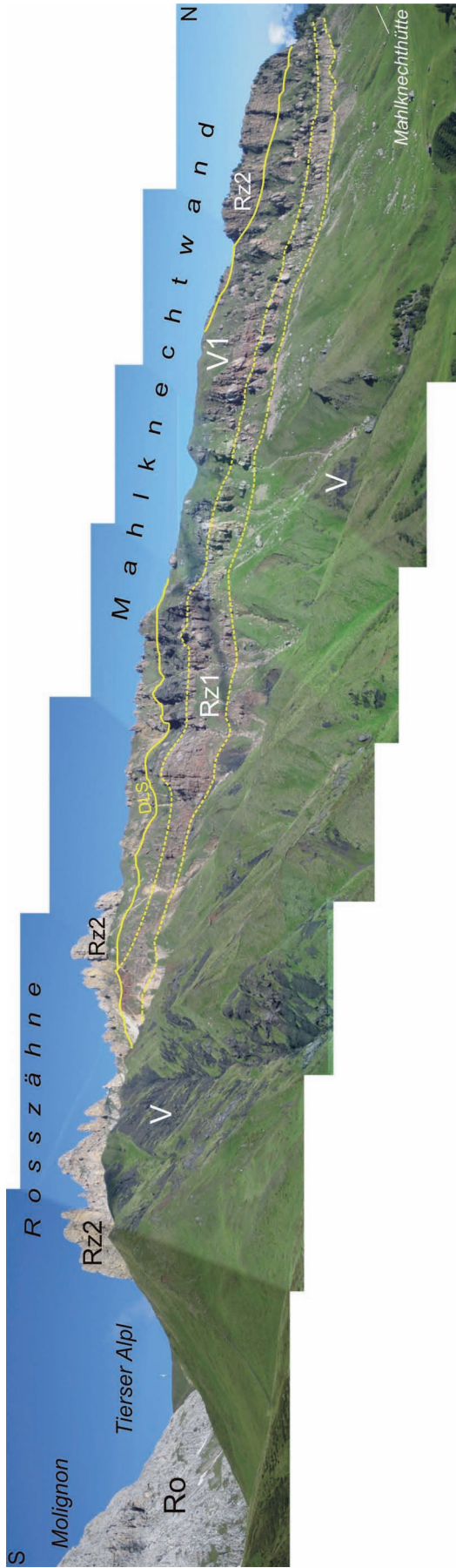


Fig. 2.4: Blick von „Auf der Schneid“ auf Rosszähne und Mahlknechtwand. Der Panoramablick gibt einen einmaligen Einblick in die stratigraphischen Verhältnisse eines Riffhanges und Hangfußes mit der Wechselfolge von Riffzungen (Rz 1 und Rz 2) der progradierenden, postvulkanischen Rosszähne-Plattform unter Zwischenschaltung von vulkanoklastischen Sandsteinen und Konglomeraten (V 1). Deutlich sichtbar ist das Auskeilen (onlap) der Vulkanoklastika am oberen Hang und die darüberfolgende downlap surface (DLS) der Riffzunge 2. Der Anschnitt der Mahlknechtwand verläuft spitzwinklig zur Fallrichtung der Klinoformen, daher ist nur das scheinbare Einfallen zu erkennen. Hangabwärts lösen sich die dolomitischen Riffzungen in isoliertes Blockwerk der Cipitkalke auf. V = Vulkanite im Liegenden, die im S am Paläohang des prävulkanischen Rosszähnenriffes (Ro) aufliegen. Die Tierser-Alpl-Störung verursacht einen nur geringfügigen Versatz.

Sandsteinen und Konglomeraten in Rinnenfüllungen (Marmolada-Konglomerat). Es handelt sich um epiklastische Sedimente, die gute Rundung der Gerölle geht auf fluviatilen oder Küstentransport zurück. Durch nochmaligen, nun gravitativen Transport gelangte das Material an den heutigen Standort. Die vulkanoklastischen Schichtpakete sind den Riffzungen mehrfach, jedoch nicht „zufällig“ zwischengeschaltet. Vielmehr verbirgt sich dahinter eine zyklische Abfolge, deren Steuerung mehrere Fragen aufwirft. Die Besonderheit der Situation liegt in den unterschiedlichen Herkunftsgebieten der Sedimente: Die karbonatischen Sedimente stammen von der lokalen Rosszähne-Plattform, die vulkanoklastischen Sedimente haben einen weiteren Transportweg und können nur von einer weiter entfernten vulkanischen Insel (Bereich ?Marmolada) herantransportiert worden sein. Die Regelmäßigkeit der Wechselfolge lässt Meeresspiegelschwankungen als steuernden Parameter vermuten. Uneinigkeit herrscht, ob nun die Megabreccien mit den Cipitblöcken bei einem LST oder HST gebildet wurden (ausführliche Diskussion bei Yose, in Brandner et al., 1991b). Mehr Argumente sprechen dafür, dass der Transport des vulkanoklastischen, fluviatilen Materials bei Meeresspiegelniedrigstand antransportiert wurde, während die Progradation der Riffzungen mit dem Flachwasserdetritus (Oolithe) bei der Flutung der Plattform im Meeresspiegelhochstand erfolgte.

Stopp 3, Auf der Schneid: Überblick über den gesamten Hangbereich der Rosszähne-Plattform bis zur Mahlknechtwand (Fig. 2.4). Klar zu erkennen ist das hangwärtige Auskeilen der vulkanoklastischen Sedimentabfolge im Übergang zu Rotsedimenten der Auftauchzone der Roterd-Spitze am Schlern-Plateau. Darüber folgt die downlap surface der progradierenden Riffzunge der Rosszähne des beginnenden HST. Nach S erstreckt sich das Rosengarten Massiv mit dem onlap der Vulkanite. Die Abfolge ist durch die Tierser-Alpl-Störung geringfügig gestört.

Stopp 4, Tierser Alpl Hütte und Roßzahn Scharte: Generelle Erläuterung zum Dolomiten-Panorama und zum gegenüberliegenden etwa zeitgleichen Paläohang des Plattkofel des isolierten Langkofel-Riffkörpers. Eine breite Wasserstraße zwischen beiden Riffköpern ist gut vorstellbar, allerdings kann die heutige Breitenerstreckung nicht der ursprünglichen entsprechen. Das Langkofelmassiv ist tektonisch von seinem Untergrund abgeschert und neoalpin nach N überschoben worden.

Von der **Roßzahn-Scharte** Blick auf den nordfallenden Paläohang mit den oben beschriebenen Phänomenen der gravitativen Hanggleitung der Karbonatdetritus-Bänke und neuerlicher mikrobieller Überkrustung und damit Stabilisierung des mit ca. 30° relativ steil einfallenden Paläohanges. Die später erfolgte Dolomitisation erfolgte nur in den noch mehr oder weniger zusammenhängenden und damit für Lö-

sungen durchgängigen Karbonatbänken, die weiter transportierten Blöcke wurden durch die umgebende Matrix isoliert und daher von der Dolomitisation verschont.

Stopp 5, oberhalb Wiedner Woadn: Schöner Aufschluss in einem kleinen Graben oberhalb der Almhütten der Wiedner Woadn. Marmolada-Konglomerat und vulkanische Sandsteine lagern in onlap-Situation auf dem steiler einfallenden Paläohang der Rosszähne-Plattform.

Stopp 6, nördlicher Abhang des Goldknopf: Patch reefs („mounds“) am Paläohang mit sehr fossilreichen Cipikalkblöcken. Die Stelle war schon Mojsisovics (1879) bekannt: „Östlich vom Grunserbühel bemerkt man in den Wengener Schichten reihenförmig geordnete anstehende Blockmassen von Riffgestein mit Korallen“. Flügel, in Brandner et al. (1991b), führte hier eine genaue Analyse der Rifforganismen und Wachstumstypen durch. Im Vergleich zu den Cipitblöcken der Mahlknechtwand fällt die Häufigkeit von Korallen und Schwämmen auf (coral bafflestone und sponge bafflestone), ferner sind Hohlräume mit dicken radiaxialen Zementkrusten verbreitet. Die Zwischenmoundfazies ist charakterisiert durch geschichtete graue Kalke mit Aggregatkörnern und coated grains mit Plattformherkunft. Sie unterscheiden sich eindeutig von den peloidalen grainstones der bindstone-Fazies.

3. Tag: Die Sella-Plattform

Einführung

Die Sellagruppe ist einer der bekanntesten Gebirgsstöcke der Dolomiten und zieht Touristen, Kletterer und Geologen aus aller Welt gleichermaßen an. Dieser Gebirgsstock lässt sich bequem über die vier Dolomitenpässe – Sellajoch (2244 m), Grödner Joch (2121 m), Campolongo Pass (1875 m) und Pordojoch (2239 m) – mit dem Fahrzeug umrunden (Fig. 3.1). Die Schichtabfolge der Sella-gruppe reicht vom Ladin bis in die Unterkreide (Fig. 3.2). Morphologisch lässt sich das Massiv in zwei Stockwerke untergliedern: Das untere Stockwerk, die Sella-Plattform im engeren Sinn, ist zum Großteil eine postvulkanische Karbonatplattform ladinisch-karnischen Alters (Rosszähne-Fm. und Cassianer Dolomit); das obere Stockwerk ist von ca. 280 m mächtigen horizontal geschichteten Flachwasserdolomiten (Hauptdolomit, Oberkarn-Nor) gekennzeichnet. Zwischen diesen beiden Plattformen liegt das morphologisch zurückgewitterte Band der „Raibler Schichten“ – in der Folge als Pordoi-Formation bezeichnet (Fig. 3.2). Die jüngsten Gesteine der Sellagruppe sind im Bereich des höchsten Gipfels (Piz Boé, 3152 m) aufgeschlossen: Über dem Hauptdolomit folgen ca. 40 m mächtige rhäto-liassische Flachwasserkalke (Dachsteinkalk und Graukalke), darüber pelagische, rote Knollenkalke des

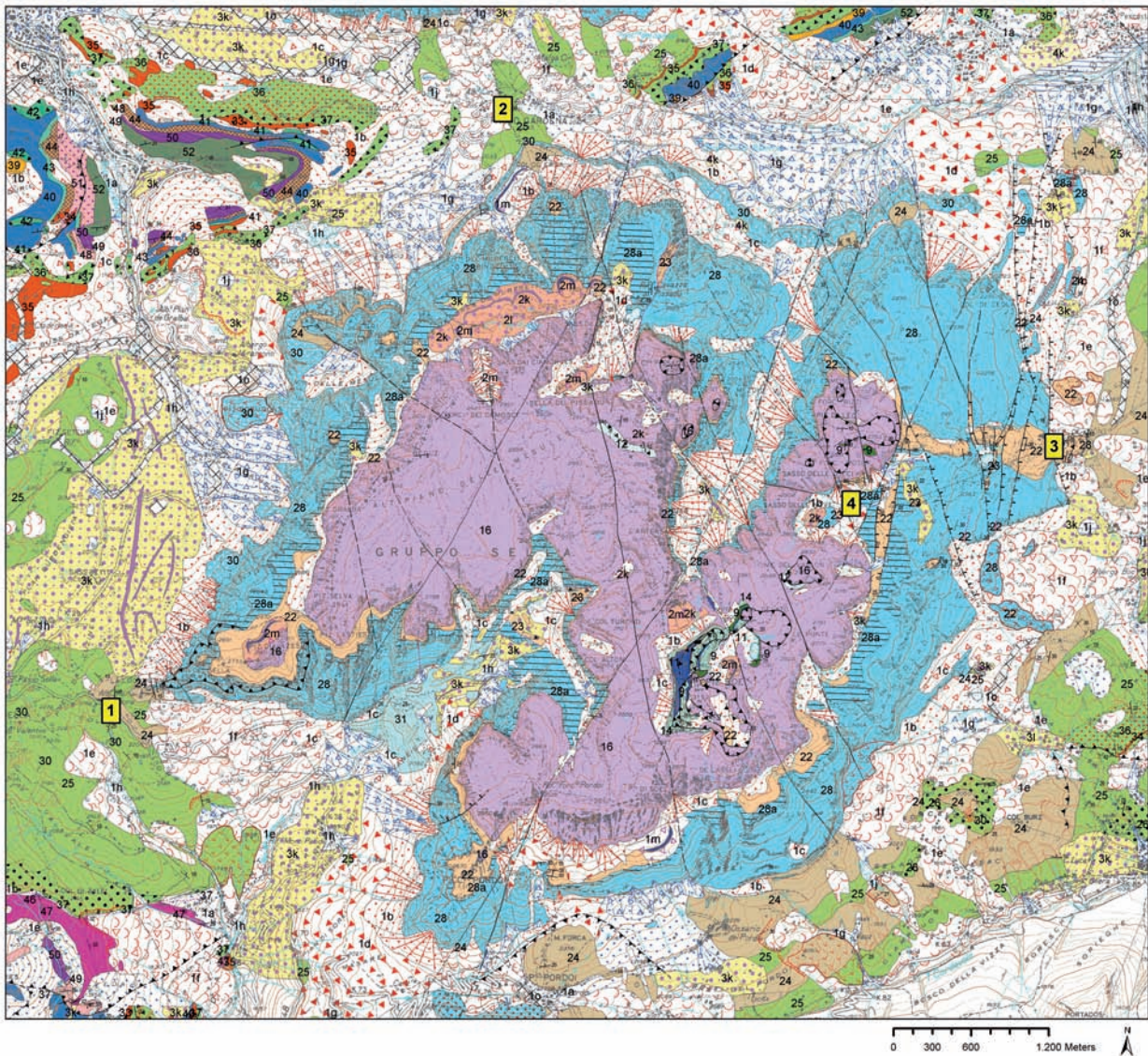


Fig. 3.1: Verkleinerter Ausschnitt der „Geologischen Karte der Westlichen Dolomiten“ mit Exkursionsstopps (1-4) in der Sellagruppe. Legende: 1 = Postglaziale Ablagerungen; 2 = Ablagerungen der „Kleinen Eiszeit“, 3 = Spätglaziale Ablagerungen. Lithofazies: a = Verwitterungsschutt, b = Sturzschutt, c = Blockschutt, d = Bergsturzmaterial, e = Rutschmasse, f = grobblockige Rutschmasse, g = gemischte Ablagerung, h = alluviale Sedimente, i = Seesedimente, j = Vernässungszonen, k = Moräne undifferenziert, l = grobblockige Obermoräne, m = Blockgletscherablagerung, o = künstliche Aufschüttung und anthropogene Flächen. 9 = Puez-Fm., 11 = Rosso Ammonitico, 12 = Gardenciacia-Fm., 14 = Graukalk-Gruppe + Dachsteinkalk, 16 = Hauptdolomit; Raibl-Gruppe: 22 = Pordoio-Fm., 23 = Breccien u. Megabreccien; 24 = St. Cassian-Fm., 25 = Wengen-Fm., 26 = Marmolada-Konglomerat; Schlern-Gruppe: 28 = Selladolomit-Subgruppe, 28a = gebankte Fazies, 30 = Rosszähne-Fm., 31 = Rosengarten-Fm.; Fernazza-Gruppe: 33 = vulkanische Breccien, 34 = Gänge, 35 = Laven, 36 = Hyaloklastite, Tuffe, Sandsteine, 37 = „Caotico eterogeneo“; 41 = Moena-Fm., 42 = Breccien; 43 = Morbiac-Fm., 44 = Peres-Fm.; Werfen-Fm.: 48 = Seis-Mb. & Gastropodenoolith, 49 = Andraz-Mb. & Mazzin-Mb. & Tesero-Oolith; 51 = Untere Werfener Schichten undiff; 52 = Bellerophon-Fm.

Dogger-Malm (Rosso Ammonitico) und schließlich bunte Mergel und Kalke der Unterkreide (Puezmergel).

Plattformgeometrien und Lithofazies

Die Sella-Plattform hat eine nahezu kreisrunde Form mit einem Durchmesser von 7 bis 8 km, ist bis 600 m mächtig

und flankiert von typischen 30–35° steilen Klinoformen mit Progradationsrichtungen von 360°. Die Klinoformen verzahnen mit Beckensedimenten der Wengen- und St.-Cassian-Formation. Damit ergibt sich das Bild einer isolierten, Atoll-ähnlichen Karbonatplattform. Das Innere der Plattform ist von horizontal geschichteten Dolomitbänken gekennzeichnet, deren Mächtigkeit von über

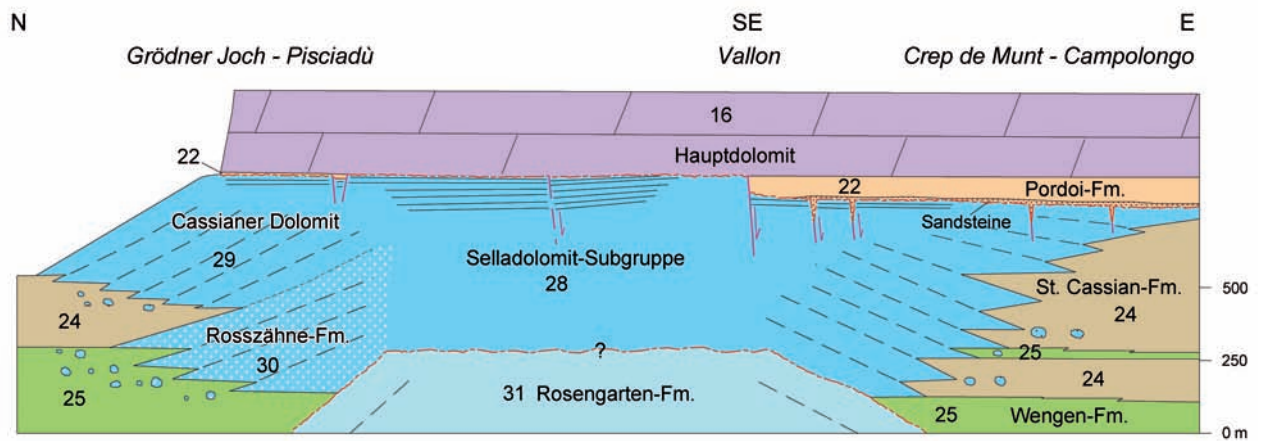


Fig. 3.2: Stratigraphisches Schema der Sella-Plattform.

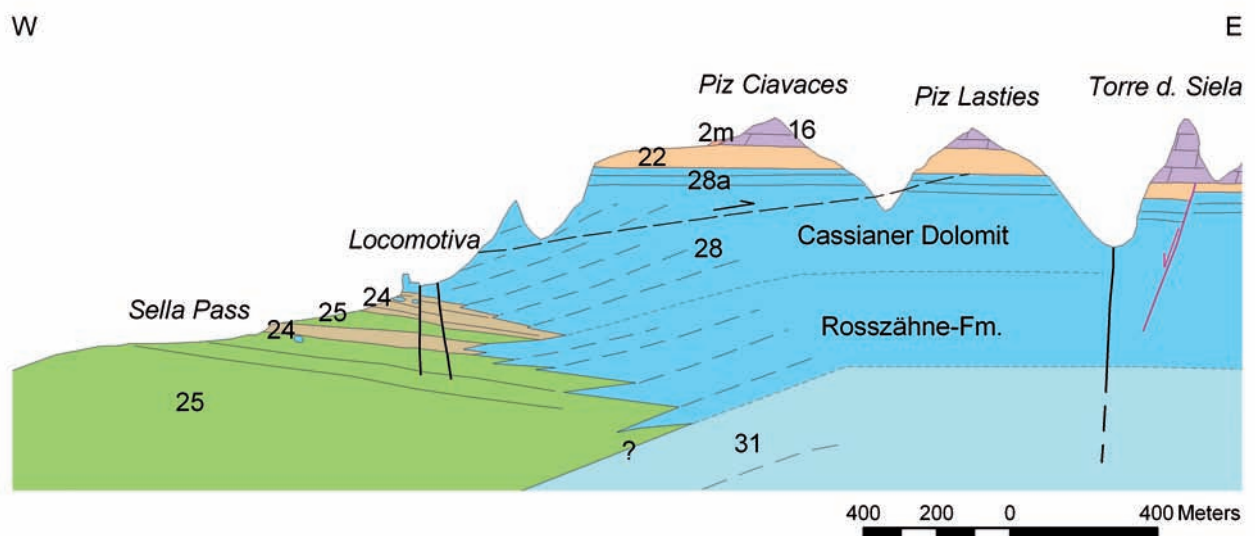


Fig. 3.3: Profilschnitt am Westrand der Sella-Plattform (Stopp 1) mit typischer Riff-Beckenverzahnung. Das zweifache Übereinander der Wengen- und St.-Cassian-Fm. im Becken resultiert aus dem unterschiedlichen Eintrag von vulkanoklastischem und karbonatbetontem Material. Legende wie Fig. 3.1.

200 m (z.B. im Val Lasties) bis auf wenige Zehnermeter am Außenrand der Plattform abnimmt. Die Topsets sind hauptsächlich aus Pelmikriten, Aggregatkörnern und Automikritlagen aufgebaut (Keim & Schlager, 2001). Der Biogehalt liegt unter 10 Vol% und beinhaltet hauptsächlich Echinodermenklasten, Bivalven, Foraminiferen, Dasycladaceen- und Solenoporaceen-Bruchstücke, *Tubiphytes*, *Rivularia*, *Cayeuxia*, *Hedstroemia* und Sphinctozoen-Schwammreste.

Der Übergang von den Topsets in die steilen Hangschichten erfolgt meist über eine wenige Zehnermeter breite Zone von massigen, strukturlosen Dolomiten. An manchen Stellen ist dieser Übergang jedoch äußerst abrupt. Am Plattformrand bzw. am oberen Hang treten sehr häufig dm-große, mit fibrösen Zementlagen gefüllte Hohlräume („Großoolithe“, „Evinospongae“) auf. Die zement-

gefüllten Hohlräume nehmen bis zu 50-60 Vol% der Gesteinsmassen ein (Keim & Schlager, 2001). Die Bildung dieser Hohlräume umfasst mehrere Prozesse, wie zum Beispiel Hohlrumbaue durch mikrobielle, mikritische Umkrustung (Wachstumshohlräume), Hohlrumbaue durch Lösung oder durch Bioturbation eines bereits halb verfestigten Sediments (firmground burrows).

Im großen Maßstab weisen die Klinoförmigkeiten zumeist planare Hangschichtung auf (z. B. Val de Mesdi, Kenter, 1990). Bei näherer Betrachtung zeigt sich allerdings, dass die Klinoförmigkeiten hangauf- und hangabwärts auslinsen. Die Klinoförmigkeiten setzen sich aus Breccien, einzelnen Blöcken, Kalkareniten und autochthonen Karbonatlagen aus Automikrit und Zement zusammen. Am Hangfuß laufen die Klinoförmigkeiten über relativ kurze Distanz konkav aus und gehen in Beckensedimente über (Fig. 3.3 und 3.4, Stopp 1 und 2).

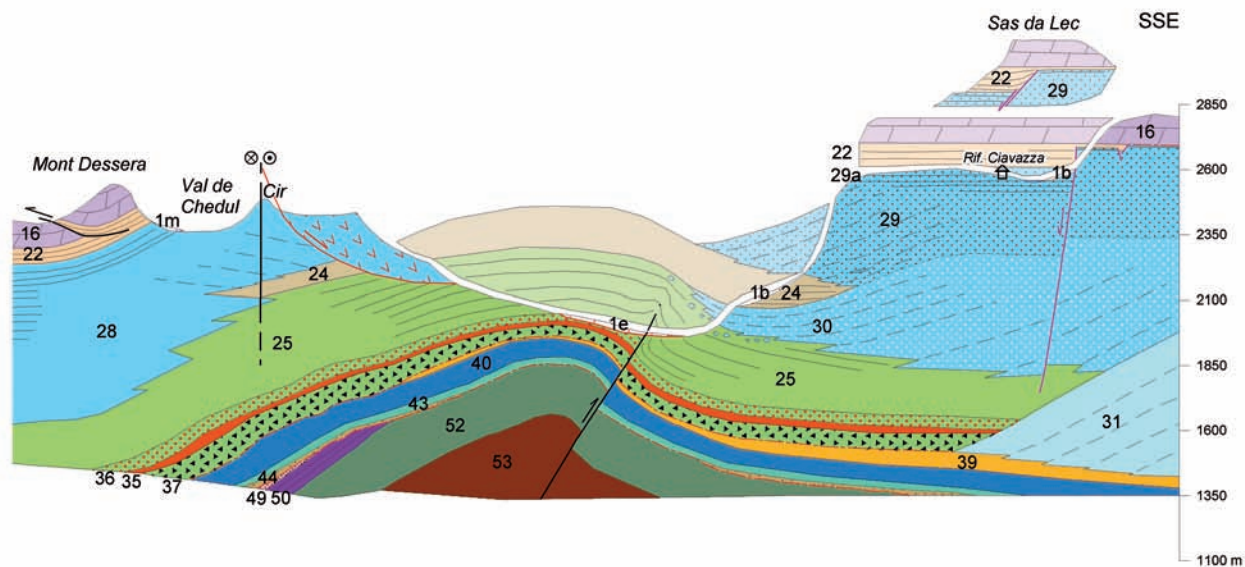


Fig. 3.4: N-S Profilschnitt, ca. 800 m östlich des Grödnertals. Die „Grödnertal-Megabreccie“ (30) wird als untere Hangfazies der postvulkanischen Rosszähne-Fm. interpretiert (s. Text). Man beachte zudem die karnischen Extensionsstrukturen am Rif. Ciavazza und am Sas da Lec, die vom Hauptdolomit versiegelt werden.

53 = Gröden-Fm., 52 = Bellerophon-Fm., 50 + 49 = Untere Werfener Schichten, 44 = Peres-Fm., 43 = Morbiac-Fm., 40 = Contrin-Fm., 39 = Buchenstein-Fm., 37 = „Caotico eterogeneo“, 36 = Tuffe, Sandsteine, 35 = Lava, 31 = Rosengarten-Fm. (prä-vulkanischer Schlerndolomit), 30 = Rosszähne-Fm. (postvulkanischer Schlerndolomit), 29 = Cassianer Dolomit (postvulkanischer Schlerndolomit), 28 = Selladolomit-Subgruppe (postvulkanischer Schlerndolomit undifferenziert), 29a = Topsets, 25 = Wengen-Fm., 24 = St.-Cassian-Fm., 22 = Pordoi-Fm. (Raib-Gruppe), 16 = Hauptdolomit.

In den proximalen Beckensedimenten finden sich häufig Cipit-Blöcke (vgl. auch Mahlknechtwand, 2. Exkursionstag).

Das Ende der Plattform und die karnische Grabenbruchtektonik

Mit der Plattformprogradation werden die ehemals mehrere 100 m tiefen Becken allmählich aufgefüllt und die Klinoflachen damit deutlich flacher. Das Ende des Plattformwachstums ist durch eine scharfe Grenze markiert: Sowohl die Topsets als auch die flache Hangfazies im Osten der Sella-Plattform (Crep de Munt) werden von vulkanoklastischen Sandsteinen oder grünen Mergeln der Pordoi-Fm. überlagert (Fig. 3.2). Diese Grenzfläche wird auf der Plattform als subaerische Verkarstungsoberfläche interpretiert (Keim & Brandner, 2001). Das lithologische Spektrum der Pordoi-Fm. umfasst neben dem basalen Sandstein helle bis bräunliche Dolomite, grüne, mergelige Dolomite sowie türkisgrüne Mergel. Die Abfolge lässt sich zumeist in eine untere, subtidale und eine obere, inter- bis supratidale Fazies untergliedern. Die lithofazielle Ausbildung der Pordoi-Fm. mit abrupten Fazies- und Mächtigkeitssprüngen zeugt von syndimentärer Extensionstektonik zur Zeit des Unterkarn (s. Doglioni, 1992, Keim & Brandner, 2001). Spaltenfüllungen aus Breccien und Megabreccien sowie Graben- und Halbgrabenfüllungen

im Cassianer Dolomit sind Ausdruck dieser Extensionstektonik (Fig. 3.2 und 3.5). Die Gräben bzw. Halbgräben sind kleinräumig, d.h. auf einige Zehner- bis ca. Hundertermeter beschränkt und verlaufen im Wesentlichen N-S bis NNE-SSW bzw. NW-SE. Die karnischen Extensionsstrukturen werden spätestens vom Hauptdolomit (Oberkarn-Nor) versiegelt.

Im Vallon (Sella-Ostseite) bildet die Pordoi-Fm. ein Onlap an den Cassianer Dolomit („undated nucleus“ *sensu* Bosellini & Neri, 1991; s. Doglioni, 1992, Keim & Brandner, 2001). Am Kontakt ist zudem eine Breccie zwischengeschaltet, die als lokale Scarpbreccie des Cassianer Dolomits durch Kippschollentektonik gedeutet wird (Keim & Brandner, 2001). Diese karnische Grabenbruchstruktur wird vom horizontal geschichteten Hauptdolomit versiegelt (Fig. 3.5, Stopp 4).

Biostratigraphie

Das Alter der Sella-Plattform beruht auf Ammoniten- und Conodontendaten aus den proximalen Beckensedimenten der obersten Wengen-Fm. und der untersten St.-Cassian-Formation (Mietto & Manfrin, 1995, Mastandrea et al., 1997) sowie auf ersten Pollenanalysen aus der obersten St.-Cassian- und der überlagernden Pordoi-Formation. Alle bisherigen Ammonitenfunde fal-

len in die *Regoledanus*-Zone (*sensu* Krystyn, 1983) bzw. *Regoledanus*-Subzone (*sensu* Mietto & Manfrin, 1995) und weisen damit Oberladin-Alter auf. Am Grödner Joch wurde über der Megabreccie (Rosszähne-Fm.) bei Col de Frea auch *Daxatina* cf. *canadensis* nachgewiesen, die nach Ansicht von Mietto & Manfrin (1995) und Broglio Loriga et al. (1999) die Basis der karnischen Stufe markiert. Die Festlegung der Ladin-Karn-Grenze von Seiten der IUGS Subcommission on Triassic Stratigraphy steht noch aus. Die Conodontenfauna aus der Wengen- und St. Cassian-Fm. entspricht der *diebeli*-Assemblage-Zone und damit ebenfalls der *Regoledanus*-Zone (Oberladin, s. Mastandrea et al., 1997). Es ist jedoch anzumerken, dass rund um die Sella-Plattform ein beträchtlicher Anteil der Klinoformen in die Luft ausstreicht und daher in den Beckensedimenten biostratigraphisch nicht erfassbar ist. Nur an der Ostseite bei Crep de Munt ist auch der jüngste Anteil der Sella-Plattform erhalten. Erste Pollenuntersuchungen aus der obersten St.-Cassian-Fm. belegen dort die *Aonoides*-Zone, d.h. das Unterkarnium-Alter (Keim & Roghi, 2006). Die überlagernde Pordoi-Fm. fällt nach diesen Pollendaten ins obere Unterkarn (*Austriacum*-Zone) bzw. ins tiefe Tuval (Keim & Roghi, 2006).

Exkursionsroute

Die Exkursion schließt stratigraphisch direkt an jene vom Vortag (Seiser Alm-Rosszähne) an und endet im obertriassischen Hauptdolomit.

Stopp 1, Sellajoch: Der erste Halt ist der Plattformhang-Becken-Verzahnung sowie der Faziesrekurrenz in den Beckensedimenten gewidmet (Fig. 3.3). Die Beckensedimente zeigen einen zweifachen Wechsel von Vulkanoklastika und karbonatbetonter Abfolge. Die Beckensedimente am Sellajoch sind von dunklen vulkanoklastischen Sand- und Tonsteinen, mitunter Feinkonglomeraten gekennzeichnet (Wengen-Fm.). Das Aussetzen von Vulkanoklastika und der begleitende Farbwechsel zu typisch graubraunen Mergeln und Kalken mit coarsenig-upward-Trend (St. Cassian-Formation) ist vermutlich auf eine länger anhaltende Flutung des Schutt liefernden Hinterlandes und damit der aktiven Progradation der Plattform zurückzuführen. Über dieser karbonatbetonten Beckenabfolge (mehrere Zehnermeter mächtig) treten erneut Vulkanoklastika (Wengen-Fm.) auf, die abschließend von Kalken und Mergeln der St.-Cassian-Fm. überlagert werden (Fig. 3.3). Der Eintrag von vulkanoklastischem Material in die Becken tritt erst mit der endgültigen Einebnung und marinen Flutung des Schutt liefernden Hinterlandes (Vulkan-Insel) zurück. Diese zweifache Überlagerung der Wengen- und St. Cassian-Formation entspricht der sedimentären Dynamik von Beckenzonen, die abwechselnd dem Eintrag verschiedenen Materials (Vulkanoklastika vs. Riffdetritusschüttungen) ausgesetzt waren.

Stopp 2, Grödner Joch: Die Aufschlüsse am Grödner Joch sind beispielhaft für die Faziesverzahnung von Riffhängen und Beckensedimenten (Fig. 3.4). Dennoch wurde in der Vergangenheit gerade darüber heftig diskutiert (Bosellini, 1982, 1984, Wendt, 1982). Mojsisovics (1879) und auch Leonardi & Rossi (1957) deuteten die Megabreccien am Grödner Joch als untere Riffzungen der Sella-Plattform, die mit den Beckensedimenten (Wengener bzw. Cassianer Schichten) verzahnen. Wendt (1982) sah in den Blöcken teilweise organische *in situ* Buildups. Bosellini (1982, 1984) und Bosellini & Neri (1991) hingegen interpretierten die Megabreccien als kanalisierte Rinnenfüllung mit erosivem Einschnitt in den Beckensedimenten und einer Horizontalschichtung am Top. Die Breccienbänke seien auf wiederholten Kollaps einer älteren Plattform zurückzuführen. Unsere Untersuchungen haben jedoch ergeben, dass das Hauptargument einer kanalisierten Rinnenfüllung, die „channel geometry“, d.h. konkave Untergrenze und flaches Top (Bosellini & Neri, 1991), keiner Prüfung Stand hält. Das rasche Auskeilen der Megabreccien nach Norden ist eine typische Verzahnung mit der Wengen-Formation, ähnlich wie an der Mahlknechtwand (Tag 2): einzelne Cipit-Blöcke finden sich noch im proximalen Becken (Fig. 3.4). Innerhalb der einzelnen Megabreccienbänke treten Kalkarenite auf, die auf aktive Plattformschüttungen hinweisen. Die „Grödner-Joch-Megabreccie“ betrachten wir hiermit als Progradationszunge der Rosszähne-Formation. Diese Progradationszunge kann am Sellajoch (Stopp 1) mit den Kalkareniten der „unteren“ St.-Cassian-Fm. beim Hotel Flora korreliert werden. Die scheinbare Horizontalschichtung der Megabreccienbänke am Grödner Joch ist das Ergebnis tektonischer Einengungsprozesse im Neogen, die zur Bildung der E-W-streichenden „Plan-Grödner-Joch-Antiklinale“ führten: Dadurch fällt die Wengen-Fm. als Teil des S-Schenkels dieser Antiklinale am Grödner Joch nach S; in gleicher Weise ist das S-wärtige Aufbiegen der ursprünglich vermutlich flach N-fallenden, distalen Klinoformen der Rosszähne-Formation erklärbar (Fig. 3.4).

Stopp 3, Liftstation Boé (Crep de Munt): Panorama auf die östlichen Dolomiten und Erläuterung zur differenziellen stratigraphischen Entwicklung im Karn W' und E' des Gadertales.

Stopp 4, Vallon: Die Aufschlüsse am Wandfuß des Zehners/Sas dies belegen eindrucksvoll die karnische Grabenbruchtektone mit Versiegelung derselben durch den obertriassischen Hauptdolomit (Fig. 3.5). Neben der karnischen Extensionsstruktur ist an der Südwand des Boéseekofels/Piz da Lech auch noch ein (ober)?kretazischer Grabenbruch erhalten. Dabei sind die Puezmergel (Unterkreide) lokal in den Hauptdolomit tektonisch eingesenkt (Reithofer, 1928, Doglioni, 1992). Während der

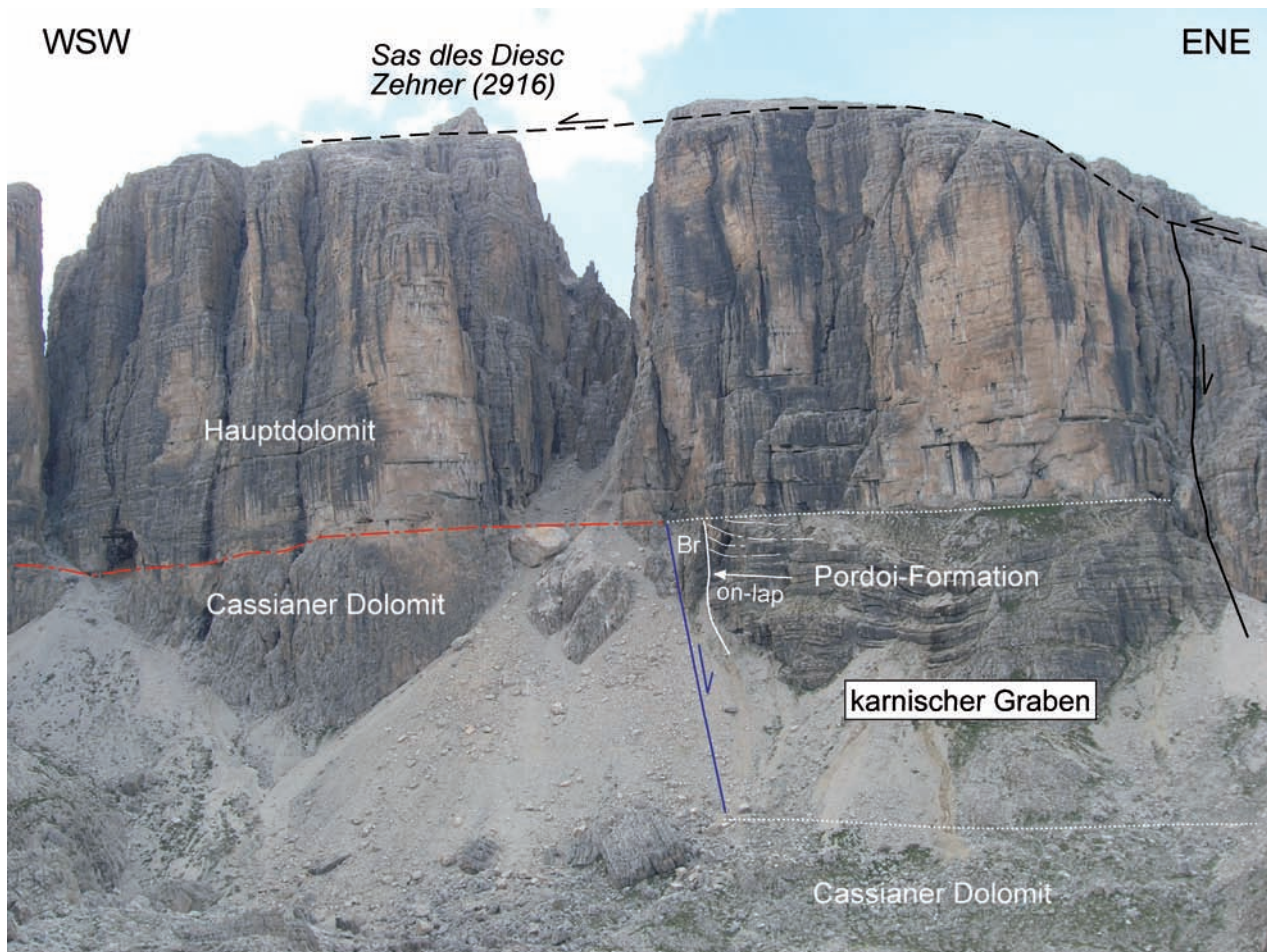


Fig. 3.5: Karnischer Grabenbruch im Vallon (Sella Ostseite) mit Zerbrechen des Cassianer Dolomit und Bildung einer Scarpbreccie (Br). Der tektonisch geschaffene Ablagerungsraum wird von der Pordoi-Fm. mit entsprechendem onlap an die karnische Abschiebung (blau) bzw. die Scarpbreccie verfüllt, während im WSW der Cassianer Dolomit subaerisch exponiert bleibt (rote Strich-Punkt-Linie). Der Hauptdolomit versiegelt die karnischen Extensionsstrukturen. Die Abschiebung im Hauptdolomit (schwarze Linie rechts im Bild) wird von der jüngeren Überschiebung (schwarze strichlierte Linie) am Zehner abgeschnitten. Diese Überschiebung ist der paläogenen Deformationsphase mit Bewegung der Hangendscholle nach WSW zuzuordnen.

paläogenen Kompressionstektonik wurden diese Extensionsstrukturen von einer WSW-gerichteten Überschiebung abgeschnitten (Fig. 3.5, s. auch Doglioni, 1992). Die (ober)?kretazischen Extensionsstrukturen lassen sich neben der Liegendscholle auch im Hauptdolomit der Hangendscholle nachweisen.

Literatur

AA. VV. (1970) Carta geologica d'Italia, Foglio 11, "M. Marmolada", 1:100.000. Servizio geologico Nazionale, Roma.
 AA. VV. (1972) Carta geologica d'Italia, Foglio 027, "Bolzano", 1:50.000. Servizio geologico Nazionale, Roma.

Bacelle Scudeler, L. et al. (1969) Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, foglio 11 Monte Marmolada, pagg. 5-89, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
 Bargossi, G.M. & D'Amico, C. (1988) Significance of the volcanic rocks of Monte Luco (Trentino-Alto Adige, Northern Italy) in the Permian volcanism of the Southern Alps. *Miner. Petrogr. Acta*, **31**, 131-157, Bologna.
 Bargossi, G.M., Rottura, A., Vernia, L., Visonà, D. & Tranne, C.A. (1998) Guida all'escursione sul Distretto Vulcanico Atesino e sulle plutoniti di Bressanone-Chiusa e Cima d'Asta. *Mem. Soc. Geol. It.*, **53** (1998), 23-41, Roma.
 Bargossi, G.M., Klötzli, U.S., Mair, V., Marocchi, M. & Morelli, C. (2004) The Lower Permian Athesian Volcanic Group (AVG) in the Adige valley between Merano and Bolzano: a stratigraphic, petrographic and geochrono-

- logical outline. 32nd International Geological Congress, Florence, Abstr.
- Benciolini, L., Poli, M.E., Visonà, D. & Zanferrari, A. (2001) The Funes/Villnöss Basin: an example of Early Permian tectonics, magmatism and sedimentation in the Eastern Southern Alps (NE Italy). "Natura Bresciana" Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, Monografia N. **25**, 133–138.
- Blendinger, W. (1994) The carbonate factory of Middle Triassic buildups in the Dolomites, Italy: a quantitative analysis. *Sedimentology* **41**, 1147–1159.
- Blendinger, W., Van Vliet, A. & Hughes Clark, M. W. (1990) Updoming, rifting and continental margin development during the Late Palaeozoic in northern Oman. In: Robertson, A.H.F., Searle, M.P. & Ries, A.C. (Eds.) *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geol. Soc. Spec. Publ. **49**, 27–37.
- Bosellini, A. (1965) Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias. *Mem. Museo Sc. Nat. Ven. Trident.* **15**, 1–72, Trento.
- Bosellini, A. & Rossi, D. (1974) Triassic carbonate buildups of the Dolomites. In: L.F. Laporte (Ed.) *Reefs in time and space*. *SEPM Spec. Publ.*, **18**, 209–233.
- Bosellini, A. (1982) Geologia dei Passi dolomitici circostanti il Gruppo di Sella. In: Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale (A. Castellarin A. & G. B. Vai, Eds.). *Guide geologiche regionali della Soc. Geol. It.*, 267–272.
- Bosellini, A. (1984) Progradation geometries of carbonate platforms: example from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy. *Sedimentology*, **32**, 1–24.
- Bosellini, A. (1996) *Geologia delle Dolomiti*. 192 S., Athesia, Bozen
- Bosellini, A. & Neri, C. (1991) The Sella Platform (Upper Triassic, Dolomites). *Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Guidebook Excursion B*, 30 pp, Ortisei (Italy).
- Bosellini, A., Castellarin, A., Doglioni, C., Guy, F., Lucchini, F., Perri, M.C., Rossi, P.L., Simboli, G. & Sommariva, E. (1982) Magmatismo e tettonica nel Trias delle Dolomiti. In: Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale (A. Castellarin A. & G. B. Vai, Eds.). *Guide geologiche regionali della Soc. Geol. It.*, 189–210.
- Brack, P., Schlager, W., Stefani, M., Maurer, F. & Kenter, J. (2000) The Seceda drill hole in the Middle Triassic Buchenstein beds (Livinallongo Formation, Dolomites, Northern Italy) a progress report. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, **106**, 283–292, Milano.
- 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. (1984) Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 435–475.
- 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. & Mostler, H. (1982) *Der geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren Umgebung. Exkursionsführer zur 4. Jahrestagung d. Österr. Geol. Ges., Seis am Schlern, Südtirol*, 1–42, Innsbruck.
- Brandner, R., Flügel, E. & Senowbari-Daryan, B. (1991a) Biotic and microfacies criteria of carbonate slope builders: implications for the reconstruction of source areas (Middle Triassic: Mahlkecht Cliff, Dolomites). *Facies*, **25**, 279–296.
- Brandner, R., Flügel, E., Koch, R. & Yose, L.A. (1991b) *The Northern Margin of the Schlern/Sciliar-Rosengarten/Catinaccio Platform. Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Guidebook Excursion A*, 61 pp, Ortisei, Italy.
- Broglio Loriga, C., Cirilli, S., De Zanche, V., Di Bari, D., Gianolla, P., Laghi, G. F., Lowrie, W., Manfrin, S., Mastradrea, A., Mietto, P., Muttoni, G., Neri, C., Posenato, R., Reichich, M., Rettori, R., & Roghi, G. (1999) The Prati di Stuares/Stuares Wiesen Section (Dolomites Italy): a candidate Global Stratotype Section and Point for the base of the Carnian stage. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **105**, 37–78.
- Brondi, A., Ghezzi, G., Guasparri, G., Ricci, C.A. & Sabatini, G. (1970) Le vulcaniti paleozoiche nell'area settentrionale del complesso effusivo atesino. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, **77**, 157–200, Pisa.
- Brondi, A., Fuganti, A., Lunz, L., Mittempergher, M., Murara, G., Nardin, N., Nascimben, P., Perna, G., Rossi, D., Scudeller Baccelle, L., Sommariva, E. & Zipoli, G. (1976) *Comento al foglio geologico 027 Bolzanoo, scala 1:50.000 (ed. 1973)*. *Studi Trent. Sc. Nat.*, **53**, 109–218, Trento.
- Cassinis, G. & Neri, C. (1992) Sedimentary and paleotectonic evolution of some Permian continental basins in the central Southern Alps, Italy. *Cuad. Geol. Iberica*, **16**, 59–89, Madrid.
- Cassinis, G. & Perotti, C.R. (1994) Interazione strutturale permiana tra la Linea delle Giudicarie ed i bacini di Collio, Tione e Tregiovo (Subalpino centrale, N Italia). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **112** (1993), 1021–1036, Roma.
- Cassinis, G., Perotti, C.R. & Venturini, C. (1997) Examples of late Hercynian transtensional tectonics in the Southern Alps (Italy). In: Dickins, J.M. (Ed.): *Late Paleozoic and Early Mesozoic Circumpacific Events and their global correlation*, pp. 41–50, Cambridge University Press, Cambridge.
- D'Amico, C. (1986) Volcanic sequence in Trentino – Alto Adige. In: Italian I.G.C.P. 203 Group (Ed.): *Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine*

- segment of the Western Tethys. Field Guide Book. Soc. Geol. Ital. & I.G.C.P. Proj. 203 Field Conf., July 1986 – Brescia, Italy, 16–22, Tipolit. Comm. Pavese, Pavia.
- Dal Cin, R. (1972) I conglomerati tardo-paleozoici post ercinici delle Dolomiti. *Verh. Geol. B.-A., Jahrgang 1972*, S. 47–74, Wien.
- Dal Piaz, G.V. & Martin, S. (1998) Evoluzione litosferica e magmatismo nel dominio Austro-Sudalpino dall'orogenesi varisica al rifting mesozoico. *Mem. Soc. Geol. It.*, **53**, 43–62, Roma.
- Dana, J.D. (1875) Corals and coral islands. London.
- Darwin, C. (1842) The structure and distribution of coral reefs. 214 pp., London.
- Di Battistini, G., Gallo, F., Riammetti, F. & Vernia, L. (1989) Permian Andesites from Val d'Isarco and Val di Funes volcanic sequence (Bolzano, northern Italy). *Miner. Petrogr. Acta*, **32**, 133–147, Bologna.
- Doglioni C. (1987) Tectonics of the Dolomites (Southern Alps–Northern Italy). *J. Struct. Geol.*, **9**, 181–193.
- Doglioni, C. (1992) Relationships between Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and Alpine inversion in the Southern Alps. *Eclog. Geol. Helv.*, **85**, 105–126.
- Eisbacher, G. H. (1996) Einführung in die Tektonik. 374 S, Ferdinand Enke, Stuttgart
- Gianolla, P., De Zanche, V. and Mietto, P. (1998) Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy). Definition of sequences and basin evolution. In: De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquín, T. and Vail, P.R. (Eds.) *Mesozoic–Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. *SEPM Spec. Publ.*, **60**, 723–751.
- Golonka, J. & Bocharowa, N. Y. (2000) Hot spot activity and break-up of Pangea. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* **161**, 49–69,
- Heiel, W. & Ladurner, J. (1936) Geologie des Gebietes von Villnb–Gröden–Schlern–Rosengarten. *Jb. Geol. B.-A.*, **36**, 1–63 mit 1 Geol. Karte 1:25.000, Wien.
- Keim, L. & Schlager, W. (1999) Automicrite facies on steep slopes (Triassic, Dolomites, Italy). *Facies*, **41**, 15–26.
- Keim, L. & Brandner, R. (2001) Facies interfingering and syndimentary tectonics on late Ladinian–early Carnian carbonate platforms (Dolomites, Italy). *Int. J. Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, **90**, 813–830.
- Keim, L. & Roghi, G. (2006) The age of the Sella platform (Triassic, Dolomites): new insights from palynological studies. *PANGEO AUSTRIA*, Innsbruck University Press., 140–141.
- Keim, L. & Schlager, W. (2001) Quantitative compositional analyses of a Triassic carbonate platform (Southern Alps, Italy). *Sediment. Geol.*, **139**, 261–283.
- Keim, L. Sptl, C. & Brandner, R. (2006) The aftermath of the Carnian platform demise: a basinal perspective. *Sedimentology*, **53**, 361–386.
- Kenter, J.A.M. (1990) Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. *Sedimentology*, **37**, 777–794.
- Kleibelsberg, R. v. (1935) Geologie von Tirol. 872 S., 1 Geol. Karte 1:500.000, Borntrger Verlag, Berlin.
- Klötzli, U.S., Mair, V., Morelli, C. & Bargossi, 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. sterr. Miner. Petrogr. Ges.*, **145**, 187–188, Wien.
- Krainer, K. (1989) Composition and evolution of Lower Permian molasse sediments (Ponte Gardena Conglomerate) at the base of the Bolzano Volcanic Complex, Southern Alps (N Italy). *N. Jb. Geol. Palont. Mh.*, **7**, 400–424, Stuttgart.
- Krystyn, L. (1983) Das Epidaurus-Profil (Griechenland) – ein Beitrag zur Conodonten–Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. *Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österreich. Akad. Wiss.*, **5**, 231–258.
- Leopardi, P. (1962) Il Gruppo dello Sciliar e le scogliere correlligene dolomitiche. *Ann. Univ. Ferrara, N.S., sez. IX, (Suppl.)*, 83pp.
- Leonardi, P. (1967) Le Dolomiti – Geologia dei monti tra Isarco e Piave. 2 Vol., 1019 pp., Manfrini Editore, Rovereto.
- Leonardi, P. & Rossi, D. (1957) La scogliera del Sella nelle Dolomiti Occidentali. *Ann. Univ. Ferrara*, s. **9**, 3 (1), 1–36.
- Massari, F. & Neri, C. (1997) The infill of a supradetachment (?) basin: the continental to shallow–marine Upper Permian succession of Dolomites and Carnia (Italy). *Sediment. Geol.*, **110**, 181–221.
- Mastandrea, A., Neri, C. & Russo, F. (1997) Conodont biostratigraphy of the S. Cassiano Formation surrounding the Sella Massif (Dolomites, Italy): implications for sequence stratigraphic models of the Triassic of the Southern Alps. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **103**, 39–52.
- Maucher, A. (1960) Der permische Vulkanismus in Südtirol und das Problem der Ignimbrite. *Geol. Rundschau*, **49/2**, 487–497.
- Maurer, F. (1999) Wachstumsanalyse einer mitteltriadischen Karbonatplattform in den westlichen Dolomiten (Südalpen). *Eclogae Geol. Helv.*, **92**, 361–378.
- Maurer, F. & Schlager, W. (2003) Lateral variations in sediment composition and bedding in Middle Triassic interplatform basins (Buchenstein Formation, southern Alps, Italy). *Sedimentology*, **50**, 1 – 22.
- Mietto, P. & Manfrin, S. (1995) La successione delle faune ad ammonoidi al limite Ladinico–Carnico (Sudalpino, Italia). *Ann. Univ. Ferrara*, **5** (Suppl.), 13–35.
- Mittempergher, M. (1958) La serie effusiva paleozoica del Trentino–Alto Adige. I. contributo. *St. e Ric. Div. Geomin. C.N.R.N.*, **I** (1), 61–145, Roma.
- Mittempergher, M. (1960) Studio di alcuni vitrofiri del complesso vulcanico paleozoico atesino. *St. e Ric. Div. Geomin. C.N.R.N.*, **III**, 257–290, Roma.
- Mittempergher, M. (1962) Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Gardena. *Atti*

- Soc. Tosc. Sc. Nat., **Serie A** (fasc. 2), 3-40, 1 Geol. Karte 1:40.000, Pisa.
- Mojsisovics, E.M. von (1879) Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien: Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen. 551 pp, A. Hölder, Wien.
- Mostler, H. (1982) Exkursion 1: Bozner Quarzporphyr und Werfener Schichten. In: Österr. Geol. Ges. (Hrsg.): Exkursionsführer zur 4. Jahrestagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Seis am Schlern 28.9.-2.10. 1982, 43-79, Innsbruck.
- Mundil, R., Brack, P., Meier, M., Rieber, H., Oberli, F. (1996) High resolution U-Pb dating of Middle Triassic volcanics: timescale calibration and verification of tuning parameters for carbonate sedimentation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **141**, 137-151.
- Mundil, R., Zühlke, R., Bechstäd, T., Peterhänsel, A., Egenhoff, S.O., Oberli, F., Meier, M., Brack, P. & Rieber, H. (2003) Cyclicities in Triassic platform carbonates: synchronizing radio-isotopic and orbital clocks. *Terra Nova*, **15**, 81-87.
- Muttoni, G., Kent, D.V., Brack, P., Nicora, A., & Balini, M. (1997) Middle Triassic magnetostratigraphy and biostratigraphy from the Dolomites and Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **146**, 107-120.
- 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.
- Muttoni, G., Nicora, A., Brack, P. & Kent, D.V. (2004) Integrated Anisian/Ladinian boundary chronology. *Palaeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **208**, 85-102.
- Rottura, A., Bargossi, G.M., Visonà, D. & Tranne, C.A. (1998) Petrological and geochemical evidence on the origin and significance of the Permian magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy. *Mem. Soc. Geol. It.*, **53** (1998), 9-21, Roma.
- Sarg, J.F. (1988) Carbonate sequence stratigraphy. In: C.K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Wagoner (Eds.) *Sea level changes: an integrated approach*. SEPM Spec. Publ., **42**, 155-182.
- Sarti, M., Bosellini, A. & Winterer, E.L. (1992) Basin geometry and architecture of a Tethyan passive margin (Southern Alps, Italy): implications for rifting mechanism. In: J.S. Watkins, F. Zhiqiang & McMillen (Eds) *Geology and Geophysics of Continental Margins*. Am. Ass. Petr. Geol. Mem., **53**, 241-258, Tulsa.
- Schuster, R., Schabert, S. & Abart, R. (1999) Permo-Triassic crustal extension during opening of Neotethyan ocean in Austroalpine-South Alpine realm. *Tüb. Geowiss. Arb., S. A*, **52**, 5-6, Tübingen.
- Selli, L. (1998) Il lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d'Asta; cinematica neogenica ed eredità strutturali permo-mesozoiche nel quadro evolutivo del Subalpino orientale (NE Italia). *Mem. Soc. geol. It.*, **53**, 503-541, Roma.
- Slovan, L.E. (1989) Triassic shoshonites from the Dolomites, Northern Italy: alkaline arc rocks in a strike-slip setting. *J. Geophys. Res.*, **94** (B4), 4655-4666.
- Stock, H.W. (1994) Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Oberkreide in den nordöstlichen Dolomiten (Italien). *Jb. Geol. B.-A.*, **137**, 383-406.
- Trener, G.B. (1904) Über die Gliederung der Quarzporphyrtafel im Lagoraigebirge. *Verh. Geol. R.- A.*, **17/18**, 390-394, Wien.
- Wendt, J. (1982) The Cassian patch reefs (Lower Carnian, Southern Alps). *Facies*, **6**, 185-202.
- Wolff, F.v. (1908) Beiträge zur Petrographie und Geologie des Bozener Quarzporphyrs. I. Die Gliederung und petrographische Beschaffenheit des Quarzporphyrsystems der Umgegend von Bozen (Südtirol). *N. Jb. Min. Geol.*, **27**, 72-156, Stuttgart.

LARGE HOLOCENE MASS MOVEMENTS IN THE DOLOMITES (VAL GARDENA AND VAL BADIA)

Alessandro Corsini

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Modena e Reggio Emilia, Largo S. Eufemia 19, 41100 Modena, Italy

Introduction

The Val Gardena and Alta Badia are located in the Dolomites of South Tyrol. During the excursion participants will sightsee some remarkable examples of landslides affecting weak clayey rocks, limestones and porphyry. Insight on some monitored test sites will also be provided. Three main stops are planned: Main stop 1: Mt. Rascesa landslide (Val Gardena); Main stop 2: Passo Gardena landslide (between the Val Gardena and Val Badia); Main stop 3: Corvara landslide (Val Badia) (Fig. 1).

The Geology of the Dolomites is dominated by dolomitic rocks which form isolated peaks or high standing plateaus rising above an altitude of 3000 m (Fig. 2). These rocks result from recrystallisation of Triassic organic reefs in the subsiding ancient Tethys Sea. These reefs grew over earlier crystalline basement rocks, now locally represented by porphyry. Reefs in many cases interfinger at the margin with basinal deposits of volcanic, carbonaceous or calcareous origin, mainly deposited as turbidites. These basinal deposits are now layered weak rocks composed of marl or limestone strata alternating with thin clay shale and claystone strata, outcropping on slopes underlying dolomite scarps.

Geomorphological features are strictly related to the climatic vicissitudes of the Quaternary. Glacial deposits related to the Würm Pleniglacial phase can be found at elevations above 2000 m. Cirques, suspended valleys and glacial deposits are found in both areas at lower elevations, witnessing the presence and progressive disappearance of valley glaciers which developed during the Würm Lateglacial phase and the Holocene. Scree talus and fans which border the foot of the dolomite slopes are the result of periglacial and gravitational processes which have been active since the disappearance of the Pleniglacial ice cap.

In the area, landforms and deposits due to slope movements triggered in the Lateglacial to early Holocene period are widespread (Fig. 3). Landslide deposits are mainly ascribable to vast rock falls from the dolomite cliffs and rotational-translational slides occur in correspondence



Fig. 1: Field trip itinerary.

with slopes made up of pelitic rock types. In the latter case, landslide bodies are sometimes characterised by a thickness exceeding 100 m and an extension of several square kilometres. In some cases, deep rotational slides affecting the pelitic formations are associated with lateral spreading processes in the overlying dolomites.

Radiocarbon dating of samples collected from drill cores and outcrops, showed a certain cluster of events in two distinct temporal phases. The first phase was observed in the Preboreal and Boreal (about 11,500 to 8500 cal BP) and includes, on the one hand, large translational rock slides, which affected the dolomite slopes following the withdrawal of the Würm glaciers and the consequent decompression of slopes and, on the other hand, complex movements (rotational slides and flows) which affected the underlying pelitic formations and were probably favoured by high groundwater levels resulting from an increase of precipitation and/or permafrost melt. A second



Fig. 2: Overview of part of the Val Badia.

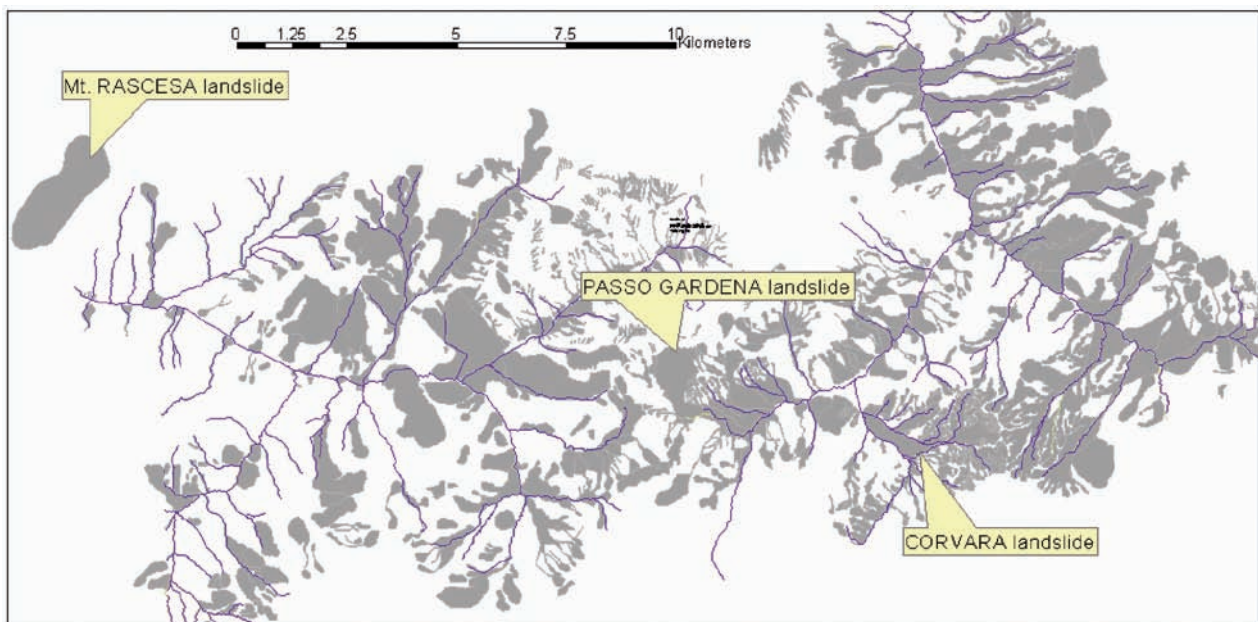


Fig. 3: Spatial distribution of landslides in the Val Gardena and Val Badia.

concentration of landslide events is found during the Sub-boreal (about 5800 to 2000 cal BP), when slope processes, mainly rotational slides and/or flows, took place in both study areas. These slides may be considered as reactivations of older events linked to the phase of increased pre-

cipitation, which has been documented in several European regions during the mid-Holocene period. On the other hand, during the Little Ice Age, the scarce number of landslides dated in the study areas does not enable an increased frequency of landsliding to be detected.

Main stop 1: Mt. Rascesa landslide (Val Gardena)

The Mt. Rascesa landslide is a roto-translational rock slide affecting porphyry rock masses and extending over an area of about 2 km² (Fig. 4). Rock blocks making up the toe of the landslides are found across the valley, pointing to an ancient (undated) event that dammed the Gardena torrent. Recently, L-band interferometric analysis has shown movements taking place in the crown zone, linked to activity of scree slopes. No other monitoring has been performed on this landslide so far.

Main stop 2: Passo Gardena landslide (between Val Gardena and Val Badia)

The Passo Gardena landslide is a complex-composite-type mass movement extending over an area of about 2.4 km². It starts off as a rock block slide affecting dolomite rock types (making up clean rocky and spiky outcrops) – that in turn have fallen into coarse boulders. This landslide evolves into a rotational slide affecting weak clayey rocks of the S. Cassiano and La Valle formations, and then becomes an earth slide – earth flow of some million m³ of clay-rich material (Fig. 5).

Borehole investigations and a geophysical survey have shown that the thickness of the earth slide – earth flow portion ranges from 45 to 70 m. Concerning present day movements, the uppermost rock block slide does not show evidence of ongoing activity, whereas large sectors of the flow-like processes are active, damaging a strategic roadway connecting the Alta Badia Valley with the adjacent valley.

Recent monitoring data from inclinometers have shown that movements in the earth flow portion take place on sliding surfaces located at a depth of about 20 m. Downslope, movements are negligible, so at present the landslide is considered to be active-suspended or dormant. Seismic data have also shown that underneath the toe of the landslide, a 30 to 50 m thick level of glacial or fluvial-glacial gravel exists; this level probably acts as a natural drainage system, preventing the steeper portions of the earth flow from being active with higher displacement rates.

Main stop 3: Corvara landslide (Val Badia)

The Corvara landslide is an active slow moving rotational earth slide – earth flow, extending over an area of about 2.5 km² (Fig. 6). Present day movements of the Corvara landslide cause damage of the National Road 244 and other infrastructures on a yearly basis. The movements also give rise to more serious risk scenarios for some buildings located in front the toe of the landslide.

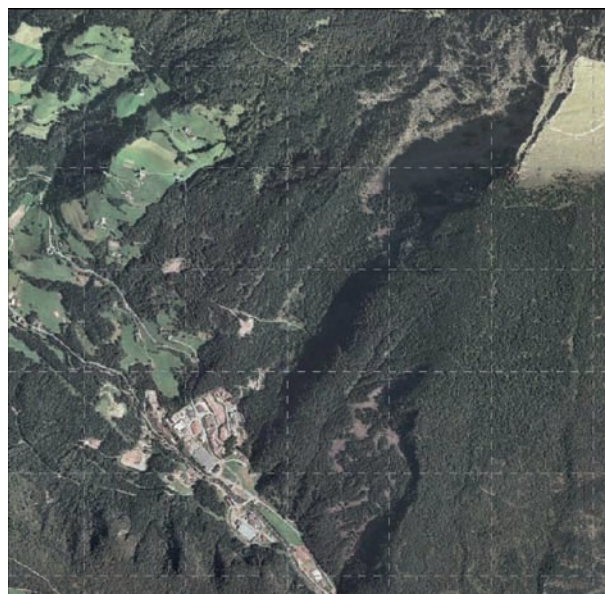


Fig. 4: Aerial view of the Mt. Rascesa landslide.



Fig. 5: Aerial view of the Passo Gardena landslide.

For these reasons, the landslide has been under observation since 1997 with various field devices that enable slope movements to be monitored for hazard assessment purposes. Differential GPS measurements on a network of 47 benchmarks showed that horizontal movements at the surface of the landslide have ranged from a few centimetres to more than one metre between September 2001 and September 2002, with the maximum displacement rate recorded in the track zone and in the uppermost part of the accumulation lobe of the landslide. Borehole measuring systems, such as inclinometers and TDR cables, recorded similar rates of movement, with the depths of the major



Fig. 6: Aerial view of the Corvara landslide.

active shear surfaces ranging from 48 m to about 10 m. From these data, it is estimated that the active component of the landslide has a volume of about 50 million cubic metres. The hazard for the Corvara landslide, considered as the product of yearly probability of occurrence and magnitude of the phenomenon, can be regarded as medium or high considering the velocity or alternatively the involved volume. Finally, the monitoring results obtained allowed developing numerical models to support the identification of viable passive and active mitigation measures.

ACTIVE ROCK GLACIERS AT HOHE GAISL (EASTERN DOLOMITES)

Karl Krainer¹ and Kathrin Lang²

¹ Institute of Geology and Paleontology, Leopold-Franzens-University Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria; Karl.Krainer@uibk.ac.at

² Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Autonome Provinz Bozen, Eggentalerstraße 48, I-39053 Kardaun, Italien; Kathrin.Lang@provinz.bz.it

General Aspects

Aim of the excursion

This one-day trip will examine the dynamics of an active rock glacier situated in the Gletscherkar at the foot of the Hohe Gaisl in the eastern Dolomites (Fig. 1). The first stop will provide an overview on the rock glacier and the geology of the entire catchment area. The second stop includes several locations on the rock glacier where geomorphological aspects, composition, structure, ground temperatures, hydrology and surface velocities will be discussed. The third stop is at the base of the steep front of the northeastern lobe, where small amounts of meltwater are released from the rock glacier and infiltrate into the bedrock along karst cavities. In front of the rock glacier the bedrock (Dachstein limestone) shows a well developed karst morphology including karren, ponors, and dolines. Another active rock glacier is located in the Gaislkar. The tongue-shaped Gaislkar rock glacier is 650 m long, 125–95 m wide and covers an area of 0.1 km². The rock glacier ends at an altitude of 2425 m and extends to the highest point at 2525 m. The front slope is up to 50 m high, the gradient of the front slope measures 35– 40°. The surface is characterized by well developed transverse ridges and furrows. The rock glacier in the Gaislkar is not easy to access (no trail). Both rock glaciers have been described in detail by Lang (2006).

Geological Setting

The bedrock of the Hohe Gaisl massif and the catchment area of the rock glacier in the Gletscherkar are composed of carbonate rocks of the Upper Triassic (Norian – Rhaetian) Hauptdolomite and Dachsteinkalk formations (Fig. 2). The Hauptdolomite formation is a well bedded

cyclic succession of intertidal stromatolite facies and thicker, subtidal mudstone beds locally containing abundant megalodonts and gastropods.

The Dachsteinkalk formation is composed of thick bedded gray limestone containing megalodonts. Intercalated are thin black pebble breccias. Locally the limestone is dolomitized. Limestone is intensively karstified and displays well developed karst morphology.

The block of the Hohe Gaisl Massif is composed of flat lying Hauptdolomite and Dachsteinkalk. This block was uplifted during the Neogene along two steep faults forming a positive flower structure. The ridge of the Gumpalspitzen east of the Hohe Gaisl is strongly folded and faulted. Due to their orientation these folds are ascribed to the Dinaric compressional event (top SW).

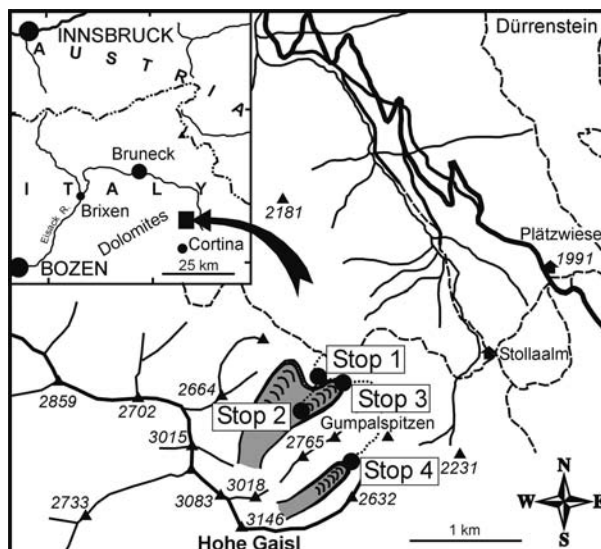


Fig. 1: Location map of Gletscherkar and Gaislkar rock glaciers in the eastern Dolomites, South Tyrol (Northern Italy).

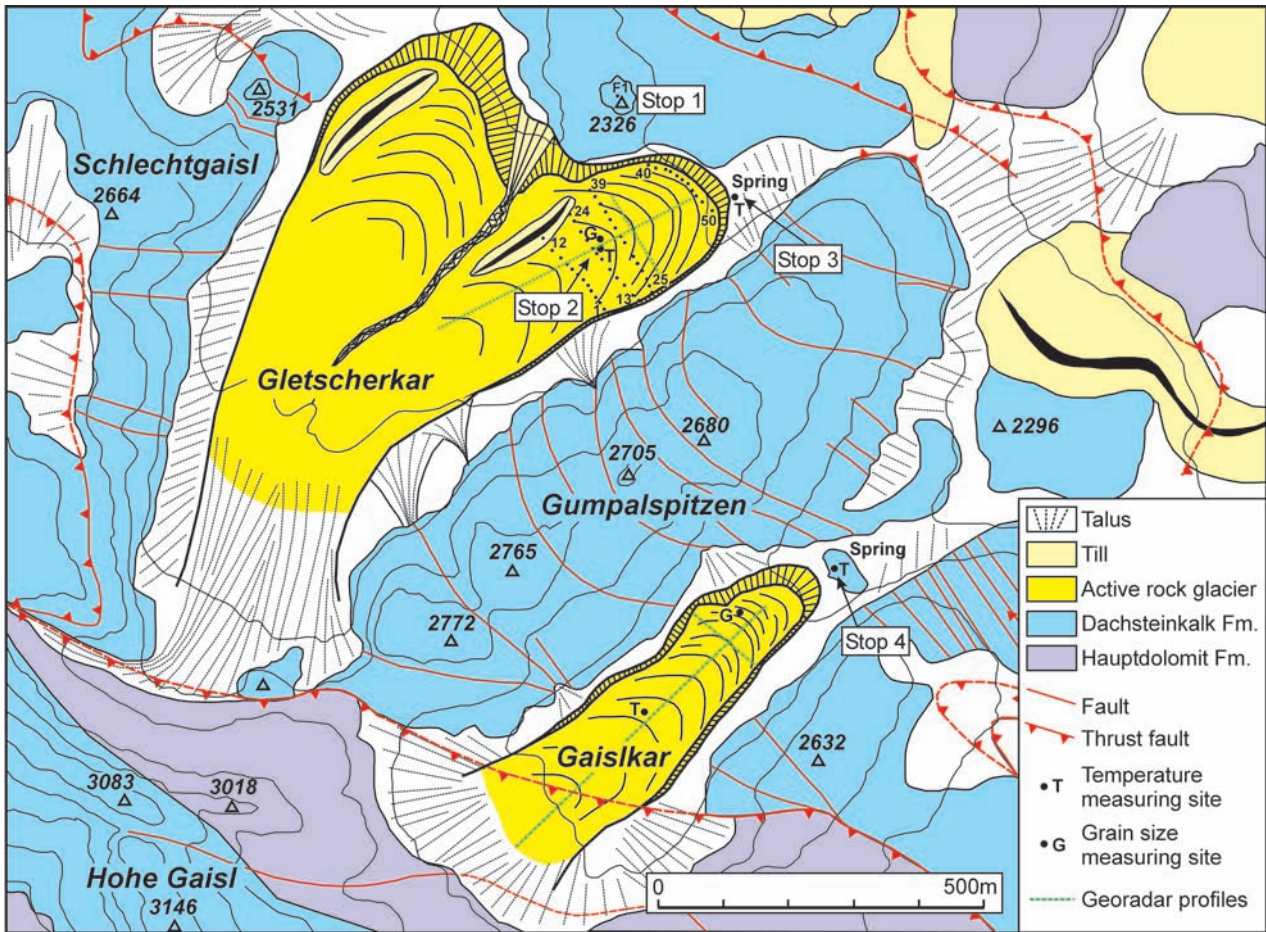


Fig. 2: Geologic/geomorphologic map of the northeastern part of the Hohe Gaisl massif in the eastern Dolomites with Gletscherkar and Gaislkar rock glaciers.

Active Rock Glaciers

Rock glaciers are considered as the product of alpine permafrost processes by some scientist. Rock glaciers are debris-covered, slowly flowing mixtures of rock and ice common in many alpine and arctic regions (for summary see Barsch, 1996; Haerberli, 1985; Whalley and Martin, 1992); they are striking morphological expressions of permafrost creep and belong to the most spectacular and most widespread periglacial phenomenon on earth. Rock glaciers are important agents of geomorphic modification of the landscape, particularly of alpine landscapes. They are widespread in alpine regions, but are less well studied than their "true" ice-glacier counterparts.

In the eastern part of the Alps a large number of rock glaciers is present (Lieb (1996), particularly in the central mountain ranges composed of metamorphic rocks ("Altkristallin"). Many of them are exceptionally large and highly active. Active rock glaciers are less common in the mountain ranges composed of carbonate rocks such as the Northern Calcareous Alps or the Dolomites. Although few

active rock glaciers are present in the Dolomites, they have never been studied in detail.

Excursion

Excursion Route

The excursion route starts at Plätzwies and follows the Dolomitenhöhenweg (trail) Nr. 3 to Roßhütte: from Plätzwies (1991 m) towards southwest, passing the Stollaalm, then towards northwest to Gumpalboden. The route leaves the trail at an altitude of ca. 2250 m to climb the hill (2326 m) formed of karstified limestone ca 200 m south of the trail (Stop 1; Fig. 1).

Description of Stops

Stop 1: Overview Gletscherkar

The first Stop which is located on a hill in front of the rock glacier provides an excellent overview on the rock

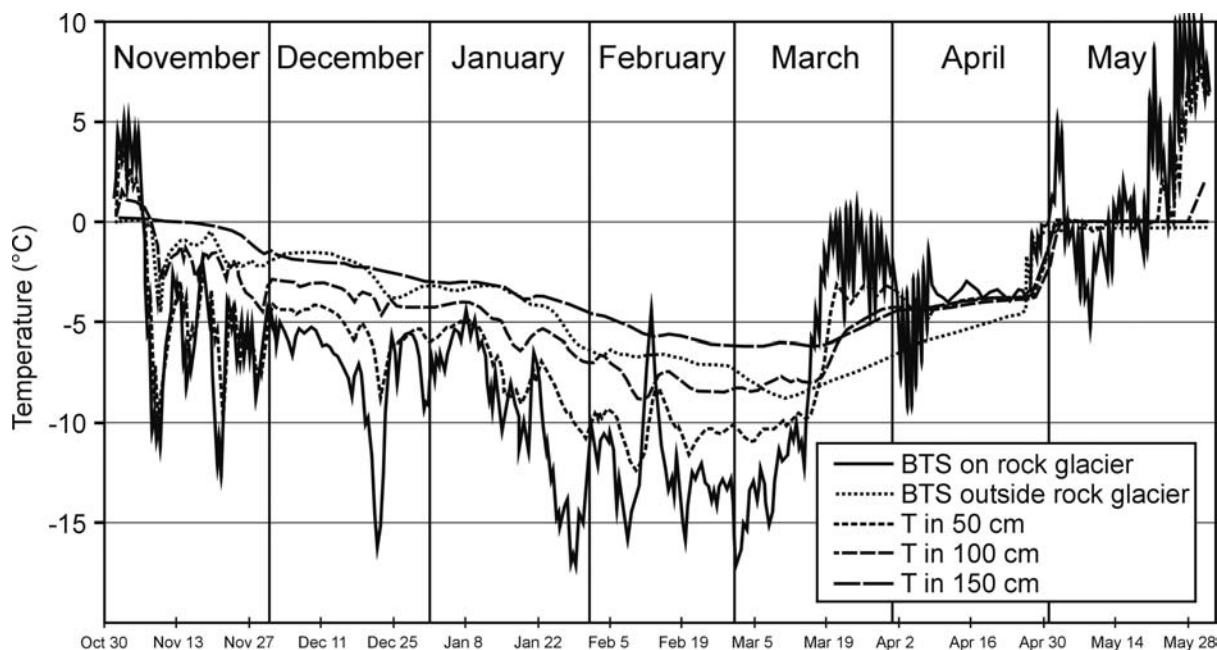


Fig. 3: Temperatures at the base of the snow cover (BTS) and within the debris layer at Gletscherkar rock glacier from November 1, 2004 until May 31, 2005.

glacier and the entire catchment area (location see Fig. 1). The rock glacier is located in the Gletscherkar on the northeastern side of the Hohe Gaisl (3146 m). The rock glacier lies in a cirque which is surrounded by steep walls composed of Upper Triassic carbonate rocks of the Hauptdolomite and Dachsteinkalk formations. Debris of the rock glacier is mainly derived from a prominent, NW-SE-trending fault, along which the bedrock is intensively deformed. The rock glacier is 850 m long, 300–550 m wide and covers an area of 0.3 km². The rock glacier extends from an altitude of 2340 m at the front to about 2500 m. The average gradient of the surface is 5°. The eastern lobe shows well developed surface topography of transverse ridges and furrows. The surface is coarse-grained; the front is very steep (35–40°) and composed of fresh, reddish material bare of vegetation.

Stop 2: Surface of the rock glacier

Stop 2 includes several locations on the rock glacier beginning in the upper part. All stops are located on the eastern lobe of the rock glacier, extending from ca. 2500 m to ca. 2350 m.

The debris layer ("active layer") of the rock glacier is composed of dolomite and limestone derived from the Hauptdolomite and Dachstein formations. The grain size of the uppermost layer (surface) varies from place to place; coarse-grained areas alternate with finer grained areas. In coarse grained areas most grains range from 1 to 30 cm in grain size, rarely exceeding 1 m. In fine-grained areas

clasts 1–10 cm in size dominate; clasts larger than 20 cm are rare.

In the upper, steeper part of the rock glacier the debris has locally been reworked by flowing water, probably during summer thunderstorms showing characteristic features of debris flows, rarely of sieve deposits.

In the upper part massive ice is exposed during the summer months at several places below a less than 1 m thick debris layer. The ice is coarse-grained, banded, and contains thin, fine-grained debris layers parallel to the banding. Rarely larger clasts occur within the ice.

During the melting season small thermokarst lakes may be developed on the upper part of the rock glacier. Meltwater streams may be present flowing over short distances on the surface of the ice and within the thin debris layer. Downstream the meltwater disappears within the thicker debris layer and no meltwater is seen on the surface of the rock glacier on the lower and middle portions.

Temperatures within the debris layer are mainly controlled by the local weather conditions, the frozen core of the rock glacier and the thickness of the debris layer. During summer the temperature decreases rapidly within the debris layer. At a depth of 150 cm no daily temperature variations are recorded and the temperature never exceeded +2°C during summer 2004 and +3°C during summer 2005. During the winter 2005–2006 the temperatures at the base of the snow cover (BTS) on the rock glacier were significantly lower (-14.5 – -4.5°C) than outside the rock glacier (-5.5 – -2.9°C) (Fig. 3).

We established a geodetic network of 50 survey markers along four transects perpendicular to the flow direc-

Hohe Gaisl BG Gletscherkar

GPS- Messungen
6.8.2004 - 19.9.2005 - 11.8.2006

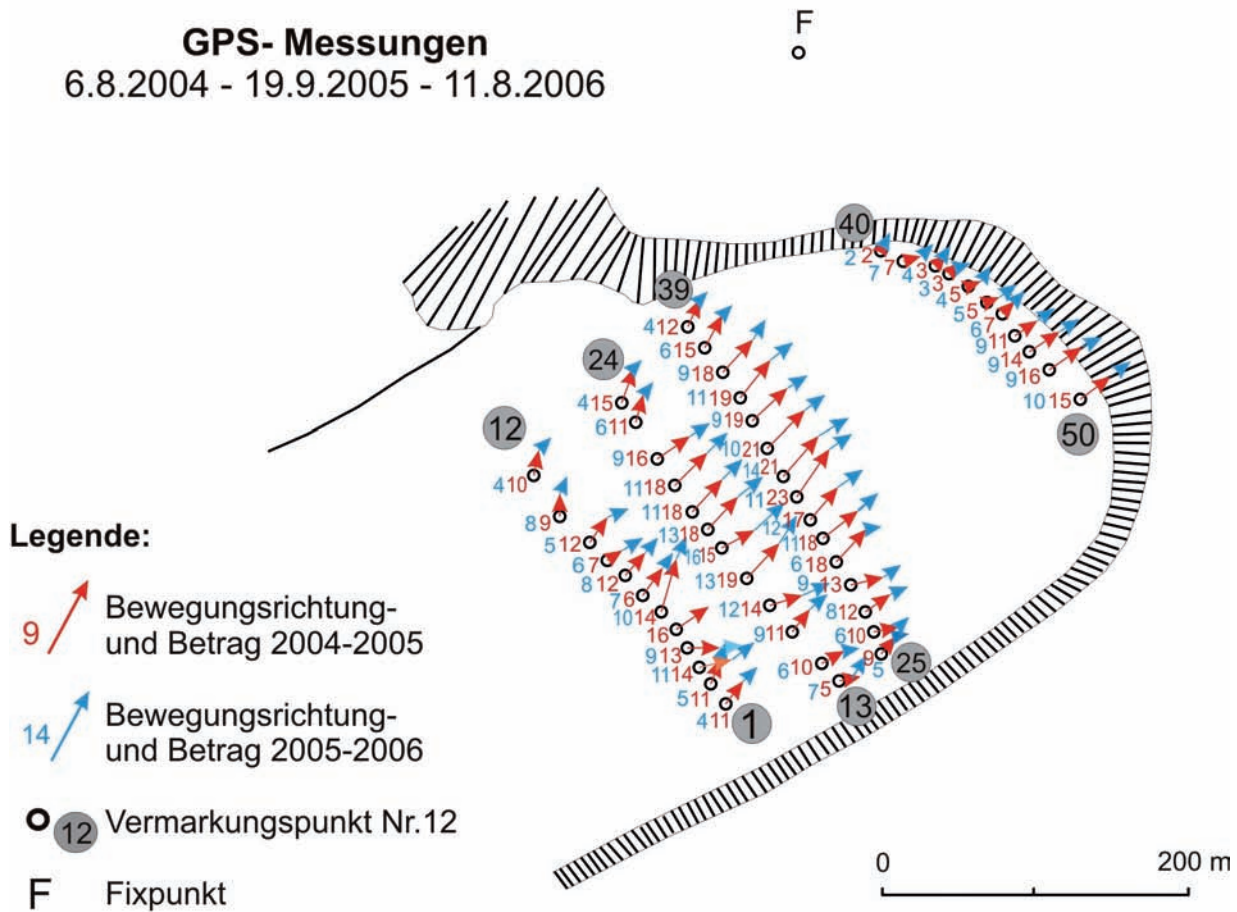


Fig. 4: Surface flow velocities on the lower part of Gletscherkar rock glacier recorded from August 6, 2004 to September 19, 2005, and from September 19, 2005 to August 11, 2006.

tion on the eastern lobe of the rock glacier and two fixed control points on the hill in front of the rock glacier in July 2004. The survey markers were first measured on August 6, 2004 using differential GPS technique (Ashtec Z-Max).

The survey markers were remeasured on September 19, 2005 and August 11, 2006.

Along all transects the surface flow velocities decreased from the axis to the rock glacier margins. From August 2004 to September 2005 the highest flow velocity was 23 cm measured at survey marker 32. Horizontal displacements along the axis measured 16–23 cm, decreased towards both margins to 5–15 cm. Lowest flow velocities of 2–7 cm were recorded near the northern part of the front. From September 2005 to August 2006 the velocities decreased significantly. The highest flow velocity was 16 cm recorded at survey marker 18. Flow velocities varied

between 9 and 16 cm along the axis and from 4 to 7 cm near the margins (Fig. 4).

Georadar measurements provided information on the internal structure and thickness of the rock glacier. We used a GSS SIR System 2000 equipped with a multiple low frequency antenna. We measured two profiles using antennas with a centre frequency of 35 MHz and constant antenna spacing in point mode (constant-offset profiling). Data were collected by fixed-offset reflection profiling (Fig. 5). Distance between transmitter and receiver was 4 m, step size (distance between the data collection points) was 1 m. The antennas were oriented perpendicular to the profile direction. The main record parameters were 1000 ns time range, 1024 samples/scan, 16 bits/sample, and 32-fold vertical stacking. The data indicate that the rock glacier has a total thickness of approximately 25 m. In the lower and middle part the debris

layer is 3–5 m thick. Below the debris layer numerous, well developed reflectors are visible indicating the presence of shear planes in the frozen body of the rock glacier which according to ice exposures in the upper part is composed of coarse (glacier) ice with numerous thin debris layers parallel to the banding (Fig. 5). A thin sediment layer (?lodgement till) may be present at the base of the rock glacier.

Stop 3: Front of the rock glacier, karst features

The front of the eastern lobe of the rock glacier is steep, bare of vegetation and composed of debris containing a high amount of fine-grained sediment. Sieve analysis show that silt and mud (< 0.063 mm) constitute 6–16%, sand 10–28% and gravel 65–83%. The material is poorly sorted.

At the base of the steep front a rock glacier spring is present which releases only a small part of the meltwater. During the meltwater season discharge is mostly less than 1 l/sec, later in the season (August, September) the spring is partly dry. The water temperature of the spring at the front of the rock glacier remains constantly below 1°C during the entire melt season.

The meltwater released at the spring flow a few metres through the blocky material in front of the rock glacier and disappears along karst channels within a doline-like karst hole. The bedrock in front of the rock glacier is composed of Dachstein limestone, which displays a typical karst morphology including karren, karst holes and ponors.

Discussion

Internal structures (shear planes) and particularly ice exposures at the upper part of the rock glacier clearly indicate that the rock glacier in the Gletscherkar developed from a debris-covered cirque glacier. We suggest that the glacier has developed from a small cirque glacier during retreat through inefficiency of sediment transfer from the glacier ice to the meltwater. The presence of a cirque glacier at Gletscherkar is documented in the older literature and on older maps, for example on a topographic map published in 1902.

References

- Barsch, D. (1996). Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. – Springer-Verlag, Berlin.
- Haerberli, W. (1985). Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock glaciers. – Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie ETH Zürich 77: 1–142.
- Lang, K. (2006): Geologie des Hohe Gaisl Massives (Prags-er- und Ampezzaner Dolomiten) unter besonderer Berücksichtigung der aktiven Blockgletscher. – Unveröff. Diplomarbeit, Institut für Geologie und Paläontologie, Leopold- Franzens- Universität Innsbruck, 170 S.
- Lieb, G. K. (1996). Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. – Arb. Inst. Geogr. Univ. Graz 33: 9–125.
- Whalley, W. B. & Martin, H. E. (1992). Rock glaciers: II models and mechanisms. – Progress in Physical Geography 16, 127–186.

SYNOROGENIC SEDIMENTS OF THE WESTERN NORTHERN CALCAREOUS ALPS

Hugo Ortner¹ and Reinhard Gaupp²

¹ Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck, Österreich

² Institut für Geowissenschaften, FSU Jena, Burgweg 11, D-07749 Jena, Deutschland

General Introduction

The main objective of this field trip is to demonstrate the Cretaceous syntectonic sediments of the Northern Calcareous Alps (NCA) in the western part of the Eastern Alps (Fig. 1). Today most of the crystalline basement rocks of the NCA are tectonically or erosionally removed, or have lost their information on this early phase of Alpine orogeny because of late Alpine metamorphic overprint. The Cretaceous synorogenic sediments thus are particularly important for the reconstruction of early Alpine geodynamics.

Geodynamic evolution of the Eastern Alps and NCA

The Eastern Alps were involved in two orogenies (Fig. 2): the first closed the Meliata ocean during the Cretaceous, whereas the second orogeny closed the Penninic ocean during the Cenozoic (Thöni and Jagoutz, 1993; Froitzheim et al., 1994, 1996; Faupl and Wagneich, 2000; Neubauer et al., 2000). The first orogeny caused stacking of nappes within the Adriatic microplate, which was in a foreland position with respect to the closure of the Meliata ocean to the southeast (e.g. Neubauer, 1994; Froitzheim et al., 1996; Fig. 2a). In the NCA, which presently form the northernmost part of the Adriatic microplate, thin-skinned nappes were sheared off their original basement and transported to the northwest over a distance of tens of kilometers (Linzer et al., 1995; Eisbacher and Brandner, 1996; Ortner, 2003a; Auer and Eisbacher, 2003). Initial stacking of the Allgäu-, Lechtal- and Inntal thrust sheets was directly related to this event.

The second, Cenozoic orogeny gave the Eastern Alps much of their present structure and was related to the closure of the Penninic ocean separating the Adriatic microplate and the European plate between the Early Jurassic and the Eocene (e.g. Frisch, 1979; Schmid et al., 1996). Cenozoic orogeny led to accretion of material

from the lower plate to the Alpine orogen. Sedimentary units from the Penninic ocean (Rhenodanubian Flysch nappes), the southern passive margin of the European plate (Helvetic nappes) and from the northern Alpine foreland basin (allochthonous Molasse) were successively incorporated into the Alpine wedge (Fig. 2b).

What are synorogenic sediments?

Commonly, the onset of synorogenic sedimentation in a carbonate-dominated passive margin succession such as the NCA is defined by the onset of siliciclastic deposition. During orogeny basement units in the internal mountain belt will be uplifted and eroded, supplying siliciclastic detritus to the external belt. However, the Helvetic European margin has numerous siliciclastic ingressions in the passive margin succession, so this criterion might not be reliable. Synorogenic sediments in mountain belts often display stratal geometries related to fold growth during sedimentation. Growth strata are well known from e.g. the Sevier thrust belt (DeCelles, 1994), the Andean chain (Zapata and Allmendinger, 1996; Verges et al., 2007), the Pyrenees (Riba, 1976; Puigdefabgras et al., 1992) and are found predominantly in siliciclastic (l.c.), but also in carbonatic successions (Masaferro et al., 2002; Eichenseer and Luterbacher, 1992). In the NCA, growth strata geometries were described from the Gosau Group at Muttekopf (Ortner, 2001) and depicted in cross sections of the Branderflecken-Fm. by Kockel et al. (1931), however angular unconformities were described from various synorogenic formations (e.g. Brinkmann, 1934; Wopfner, 1954; Faupl, 1983; Wagneich, 1986; Sanders, 1998) and partly interpreted in terms of extensional tectonics.

Thrusting and synorogenic sedimentation in the NCA

The transect of the NCA across the Allgäu and Lechtal Alps is a unique place to study the dynamics of thrusting and coeval synorogenic sedimentation because of

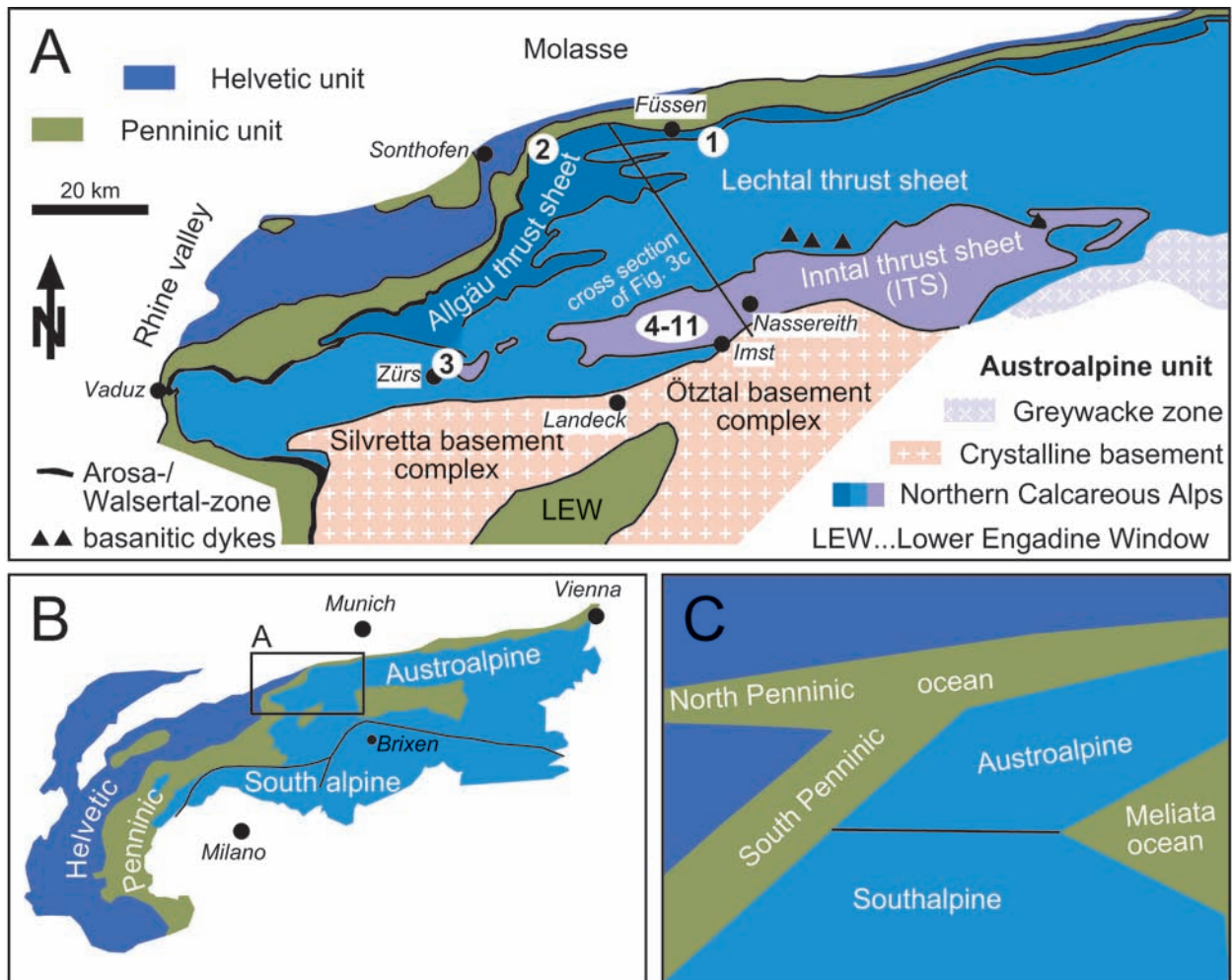


Fig. 1: A) Geologic sketch and approximate location of outcrops. The field trip starts and ends in Nassereith, continues to Füssen (stop 1) and Hindelang (stop 2) near Sonthofen. On the second day, outcrops near Zürs (stop 3) and Imst (stop 4) will be visited. The last day will be spent near Imst (stops 5-11). B) Location of the Excursion area within the Alpine arc. C) Simplified paleogeographic sketch of the Alpine realm at the Jurassic-Cretaceous boundary.

partly spectacular outcrop conditions. Thrust activity in the NCA started, when these were still deeply submerged and pelagic conditions prevailed. The thrust planes were emergent and therefore superimposed the hanging-wall units onto the youngest synorogenic deposits of the footwall (Fig. 3a). As a consequence, the hanging-wall was uplifted above sea level and eroded. Subsidence brought the nappe stack from subaerial to shallow marine and finally deep marine conditions (Gaupp, 1982; Wagreich, 1993). Folding within the thrust sheet created piggy-back basins that were filled by growth strata.

The process of nappe stacking can be further refined using a ramp-flat model (Ortner, 2003). As the thrust sheet climbs up the ramp and relative sea level falls on top, small isolated carbonate platforms or build-ups grow on top (Fig. 3a, bottom). These are eroded during

further uplift of the thrust sheet, and bioclastic debris is redeposited into the adjacent basin. Submarine topography causes instability and hence collapse of the flanks of the ramp anticline, redepositing large olistoliths into the basin. In a later stage, the thrust sheet starts to deform internally. Material eroded from the flanks of evolving anticlines is deposited into the synclines on top of an (angular) erosional unconformity, and continuous fold growth leads to the development of angular unconformities within the deposits (growth strata; Fig. 3a, top).

The synorogenic sedimentary successions of the western NCA can be compared to specific positions in such a model:

Upper Footwall sedimentation: On the upper footwall flat (1 in Fig. 3a) below the thrust units, conformable onset of synorogenic sedimentation probably records dis-

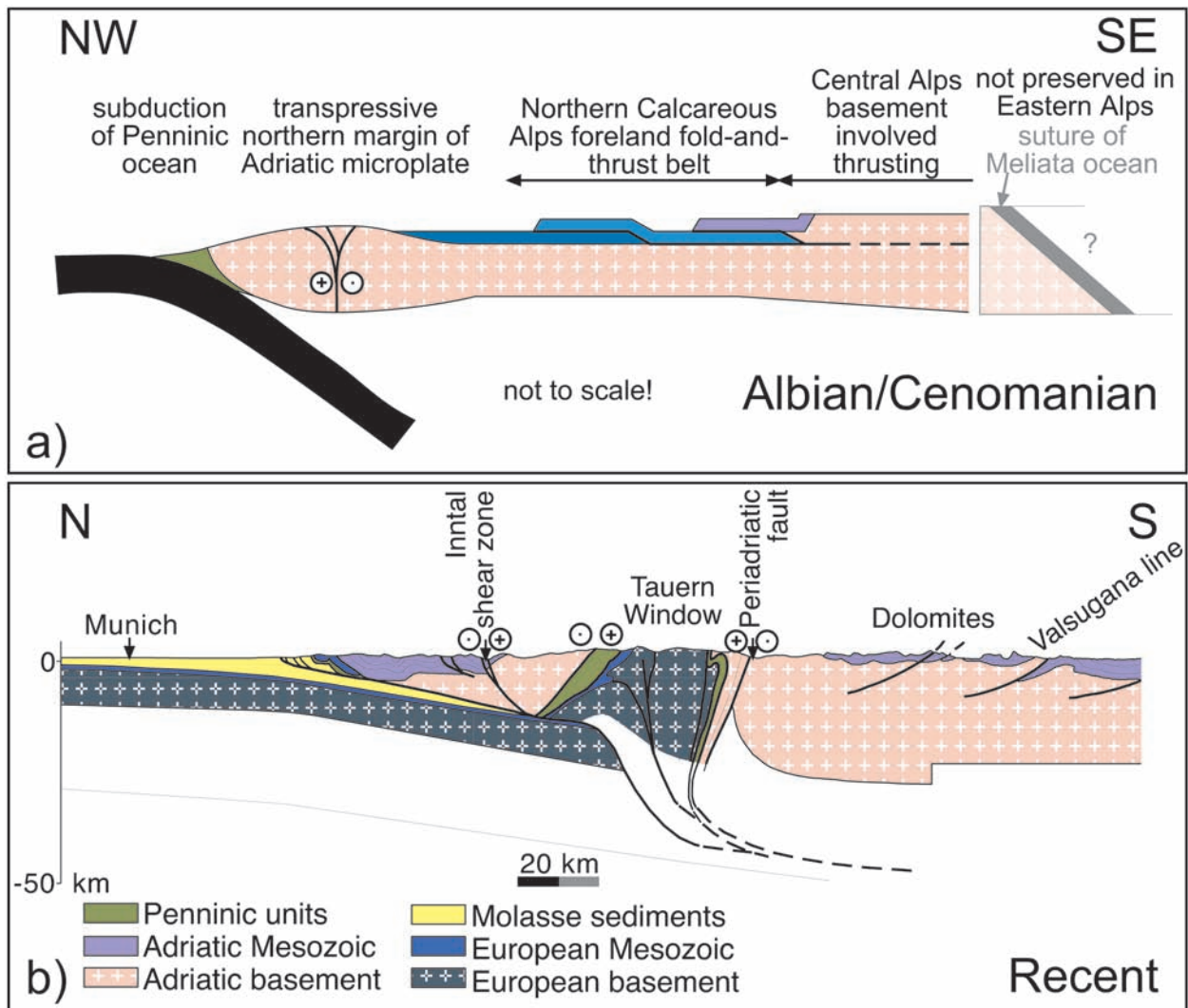


Fig. 2: Conceptual models illustrating the two stages of Alpine orogeny in Eastern Alps. a) Cretaceous orogeny, when today's Eastern Alps were in a foreland position to the closure of the Meliata ocean (modified from Wagreich, 2003a), and b) Cenozoic orogeny, in which the Eastern Alps formed the upper plate during closure of the Penninic ocean (modified from Lammerer and Weger, 1998).

tant onset of contraction related to orogeny, and deposition of shallow water biogenic detritus shows the approaching of the thrust unit. The youngest sediments below the thrust record the minimum age of thrusting at the point of observation. This situation is comparable to Aptian-Albian synorogenic sedimentation of the Tannheim and Losenstein Fms. on top of the Allgäu thrust sheet (ATS), which are overlain by the Lechtal thrust sheet (LTS) and to Albian-Cenomanian synorogenic sedimentation of the Lech Fm. on top of the southern LTS, which is overlain by the Inntal thrust sheet (ITS) (Fig. 3b). The uppermost Lech Fm. locally contains shallow water detritus transported by gravity flows ("Urgonian"; Schlagintweit, 1991; Leiss, 1992) and thereby records the destruction of carbonate buildups at the flanks of the approaching ITS. Several large slabs and boulders of

Mesozoic rock within the Lech Fm. were interpreted as olistoliths by May and Eisbacher (1999).

Thrust-sheet-top sedimentation: On top of the thrust unit, where structural thickening has taken place, unconformable transgression of terrestrial sediments on deeply eroded older rocks records exhumation. The Branderfleck Fm. on top of the northern LTS and of the Gosau Group on top of the ITS are found in this structural position (2 in Fig. 3a).

In the foreland and the hinterland of the structure, undisturbed synorogenic sedimentation will continue (Fig. 3a). The Cenomanrandschuppe (CRS) formed the northern continuation of the ATS prior to the Campanian, when it was overthrust by the LTS. The CRS has a conformable and continuous synorogenic sedimen-

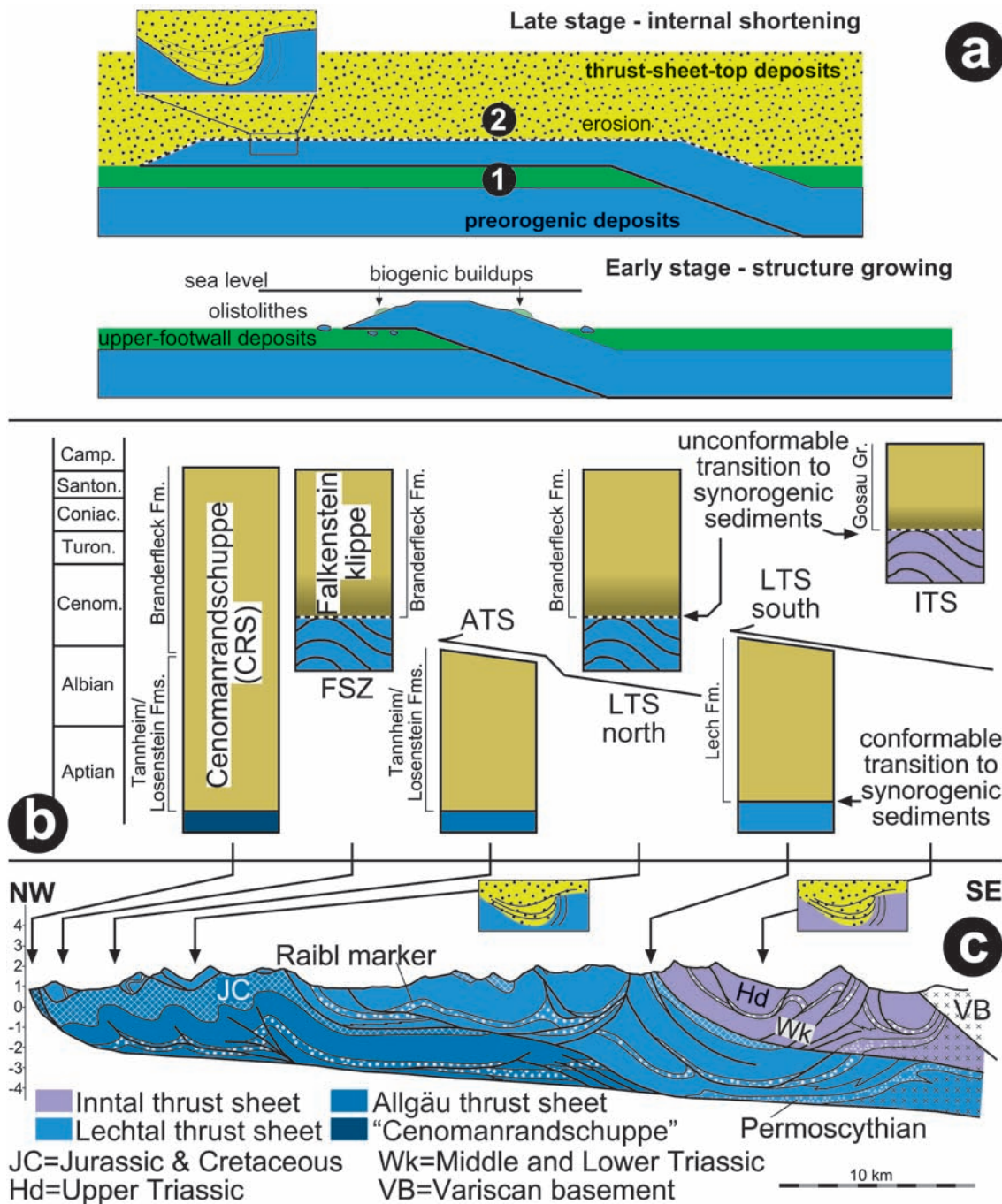


Fig. 3: The relationship of thrusting and synorogenic sedimentation. A) Ramp-flat model illustrating the effects of thrusting in a deep marine environment during an early stage (bottom) and a late stage (top). B) Distribution and timing of synorogenic sedimentation in the western part of the Northern Calcareous Alps. CRS = "Cenomanrandschuppe", a frontal slice of the Allgäu thrust sheet, FSZ = "Falkensteinzug", a klippe forming the northern continuation of the Lechtal thrust sheet. C) Cross section of the Northern Calcareous Alps along field trip transect, simplified from Eisbacher et al. (1991).

tary succession from the Aptian to the Campanian, overlapping both Upper Footwall sedimentation below and thrust-sheet-top sedimentation on top of the LTS. The CRS formed the foreland during thrusting of the north-

ern LTS. The hinterland in relation to the northern LTS record conformable sedimentation up the Cenomanian, and was then overthrust by the ITS. It forms the upper footwall in relation to thrusting of the ITS.

The lower Cretaceous to Santonian sediments studied during stops 1 - 3 of the field trip document synorogenic deposits related to thrusting of the LTS. Aptian deposits document the change from passive to active margin sedimentation in the upper footwall below the LTS. The later Albian to Santonian thrust-sheet-top deposition took place in synclines parallel to the LTS front (slope apron basins, cf. Wagreich, 2003a). Syn- and postsedimentary nappe thrusting caused intensive deformation and amputation of these sediments. Outcrops are therefore poor and sandwiched between thick and competent carbonate successions but contain valuable information on sedimentary processes, source rock lithologies, and space-time relations of nappe movements (e.g., Gaupp, 1982; Eynatten et al., 1997; Ortner, 2003; Gaupp and Eynatten, 2004).

Spectacular outcrops of deposits related to thrusting of the ITS will be visited during stops 4 to 11 of the field trip. Condensed Jurassic to Cenomanian deposits of the southern LTS are in the footwall of the Inntal thrust. The Upper Coniacian to ?Paleocene Gosau Group on top of the ITS locally includes terrestrial to shallow-marine facies associations, the main part consists of deep-water hemipelagic and turbiditic deposits (e.g., Wagreich and Faupl 1994) of the Upper Cretaceous Gosau Group.

Part I: Aptian to Santonian sedimentation at the northern Austroalpine plate margin

Geological setting and stratigraphy

The Aptian to Santonian siliciclastic rocks were deposited on the northernmost and structurally deepest nappes of the NCA, the ATS and the LTS, which are thrust over Penninic units (Fig. 1B). Two outliers are isolated from the main nappe bodies: The "Cenoman-Randschuppe" (CRS) is the northernmost frontal part of the ATS, the "Falkensteinzug" (FSZ) is a klippe of the northern LTS (Figs. 1B and 3C).

The siliciclastic sedimentary succession (upper footwall deposits below the Lechtal thrust) develops continuously from the underlying Lower Cretaceous pelagic carbonate rocks. The latter are composed of micritic limestones (Ammergau-Fm., formerly "Aptychenschichten") reflecting the late passive margin stage at the Austroalpine-Penninic plate boundary. Carbonate sedimentation continued up to the Barremian/lower Aptian. Siliciclastic sedimentation started in the Aptian with a pelitic interval composed of marls and marly shales (Tannheim-Fm.; Zacher, 1966; Wagreich, 2003a) reflecting an increased input of fine-grained detrital material. These pelitic hemipelagic sediments grade upsection into

coarser grained deposits composed of marls, shales, sandstones, pebbly mudstones and conglomerates (lower/middle Albian to uppermost Albian, Losenstein-Fm., Lőcsei, 1974; Gaupp, 1982). These sediments were in part deposited by turbidity currents and reflect deeper water conditions. The Losenstein-Fm. as well as the Tannheim-Fm. are restricted to the structurally deepest tectonic units (CRS and ATS, Fig. 3C). The Branderfleck-Fm. has a stratigraphic range from the Lower Cenomanian to the Coniacian/?Santonian, locally up to the Lower Campanian (Gaupp, 1982; Weidich, 1990). The lower part of the Branderfleck-Fm. (Cenomanian/lower Turonian) is characterized by calcilithites (cf. Garzanti, 1991), polymictic carbonate breccias, and olistostroms mostly composed of carbonate detritus derived from disintegrating mobile nappe fronts. The upper part of the Branderfleck-Fm. (Turonian and younger) is dominated by pelites and sandy turbidites. Their composition reflects increased siliciclastic input. The sediments of the Branderfleck-Fm. were deposited on CRS, FSZ, and the northern part of the LTS, but not on the ATS (Gaupp, 1982, Fig. 3B).

On the southern part of the LTS Cretaceous siliciclastic sedimentation of the Lech Fm. (Eynatten 1996; formerly named "Lechtaler Kreideschiefer") starts in the Aptian and reaches into the Late Albian/?Cenomanian (Winkler, 1988). These sediments develop continuously from the underlying Ammergau-Fm. (upper footwall deposits below the Inntal thrust), but differ from the Tannheim- and Losenstein-Fms. to the north in terms of grain size (usually no conglomerates or pebbly mudstones), sedimentary facies, and composition (see chapter "Provenance of siliciclastic detritus"). The Lech-Fm. is restricted to the LTS. At the Mohnenfluh area and farther to the west, where the Lechtal thrust ends in a tight anticline and is replaced by the younger (post-Turonian) Mohnenfluh thrust (May and Eisbacher, 1999), Cenomanian/Turonian coarse-grained sediments occur on top of sediments of the Lech-Fm. We consider these coarse-grained sediments to be equivalents of the Branderfleck-Fm. to the north.

The stratigraphic ranges and the three-dimensional distribution pattern of specific sedimentary units on top and between different tectonic units give insight to the regional extent and timing of nappe thrusting. The complete set of sedimentary formations can only be observed in the CRS (Fig. 3B). In the northern part of the LTS and in the FSZ, sediments of the Branderfleck-Fm. unconformably rest on older Mesozoic rocks. Aptian and/or Albian sediments are not reported from these two units. On the other hand rocks of the Tannheim- and Losenstein-Fms. were exposed on the ATS, but no rocks of the Branderfleck-Fm. occur on this nappe. This

implies that the ATS has already been overthrust by structurally higher tectonic units (FSZ, LTS) by the end of the Albian (Gaupp 1982). This holds true for the main body of the ATS apart from its western termination where Turonian sediments occur also on the ATS. A comparable scenario is suggested for the LTS (southern part) where sedimentation was tectonically terminated in the upper Albian (?Cenomanian) by overthrusting of the ITS (Fig. 3).

Provenance of siliciclastic detritus

Sedimentary structures indicating directions of clastic transport are scarce within the tectonized stratigraphic units. Detailed petrographic and geochemical work is necessary to decipher paleogeographic positions and lithological composition of the source areas (Eynatten 1996).

The sediments of the Tannheim-, Losenstein-, and Branderfleck-Fms. are derived from a source area located to the northwest, most probably in a Lower Austroalpine position near the transpressive plate boundary to the Penninic ocean. This source area was built up by continental as well as oceanic crustal rocks. The latter are documented by serpentinite fragments in the light mineral spectra and by chrome spinel in the heavy mineral spectra. Chrome spinel chemistry suggests harzburgite and subordinate lherzolite host rocks. Chrome spinel chemistry through time can be interpreted as showing a trend from a more mid-ocean-ridge setting (Albian) to a more island-arc setting (Turonian) of the eroded peridotites/?ophiolites (Pober and Faupl 1988, Eynatten 1996). The continental crustal rocks comprise Mesozoic carbonate rocks, Variscan low-grade metamorphic rocks and high-pressure metamorphic rocks, and subordinate post-Variscan late Paleozoic metasediments. The high-pressure rocks are documented by detrital glaucophane and phengite, the latter yield early Carboniferous Ar/Ar cooling ages (Eynatten et al. 1996).

The sediments from the Lech-Fm. are derived from a source area located at the southeastern margin of the Austroalpine. This provenance area was composed of the northwestward propagating initial Alpine nappe pile including peridotites from the overthrust suture zone of the Vardar-/Meliata ocean. The continental crustal source rocks comprise Mesozoic carbonate rocks and crystalline basement rocks but no high-pressure metamorphic rocks. The chemistry of detrital white mica and garnet of the southeastern provenance area is clearly different from that of detrital minerals of the northwestern provenance area (Eynatten, 1996; Eynatten and Gaupp, 1999).

Description of stops

The investigated sedimentary rocks are generally sandwiched between more competent carbonate rocks. Thus, outcrop qualities are usually moderate to low within these tectonized sequences.

Stop 1: Branderfleck (Cenomanian to Santonian, thrust-sheet-top deposits of the northern Lechtal thrust sheet)

Locality: Five substops (a-e) between the top station of the "Tegelberg" cable car (1707 m NN) and the Ahornspitze (1780 m NN). This area is located 2 to 3 km E of the town of Füssen (Fig. 1A). The outcrop area includes the type locality of the Branderfleck-Fm. (Gaupp 1980) which is exposed within an NW-SE striking syncline at the northern margin of the LTS (Fig. 3C).

Stratigraphy (Gaupp & Weidich in Gaupp et al. 1982, Weidich 1984)

- Turonian to Coniacian/?Santonian shales with sandstones and olistostroms (Upper Branderfleck-Fm.)
- Cenomanian carbonate breccias and megabreccias (Lower Branderfleck-Fm.)

Main features to be observed

- Stop 1a: view of the Füssen topographic "embayment" at the alpine front with several morphologic features formed during the last glacialiation
- Stop 1b: carbonate breccias of the lower Branderfleck-Fm.
- Stop 1c: shales and turbiditic sandstones of the upper Branderfleck-Fm. within the center of the syncline
- Stop 1e: relatively complete section of the upper Branderfleck-Fm. (Fig. 4)

Suggested points of discussion

- sedimentary facies and depositional processes
- provenance of siliciclastic detritus and radiometric ages of individual detrital minerals
- evolution of the sedimentary facies and of the source area from the Aptian to the Santonian: tectonics vs. eustatic control

Stop 2a: Krähenwand (Lower Cretaceous up to Albian, Upper footwall deposits of the Allgäu thrust sheet)

Locality: 2 km NNE of Bad Hindelang and 8 km E of Sonthofen, at the southern slope of the Spieser at 1330 to 1350 m NN altitude. From Hindelang we follow the

steep footpath alongside the creek "Hirschbach" to the outcrop "Krähenwand". Due to nappe tectonics this section is in an overturned position with the Ammergau-Fm. at the top and the Losenstein-Fm. at the base (Fig. 5): The latter is overthrust by the Triassic "Hauptdolomit" of the frontal LTS/FSZ.

The walk to the outcrop is dangerous during heavy rainfall. In the case of bad weather we choose an alternative stop near the village Unterjoch.

Stratigraphy (Risch 1971, Gaupp 1980: p. 183)

- lower Albian to middle Albian grey shales and sandstones (litharenites) (Losenstein-Fm.)
- upper Aptian to lowermost Albian grey to dark grey, sometimes reddish and greenish marls and marly shales (Tannheim-Fm.)
- lower Cretaceous (up to lower Aptian) white to light grey or greenish micritic limestones (Ammergau-Fm.)

Main features to be observed

- transition from passive margin pelagic carbonates (Ammergau Fm.) to incipient active margin sedimentation: marls and shales (Tannheim-Fm.) and sandstones (basal Losenstein-Fm.)
- gravity driven massflow deposits of the Losenstein-Fm. (outcrop and cobbles within creek)

Suggested points of discussion

- facies types of coarse-grained Losenstein deposits
- sandstone petrography, heavy minerals, and mineral chemistry
- transition passive to active margin as documented by the chemistry of marls and shales (Fig. 5)
- provenance of siliciclastic detritus

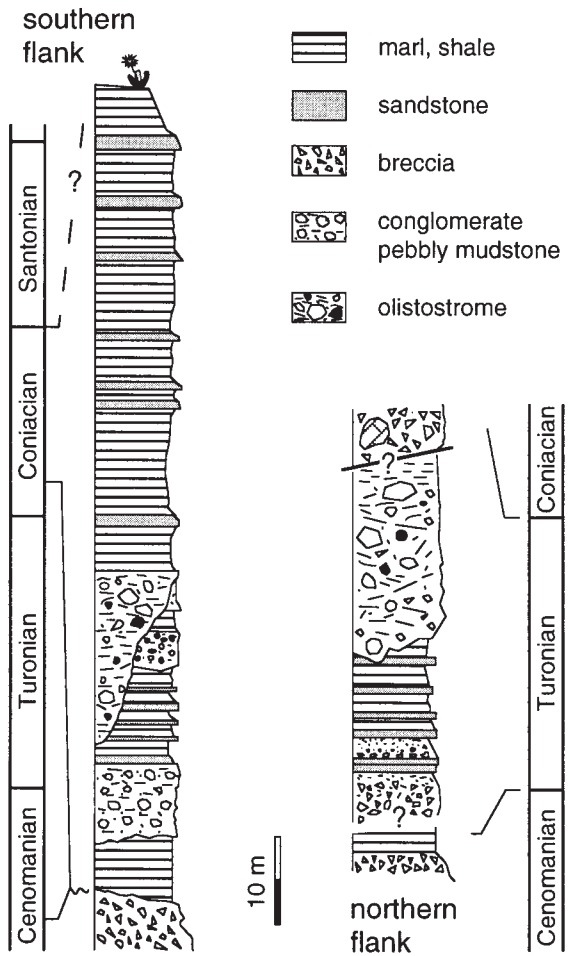
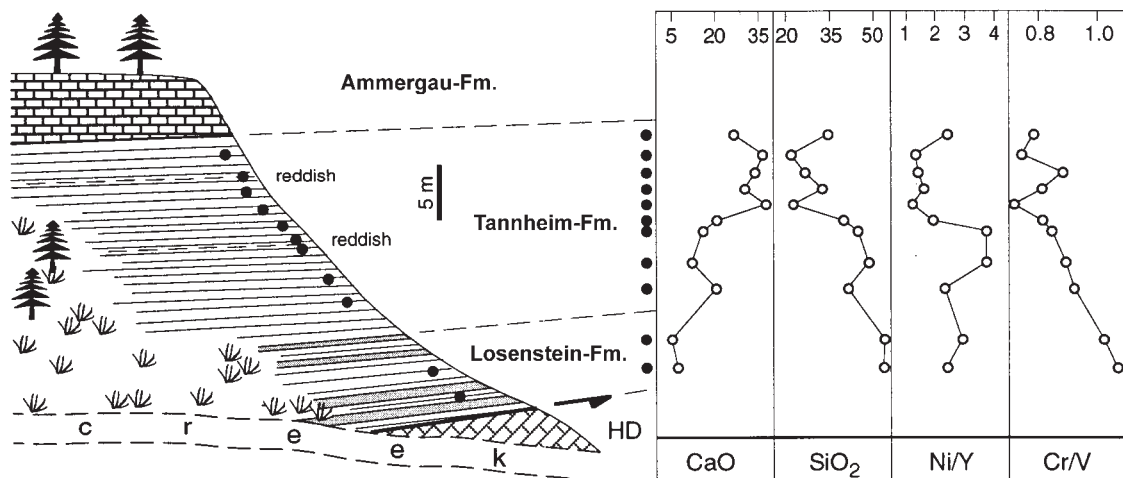


Fig. 4: Stratigraphic section of the type locality of the Branderfleck Fm. (Stop 1). Note the Turonian documentation gap at the southern flank of the syncline.

Fig. 5: Outcrop sketch of the Krähenwand section at stop 2a and chemical variation of marls and shales from the Tannheim and Losenstein Fms. Note the overturned position of the section, which was overthrust by Triassic Hauptdolomite (HD) at Albian times.



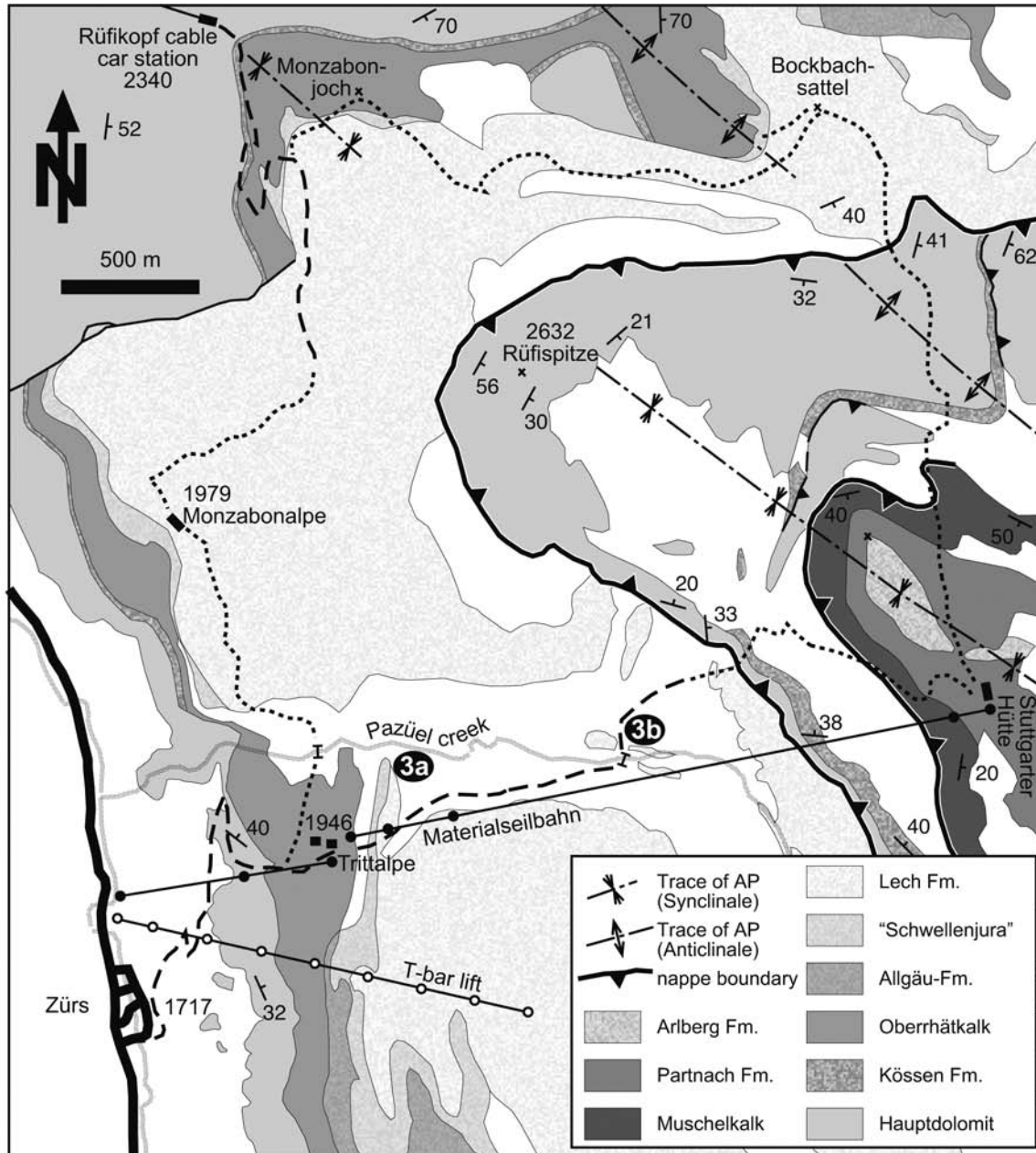


Fig. 6: Geologic sketch of the excursion area at Trittalpe. Note the nappe stacking pattern; Hauptdolomit and Küssen Fm. of the Inntal thrust sheet is thrust upon the Lech Fm. of the Lechtal nappe, and the Muschelkalk and Partnach Fm. of the Krabachjoch klippe is thrust upon the Küssen Fm. of the Inntal nappe.

Stop 2b: Weissenbach / Unterjoch (Lower Cretaceous up to Albian, Cenoman Randschuppe)

Locality: Forest road and creek 1 km W' of Unterjoch / Bad Hindelang. Tectonized slivers of syn-tectonic clastic sediments, deposited in front of the advancing LTS.

Stratigraphy: Richter (1978), Gaupp (1980), Gaupp et al. (1982)

- upper Aptian to lowermost Albian grey to dark grey, sometimes reddish and greenish hemipelagic marls and marly shales (Tannheim-Fm.)
- lower Albian to late Albian grey shales and sandstones (litharenites) (Losenstein-Fm.)
- late Albian to Cenomanian calc lithitic coarse breccias and olistostromes (Triassic-Jurassic carbonate clasts, likely derived from the frontal anticline of the advancing LTS (Fig. 3)

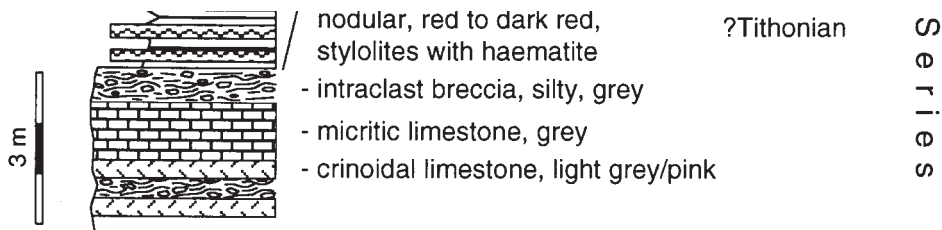


Fig. 7: Stratigraphic section of the Jurassic/lower Cretaceous Transitional Series at Stop 3a.

Suggested points of discussion

- Factors controlling the transition from turbiditic deposition with "exotic" clasts from northern provenances to intra-orogenic sources with olistostromatic sedimentation

Stop 3: Trittalm (Jurassic to Lower Cretaceous transitional series and Aptian/Albian siliciclastics, Upper footwall deposits of the southern Lechtal thrust sheet)

Locality: Dirt road E of the "Trittalm" 1,5 km NE of the small village of Zürs (Fig. 6). Upper Jurassic to Cretaceous rocks in the E-W striking Lechtal syncline within the LTS (Leiss, 1990).

Stratigraphy (Koch and Stengel-Rutkowsky, 1959, Doert and Helmcke, 1976, Wagneich pers. comm. 1994):

- upper Aptian to upper Albian/?Cenomanian grey to dark grey marly shales with sandy intercalations (Lech-Fm.)
- Jurassic/Lower Cretaceous "Transitional Series" (up to Aptian/?Albian): grey intraclast breccias, radiolarites, reddish nodular carbonates (partly with ferric iron crusts), and light grey partly yellowish carbonate breccias and crinoidal calcarenites.

Main features to be observed

- Stop 3a: condensed facies of a Jurassic/Lower Cretaceous submarine swell environment ("Transitional Series") in the southern part of the LTS (Fig. 7).
- Stop 3b: sedimentary facies of the Lech-Fm., excellent view of the nappe stacking pattern toward the west (Lechtal nappe – Inntal nappe – Krabachjoch klippe; Fig. 6) and of one of the mega-olistoliths, the Roggspitze, toward the south.

Suggested points of discussion

- facies and environment of the Jurassic/Lower Cretaceous "Transitional Series"

- depositional environment and provenance of the siliciclastic rocks of the Lech-Fm.

Part II: Coniacian to ?Paleocene sedimentation in a thrust-sheet-top basin: the Gosau Group of the Muttekopf area

Geological setting and stratigraphy

The Gosau Group is an Upper Cretaceous, synorogenic carbonatic-siliciclastic sedimentary succession, which unconformably overlies deformed Triassic to Jurassic rocks (Wagneich and Faupl, 1994; Sanders et al., 1997). Generally, deposition started in a terrestrial environment, which subsided to neritic conditions (Lower Gosau Subgroup). After a pronounced subsidence event deep marine conditions prevailed (Wagneich, 1993), and the Upper Gosau Subgroup was deposited. The relationship between the contracting orogenic wedge and the coeval major subsidence is not well understood at present, and different models have been put forward (e.g. Wagneich, 1993; Froitzheim et al., 1997). The younger, deep marine part of the sedimentary succession (Upper Gosau Subgroup; Wagneich and Faupl, 1994) was deposited during transport of the thin-skinned nappes of the Northern Calcareous Alps over tectonically deeper units (Fig. 1). In the Muttekopf area, internal deformation of the moving nappe led to the formation of fault-propagation folds in the subsurface of the Gosau sediments and hence to formation of several (progressive) angular unconformities within the sedimentary succession (Ortner, 2001; Figs. 8, 9).

Sedimentation of the Lower Gosau Subgroup in the Muttekopf area began near the Coniacian-Santonian boundary with deposition of a few meters of braided-river deposits followed by an up to 300 m thick alluvial fan succession, that is restricted to the easternmost part of the Gosau outcrops (Plattein). Upsection, conglomerates with perfectly rounded clasts representing a transgressive lag are intercalated below thick neritic deposits ("Inoceramus" marl unit). The silt- to sandstones of the "Inoceramus" marl unit contain a variety of marine fos-

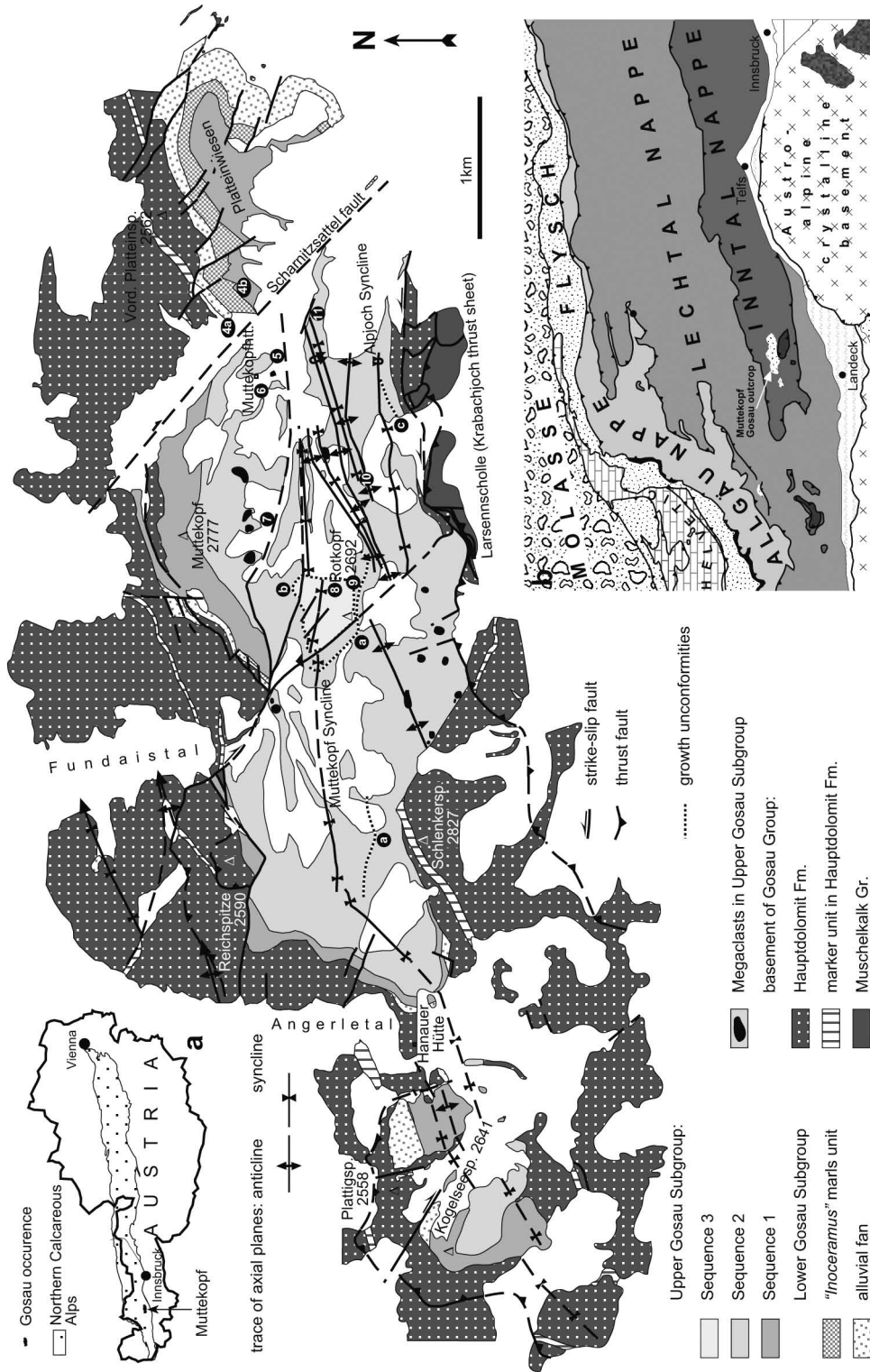


Fig. 8: Geologic sketch of the Gosau outcrop at Muttekopf and location of stops 4-11. Inset a: Location of the Muttekopf outcrop in Austria. Inset b: Tectonic position of the Gosau Group at Muttekopf. a...Schlenkerkar unconformity, b...Rotkopf unconformity, c...Alpjoch unconformity.

sils that were used to date the rocks to the Coniacian – Santonian boundary (Ampferer, 1912; Leiss, 1990).

The deep marine Upper Gosau Subgroup mass transport complex is divided into three sequences (Ortner,

1994a, 2001; Fig. 9): All three sequences are dominated by vertically-stacked, upwardfining, laterally continuous, unchanneled conglomerates and sandstones that display little to no lateral variation in facies. The boundary between Sequence 2 and 3 is the Rotkopf unconformity

(Figs. 9). The boundary between Sequence 1 and Sequence 2 is the base of the 2nd fining upward sequence, which is significantly below the most prominent unconformity in the area (Schlenkerkar unconformity, not in excursion area). The three sequences can also be distinguished by clast- and heavy mineral compositions (Ortner, 1994a, b). The age of the deposits of the Upper Gosau Subgroup is poorly constrained. The turbiditic marls occasionally contain corroded nannoplankton and rare foraminifera. According to these data, the upper part of Sequence 1 has an age of Late Santonian to Early Campanian or younger, Sequence 2 Early Campanian to Early Maastrichtian or younger and Sequence 3 Late Maastrichtian to ?Danian (Oberhauser, 1963; Dietrich and Franz, 1976; Lahodinsky, 1988; Wagreich, pers. comm. 1993–1995).

The deposits are organized in facies associations, which are related to proximal or distal sedimentation in relation to a sediment source. Each sequence has a proximal facies association at the base and a distal facies association at the top. The associations are:

- Megabreccia association, built by fluidized mud-rich conglomerates, slabs of other facies associations of the Upper Gosau Subgroup and hotel-size clasts of Triassic rocks
- Thick-bedded turbidite association, with m-thick mud-rich conglomerates, grading into sandstones that often display complete or amalgamated Bouma-sequences, which in turn grade into m-thick yellowish to light grey turbiditic marls
- Thin-bedded turbidite association, with cm-thick sandstones (Bouma Tb or Tc intervals) alternating with dark grey to black calcite-free marls, which are sometimes laminated. Thick conglomerate beds are irregularly intercalated

The occurrence of calcite-free marls in the most distal facies association and a bathyal trace fossil association (Gröger et al., 1997) led to the conclusion of sedimentation below (a local) CCD.

Post-depositional surface to subsurface sediment remobilization is an important aspect of the Gosau Group of Muttekopf, which contributed substantially to the observed sediment geometries (Ortner, 2007). Active shortening and fold growth of km-scale folds stimulated continuous surficial sediment remobilization (slumping), but also tectonic deformation of soft sediment. Changing rheologies of conglomerates, sandstones and marls during increasing lithification caused a vast array of structures related to tectonic deformation, whereas slump-related structures are restricted to the earliest stages of lithification. Intrastratal fluidization of conglomerate layers is an important process accompanying downslope creeping of sediment packages. Fluidization is commonly

associated with downward and upward injection of conglomerate into neighbouring deposits.

Description of stops

Due to the high Alpine character of the excursion area, the sequence and selection of stops during the field trip might change according to weather conditions.

Stop 4: ?Coniacian to Santonian succession of the Lower Gosau Subgroup and transition to the Upper Gosau Subgroup

Locality: 50 Hm above and along the path from Muttekopfhütte to Platteinwiesen, 600 m ENE of Muttekopfhütte

Main features to be observed

- Stop 4a: Clast supported, partly matrix-free conglomerates with crude trough stratification, sieve deposits with red, sometimes laminated mud and pebbles exclusively composed of Hauptdolomit Fm. Conglomerates with perfectly rounded dolomite clasts and chert found as blocks on the way to stop 4b
- Stop 4b: Fossiliferous foliated siltstones ("*Inoceramus*" marl unit) in contact with sandstones and conglomerates of the Upper Gosau Subgroup
- View to the west of refolding of fluidized layer by N-vergent folds of stop 6

Suggested points of discussion

- facies and environment of conglomerates which are interpreted to be deposited on the upper- to mid-fan of a semiarid alluvial fan (Haas, 1991)
- Mechanism of subsidence from subaerial to deep marine conditions in a contracting thin-skinned fold-and-thrust belt

Stop 5: Succession at the transition from Sequence 1 to Sequence 2 of the Upper Gosau Subgroup

Locality: along the Malchbach, 300 m SE and S of Muttekopfhütte

Main features to be observed

- Stop 5a: Thin-bedded turbidite association, cm-thin silt- to sandstones alternating with black dolomitic marls, overlain by a structureless conglomerate bed with flame structures and minor normal faults at the

base; diffuse internal shear planes within the conglomerate

- Stop 5b: Thick-bedded turbidite association, dm- to m-thick sandstones alternate with m-thick yellowish marls overlying a matrix rich coarse-grained conglomerate
- Stop 5c: Giant block of Upper Rhaetian limestone within a conglomerate bed of Sequence 2. Karstic dykes on the surface of the block

Suggested points of discussion

- Bathymetry of the Upper Gosau Subgroup
- Mechanism of deposition of coarse-grained beds (high-density turbidites versus debris flows)

Stop 6: Fluidized layers and N-vergent folds in thick bedded turbidites of Sequence 2

Locality: 150 m WSW of Muttekopfhütte

Main features to be observed

- Sediment transport directions indicated by flute casts and tool marks at the base of sandstone beds
- Isoclinally folded sandstone beds in a conglomerate matrix, plastic deformation within the sandstone beds
- Shingle-like stacking of sandstone slabs
- Semi-brittle deformation within N-vergent folds with stacking of horses in the forelimb of the fold and local plastic deformation

Suggested points of discussion

- Tectonic deformation versus gravity-induced deformation
- Surface or subsurface fluidization?
- Significance of fold axes within fluidized layer

Stop 7: Giant blocks ("Blaue Köpfe") in megabreccia layer of Sequence 2

Locality: 2300 m, at junction of paths 600 m S of Muttekopf summit

Main features to be observed

- Giant blocks of Upper Rhaetian limestone projecting out of a chaotic breccia layer of the Megabreccia association.

Suggested points of discussion

- Sediment transport of giant blocks

Stop 8: Sequence 3 succession in the core of the Muttekopf syncline

Locality: 2460 m, along the path to Pleisjoch, and (optional) on the way scrambling up to Rotkopf (2692 m)

Main features to be observed

- Conglomerates containing abundant brick-red marl intraclasts, injection of marl clasts by conglomerate dykes, systematic sandstone-filled joints in coarse sandstone
- White calcite-rich marls alternating with m-thick sandstones in the very core of the syncline
- Panoramic view of the Muttekopf syncline toward the west from the Rotkopf summit, submarine topography around Große Schlenkerspitze, anticlinal crest within Gosau deposits east of Schlenkerspitze

Suggested points of discussion

- Origin of overpressure in breccia beds
- Geometry of syntectonic sediments in the vicinity of Schlenkerspitze

Stop 9: Rotkopf unconformity at Pleisjoch and Pleiskopf

Locality: Pleisjoch (2560 m) and Pleiskopf (2580 m)

Main features to be observed

- Erosional steps at Rotkopf unconformity
- Fluidization of conglomerate and flame structures and injection of conglomerate into sandstone
- Channel-like geometry of Sequence 3 seen from Pleiskopf

Suggested points of discussion

- Is the Rotkopf unconformity a growth unconformity or an erosional unconformity?

Stop 10: Hydroplastic deformation of conglomerates

Locality: 50 m S of saddle 340 m west of Hinteres Alpjoch

Main features to be observed

- Meter-scale asymmetric linear flames of marl into conglomerate
- Conglomerate sill with clasts up to 20 cm in diameter intruded downward into sandstone

Suggested points of discussion

- Are the linear flames an expression of dewatering or are the structures actually mullions formed during bedding-parallel shortening at a rheologic interface in wet sediment?
- Why does the conglomerate intrude downward, when lithostatic pressure decreases upward?

Stop 11: Panoramic view of Hinteres Alpjoch

Locality: Vorderes Alpjoch, station at top end of chairlift (2121 m)

Main features to be observed

- Change of geometry of Alpjoch syncline in Sequence 2 from tight chevron fold in outer layers to open fold in inner layers (Fig. 9, left)
- Rotative onlap across Alpjoch unconformity
- Tectonic contact of the Larsenn klippe to Gosau sediments (Fig. 9, far left)

Suggested points of discussion

- Relevance of geometric and mechanic fold models for the geometry of syntectonic sediments and unconformities related to fold growth

References

- Ampferer, O. (1912): Über die Gosau des Muttekopfs. – Jb. Geol. Reichsanst., 62, 289–310, Wien.
- Auer, M. & Eisbacher, G. H. (2003): Deep structure and kinematics of the Northern Calcareous Alps (TRANSALP profile). – Int. J. Earth Sci., 92, 210–227, 20 Figs., Stuttgart.
- Brinkmann, R. (1934): Beiträge zur Kenntniß der alpine Oberkreide Nr. 1: Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen. – Sitz.-Ber. Preuss. Akad. Wiss., Phys.-Math. Klasse, XXVII, 470–475, Berlin.
- DeCelles, P. (1994): Late Cretaceous–Paleocene synorogenic sedimentation and kinematic history of the Sevier thrust belt, Northeast Utah and Southwest Wyoming. – Geol. Soc. Am. Bull., 106, 32–56, Tulsa.
- Dietrich, V. J. & Franz, U. (1976): Ophiolithdetritus in den santonen Gosauschichten (Nördliche Kalkalpen). – Geotekt. Forsch., 50, 85–109, Stuttgart.
- Doert, U. & Helmcke, D. (1976): Geologie des Flexenpasses (Vorarlberg, Österreich). – Geologica et Paleontologica, 10, 181–200, Marburg.
- Eichenseer, H. & Luterbacher, H.-P. (1992): The marine paleogene of the tresp region (NE Spain)-deposition

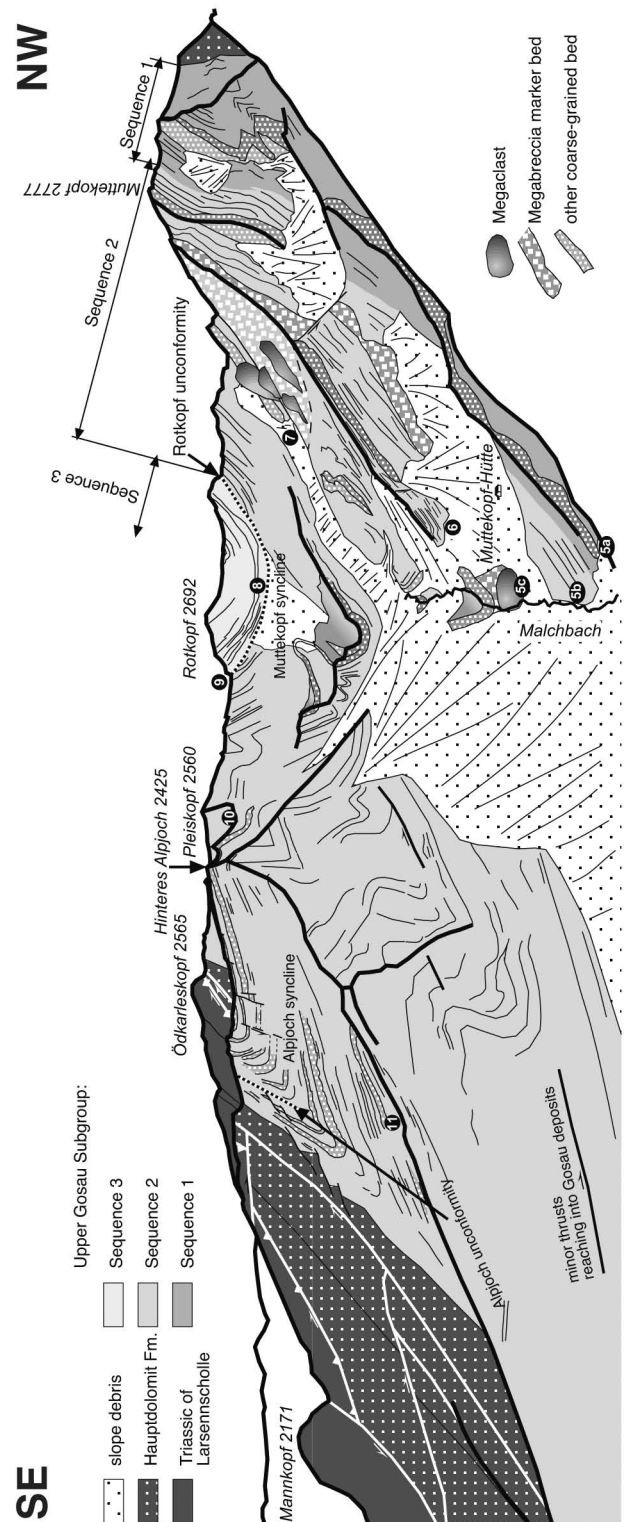


Fig. 9: Panoramic view of the excursion area at Mutteköpf from the east, showing the three sequences and the tectonic structure within the Upper Gosau Subgroup. Stops 5–11 are indicated.

- nal sequences, facies history, biostratigraphy and controlling factors. – *Fazies*, 27, 119–151, Erlangen.
- Eisbacher, G. H., Linzer, G.-H. & Meier, L. (1990): A Depth extrapolated Structural Transect Across the Northern Calcareous Alps of Western Tirol. – *Ecl. Geol. Helv.*, 83, 711–725, 2 Abb., 1 Taf., Basel.
- Eisbacher, G. H. & Brandner, R. (1996): Superposed fold thrust structures and high angle faults, northwestern Calcareous Alps, Austria. – *Ecl. Geol. Helv.*, 89, 553–571, 4 Figs., 2 Taf., Basel.
- Eynatten, H. v. (1996): Provenanzanalyse kretazischer Siliziklastika aus den nördlichen Kalkalpen: Petrographie, Mineralchemie und Geochronologie des frühalpisch umgelagerten Detritus. – Unpubl. Doctoral Thesis Univ. Mainz, 145 p., Mainz.
- Eynatten, H. v. & Gaupp, R. (1999): Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry. – *Sed. Geol.*, 124, 81–111, 20 Figs., Amsterdam.
- Eynatten, H. v., Gaupp, R., Wijbrans, J. R. & Brix, M. (1997): Provenance of Cretaceous Synorogenic Sediments in the Eastern Alps: An Integrated Approach Using Mineralogical, Geochemical, and Geochronological Methods. – *Terra Nova*, 9, Abstract Supplement No. 1, EUG 9, 593, Oxford.
- Eynatten, H. v., Gaupp, R. & Wijbrans, J. R. (1996): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-probe dating of detrital white micas from Cretaceous sedimentary rocks of the Eastern Alps: Evidence for Variscan high-pressure metamorphism and implications for Alpine orogeny. – *Geology*, 24, 691–694, 1 Fig., Boulder.
- Faupl P. (1983): Die Flyschfazies der Weyrer Bögen. – *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 126, 219–244, Wien.
- Faupl, P. & Wagneich, M. (2000): Late Jurassic to Eocene paleogeography and geodynamic evolution of the Eastern Alps. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92, 79–94, Wien.
- Frisch, W. (1979): Tectonic Progradation and Plate Tectonic Evolution of the Alps. – *Tectonophysics*, 60, 121–139, 8 Figs., 1 Tabs., Amsterdam.
- Froitzheim, N., Conti, P. & Van Daalen, M. (1997): Late Cretaceous, synorogenic, low-angle normal faulting along the Schlinig fault (Switzerland, Austria) and its significance for the tectonics of the Eastern Alps. – *Tectonophysics*, 280, 267–293, 13 Figs., Amsterdam.
- Froitzheim, N., Schmid, S. M. & Frey, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. – *Ecl. Geol. Helv.*, 89, 81–110, 5 Figs., 1 Taf., Basel.
- Froitzheim, N., Schmid, S. M. & Conti, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – *Ecl. Geol. Helv.*, 87, 559–612, 15 Figs., 1 Tab., Basel.
- Garzanti, E. (1991): Non-carbonate intrabasinal grains in arenites: their recognition, significance, and relationship to eustatic cycles and tectonic setting. – *Jour. Sed. Petrol.*, 61, 959–975, Tulsa.
- Gaupp, R. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteils der Nördlichen Kalkalpen. – Unveröff. Diss. TU München.
- Gaupp, R. (1982): Sedimentationsgeschichte der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – *Zitteliana*, 8, 33–72, 14 Figs., 3 Tabs., 4 Taf., München.
- Gaupp, R., Liedholz, J. & Weidich, K. F. (1982): Allgäu. Exkursionsführer 2. Kreidesymposium 1.–7.6.1982, München.
- Gaupp, R. & Eynatten, H. v. (2004): Kinematics of thrust nappes as revealed from syntectonic sedimentary documents (Mid Cretaceous, Northern Calcareous Alps, Austria). – *Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B*, Beiheft, 18, 139–150, Halle.
- Gröger, M., Ortner, H. & Haas, C. (1997): Flysch-Spurenfossilassoziationen in der Höheren Muttekopfgosau (Oberkreide) nordwestlich von Imst. – *Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck*, 22, 153–158, Innsbruck.
- Haas, C. (1991): Zur Geologie und Sedimentologie der östlichen Muttekopfgosau. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. Innsbruck, 117 p., Innsbruck.
- Koch, K. E. & Stengel-Rutkowsky, W. (1959): Faziesuntersuchungen in Jura und Unterkreide der westlichen Lechtaler Alpen. – *Verhand. Geol. Bundesanst.*, 1959, 179–200, Wien.
- Kockel, C. W., Richter, M. & Steinmann, H. G. (1931): Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. – *Wiss. Veröff. D.Ö.A.V.*, 10, 231 p., Innsbruck.
- Lahodinsky, R. (1988): Bericht 1983–1987 über geologische Aufnahmen im Rahmen der Suche nach der Kreide-Tertiär-Grenze (Grundlagenforschung). – *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 131, 485–488, Wien.
- Lammerer, B. & Weger, M. (1998): Footwall uplift in an orogenic wedge: the Tauern Window in the Eastern Alps of Europe. – *Tectonophysics*, 285, 213–230, Amsterdam.
- Leiss, O. (1990): Neue Aspekte zur Geodynamik und Beckenbildung als Ergebnis der Beckenanalyse von synorogenen Kreidevorkommen innerhalb der nördlichen Kalkalpen (Österreich). – *Geol. Rundsch.*, 79, 47–84, Stuttgart.
- Leiss, O. (1992): Orogenically controlled sedimentation in the Lechtaler Kreideschiefer (Lechtal shale; Cretaceous) and geodynamics of the inner western NCA (Northern Calcareous Alps; Lechtal Alps). – *Geol. Rundsch.*, 81, 603–684, Stuttgart.
- Linzer, H.-G., Ratschbacher, L. & Frisch, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – *Tectonophysics*, 242, 41–61, 5 Figs., 1 Tabs., Amsterdam.

- Löcsei, J. (1974): Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvoralpen. – *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 117, 17–54, Wien.
- Masaferro, J. L., Bulnes, M., Poblet, J. & Eberli, G. P. (2002): Episodic folding inferred from syntectonic carbonate sedimentation: the Santaren anticline, Bahamas foreland. – *Sed. Geol.*, 146, 11–24, Amsterdam.
- May, T. & Eisbacher, G. (1999): Tectonics of the synorogenic "Kreideschiefer basin", northwestern Calcareous Alps, Austria. – *Ecl. Geol. Helv.*, 92, 307–320, Basel.
- Neubauer, F. (1994): Kontinentkollision in den Ostalpen. – *Geowissenschaften*, 12, 136–140, Berlin.
- Neubauer, F., Genser, J. & Handler, R. (2000): The Eastern Alps: Result of a two stage collision process. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92, 117–134, Wien.
- Oberhauser, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum aus mikropaläontologischer Sicht. – *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 106, 1–88, Wien.
- Ortner, H. (1994a): Die petrographische Entwicklung der Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol). – *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I, 11/12, 1355–1371, Stuttgart.
- Ortner, H. (1994b): Die Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol/ Österreich): Sedimentologie und Beckenentwicklung. – *Geol. Rundsch.*, 83, 197–211, Stuttgart.
- Ortner, H. (2001): Growing folds and sedimentation of the Gosau Group, Muttekopf, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 90, 727–739, Stuttgart.
- Ortner, H. (2003): Cretaceous thrusting in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria) – evidences from synorogenic sedimentation and structural data. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 94, 63–77, Wien.
- Ortner, H. (2007): Styles of soft-sediment deformation on top of a growing fold system in the Gosau Group at Muttekopf, Northern Calcareous Alps, Austria: Slumping versus tectonic deformation. – *Sed. Geol.*, 196, 99–118, Amsterdam.
- Pober, E. & Faupl, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – *Geol. Rundsch.*, 77, 641–670, Stuttgart.
- Puigdefabregas, C., Munoz, J. A. & Verges, J. (1992): Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. – In: McClay, K. R. (Eds.): *Thrust tectonics*, 247–254, London (Chapman & Hall).
- Riba, O. (1976): Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: A genetic interpretation. – *Sed. Geol.*, 15, 213–233, 8 Figs., Amsterdam.
- Richter, M. (1978): Vorarlberger Alpen. – *Sammlung geologischer Führer*, 49, 171 p., Stuttgart (Borntraeger).
- Risch, H. (1971): Stratigraphie der höheren Unterkreide der Bayerischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien. – *Palaeontographica*, Abt. A, 138, 1–80, Stuttgart.
- Sanders, D. (1998): Tectonically controlled Late Cretaceous terrestrial to neritic sedimentation, Gosau Group, Northern Calcareous Alps (Tyrol, Austria). – *Facies*, 39, 139–178, Erlangen.
- Sanders, D., Kollmann, H., & Wagreich, M. (1997): Sequence development and biotic assemblages on an active continental margin: the Turonian–Campanian of the Northern Calcareous Alps, Austria. – *Bull. Soc. Geol. France*, 168, 351–372, Paris.
- Schlagintweit, F. (1991): Allochthone Urgonkalke im Mittelabschnitt der nördlichen Kalkalpen: Fazies, Paläontologie und Pläogeographie. – *Münchener geowiss. Abh., Reihe A, Geologie und Paläontologie*, 20, 119 S., München.
- Schmid, S. M., Pfiffner, O. A., Froitzheim, N., Schönborn, G. & Kissling, E. (1996): Geophysical–geological transect and tectonic evolution of the Swiss–Italian Alps. – *Tectonics*, 15, 1036–1064, Washington, D.C.
- Thöni, M. & Jagoutz, E. (1993): Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: Its bearing on Alpine orogenesis. – *Schweiz. Mineralog. Petrogr. Mitt.*, 73, 177–189, Basel.
- Vergés, J., Ramos, V. A., Meigs, A., Cristallini, E., Bettini, F. H. & Cortés, J. M. (2007): Crustal wedging triggering recent deformation in the Andean thrust front between 31°S and 33°S: Sierras Pampeanas–Precordillera interaction. – *Jour. Geophys. Res.*, 112(B03), B03S15, Washington, D.C.
- Wagreich, M. (1986): Schichtfolge und Fazies der Gosau von Lilienfeld (Oberkreide; niederösterreichische Kalkvoralpen). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 32, 19–38, Wien.
- Wagreich, M. (1993): Subcrustal tectonic erosion in orogenic belts – A model for the Late Cretaceous subsidence of the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Geology*, 21, 941–944, 3 Figs., Boulder.
- Wagreich, M. (2003a): A slope-apron succession filling a piggyback basin: the Tannheim and Losenstein Formations (Aptian–Cenomanian) of the eastern part of the Northern Calcareous Alps. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 93, 31–54, Wien.
- Wagreich, M. (2003b): Stratigraphie und Sedimentologie der Branderfleck-Formation (Cenomanium) in den niederösterreichischen Kalkvoralpen. – In: Piller, W. E. (Eds.): *Stratigraphia Austriaca*, Schriftenr. Erdwiss. Komm., 16, 151–164, Wien (Österr. Akad. Wiss.).
- Wagreich, M. & Faupl, P. (1994): Paleogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). – *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, 110, 235–254, Amsterdam.
- Weidich, K. F. (1984): *Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Forminiferen und Ökologie planktonischer Foraminiferengesamtfauna der kalkalpinen tieferen*

- Oberkreide (Obercenoman - Untercampan) der Bayerischen Alpen. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math-naturwiss. Kl., N.F., 162, 275 p., München.
- Winkler, W. (1988): Mid to Early Cretaceous Flysch and Melange Formations. – Jahrb. Geol. Bundesanst., 131, 341–390, Wien.
- Wopfner, H. (1954): Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Muttekopfgebietes. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 100, 11–82, Stuttgart.
- Zacher, W. (1966): Die kalkalpinen Kreideablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Außerfern, Tirol). Mit einem mikropaläontologischen Beitrag von F. Bettenstaedt. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol., 6, 213–228, München.
- Zapata, T. & Allmendinger, R. W. (1996): Growth stratal records of instantaneous and progressive limb rotation in the Precordillera thrust belt and Bermejo basin, Argentina. – Tectonics, 15, 1065–1083, Washington, D.C.

NORTH ALPINE FORELAND BASIN (UPPER MARINE MOLASSE) OF SOUTHWEST GERMANY: SEDIMENTOLOGY, STRATIGRAPHY AND PALAEOLOGY

Ulrich Bieg¹, James H. Nebelsick², and Michael Rasser³

¹ University of Technology Darmstadt, Schnittspahnstr. 9, 64287 Darmstadt, Germany; bieg@geo.tu-darmstadt.de

² University of Tübingen, Sigwartstr. 10, 72076 Tübingen, Germany; nebelsick@uni-tuebingen.de

³ Staatliches Museum für Naturkunde, Rosenstein 1, 70191 Stuttgart; rasser.smns@naturkundemuseum-bw.de

Introduction

During the Early Miocene, the North Alpine Foreland Basin was flooded by a shallow marine sea. During its maximum extent (Ottangian – ca. 17.8 Ma), the so called Burdigalian Seaway was established. This seaway linked the Mediterranean realm in the Southwest with the Paratethys realm in the Northeast. The field trip provides an overview of the marginal and basinal successions of the North Alpine Foreland Basin in south-western Germany in the environs of Lake Constance.

Geological setting and stratigraphic framework

The North Alpine foreland basin (also known as the Molasse Zone) is a typical asymmetric, peripheral foreland basin. The evolution started during the late Eocene and was triggered by the underthrusting of the European Plate underneath the Adriatic-African Plate during the Alpine orogeny. A deep-marine "Flysch-phase" was followed in the early Oligocene by the "Molasse phase" representing a shallower depositional environment. The depositional history of basin fill is complex and mainly controlled by tectonic subsidence, eustatic sea-level changes and variations in sediment supply. The Molasse stage is subdivided into two major transgressive-regressive cycles traditionally known as the Lower Marine Molasse/Lower Freshwater Molasse and the Upper Marine Molasse/Upper Freshwater Molasse.

This field guide focuses on shallow water siliciclastic and mixed siliciclastic/carbonate environments deposited in the North Alpine Foreland Basin during the Upper Marine Molasse ("Obere Meeresmolasse": OMM, Early Miocene). Results from new investigations concerning the complex stratigraphic successions, sedimentary structures and fossil content will be shown and discussed. The importance of both sedimentological and palaeontological data for the interpretation of these and similar sediments will be reviewed.

The field trip starts with OMM successions in the vicinity of the Lake Constance. Sub- to intertidal architectural elements show a first marine transgression with a tidal flat environment (the Heidenlöcher beds, at the Überlinger Stadtgraben, Stop 1). Moving towards the NE, the field trip will continue with Stops 2 and 3, which are part of the same stratigraphic unit, the so called "Grobsandzug" (the „coarse sand lineament"). This unit was first described by and designated as the "Grobsandzug Friedingen-Rengetsweiler". The "Grobsandzug" forms an elongate body, running 20–25 km parallel to the northern margin of the stratigraphically younger "Graupensandrinne", an erosive structure cutting into sediments of the OMM succession. The "Grobsandzug" forms the northern border of the extended "Graupensandrinne". Deposits in Ursendorf (Stop 2) comprise a large tidal channel, some 100m in width and around 15 m in height, with cross-bedded lateral accretion elements filling up the cut-structures. In Rengetsweiler (Stop 3), deposits show a further foreshore environment with deep and wide tidal channels of a high tidal flat at the base. This is followed by several major erosional unconformities indicating a general rise in sea-level moving towards a low tidal flat environment.

On the second day we will move towards the northern coast of the OMM Sea in this area (Stops 4 and 5). In the vicinity of Tengen, the "Randengrobkalk" successions show a nearshore, mixed siliciclastic-carbonate environment. We will focus on the microfacies assemblages, sedimentary structures, depositional environments and the general stratigraphic succession of the area.

Description of stops

Day 1

Stop 1: Outcrop: "Grundgraben" in the city of Überlingen; Stratigraphy: Heidenlöcher beds; Main features: sub- to intertidal bedforms, tidal bundles, sandwaves, tidal channels

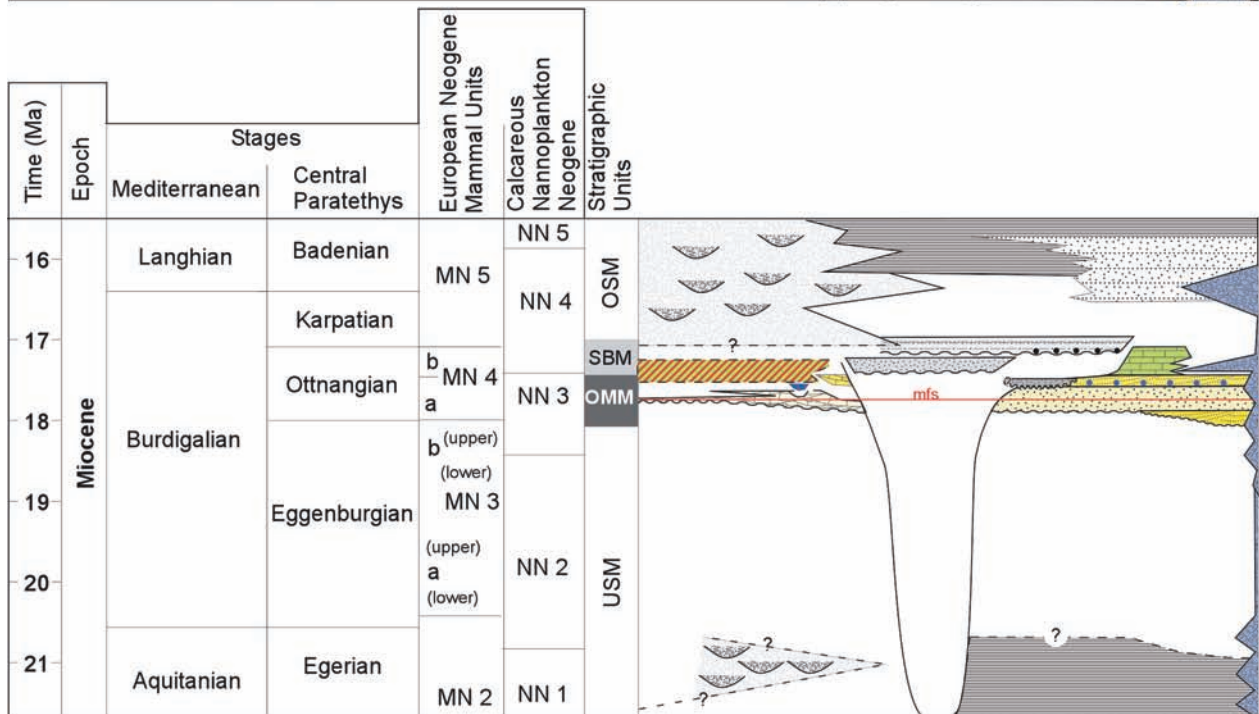
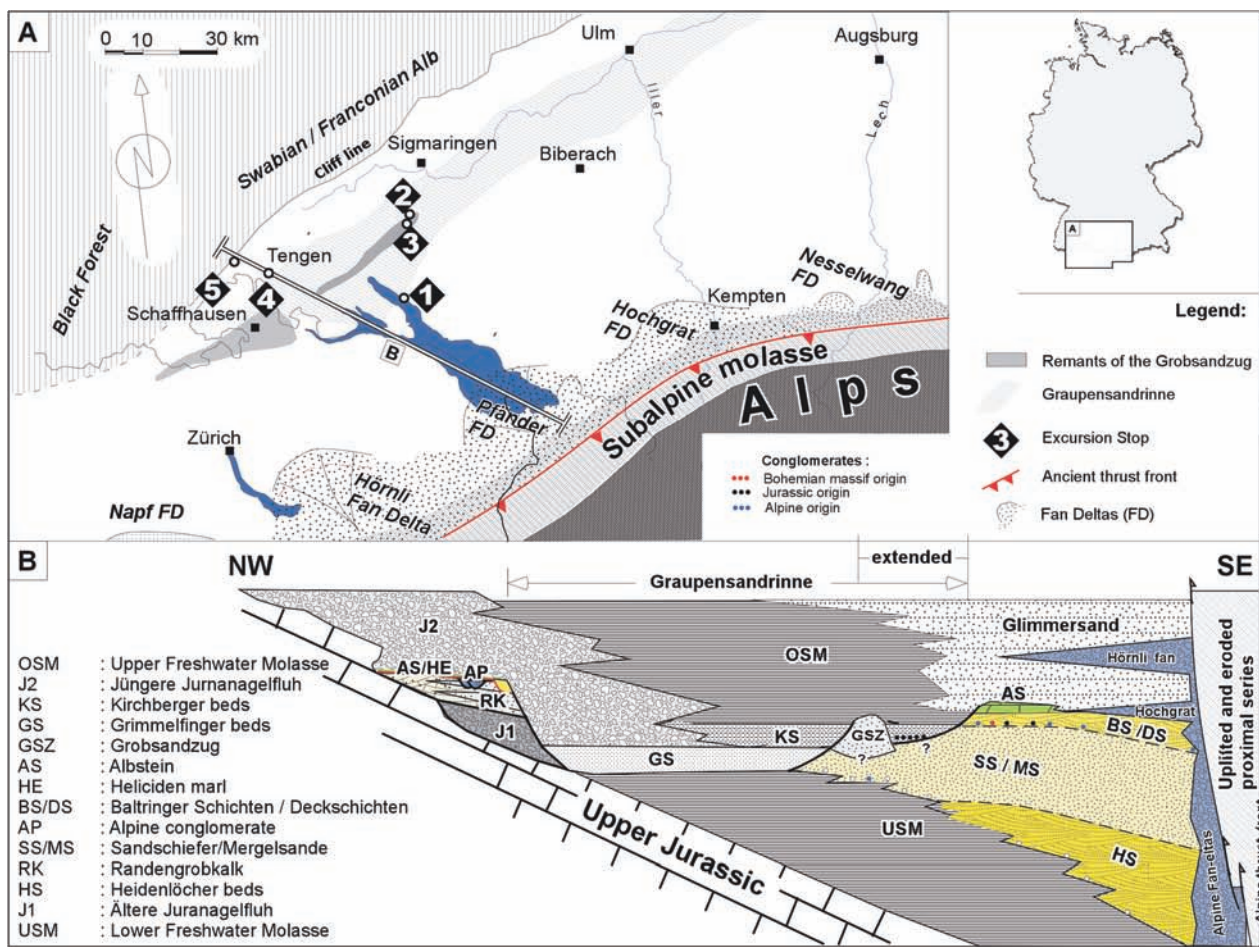


Fig. 1: Sketch map with excursion stops and a schematic stratigraphic NW-SE cross-section of the SW German part of the North Alpine Foreland Basin.

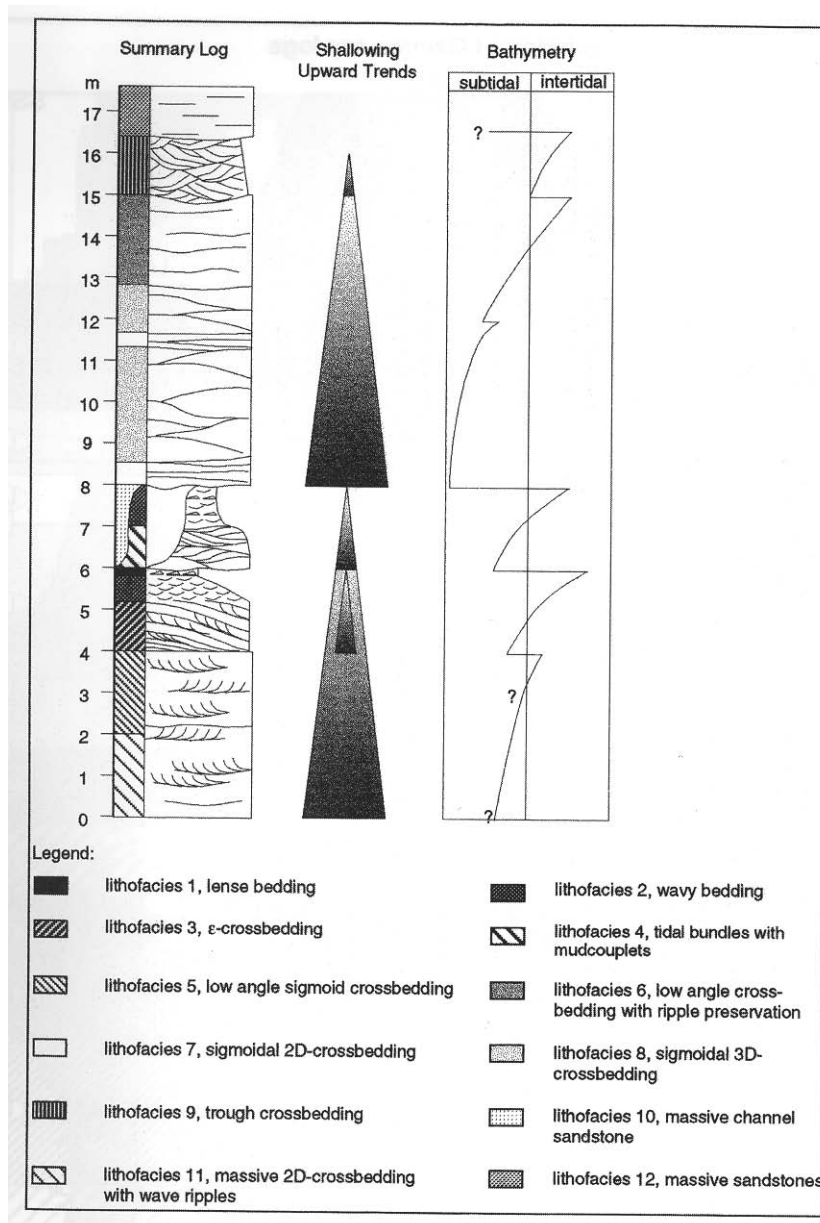


Fig. 2: OMM succession in the Überlingen "Stadtgraben" (Zweigel 1998).

The excellent outcrops in the "Stadtgraben" (the city moat) are described by Winder (1983) and Zweigel (1998). The succession is composed of sandy to shaley-sandy tidal deposits of mainly subtidal and a few of inter-tidal origin. Different types of sand flat and mixed mud-sandflat deposits can be distinguished as well as different kinds of tidal channels. Zweigel (1998) also recognized two 8 to 10m thick shallowing upward cycles separated by a distinct transgressive surface which can be traced across the entire outcrop. The lower sequence contains very well-preserved neap-spring tidal bundles with sigmoidal foreset laminae and double clay drapes (see e.g. Visser 1980).

Stop 2: Outcrop: Ursendorf; Stratigraphy: Grobsandzug; Main features: Large scale cut and fill structure of some 100 m in length and some 10 m height

The sandpit near Ursendorf shows four depositional units. The lowermost unit is characterized by silt and fine sand; no sedimentary structures are observed. Above an erosional unconformity, laterally aligned lenticular bedding shows a heterolithic facies composed of coarse sands forming current and wave ripples. Ripple troughs are filled with fine sand. This results in wavy and irregular bedding, suggesting frequent changes in current velocity aggrading

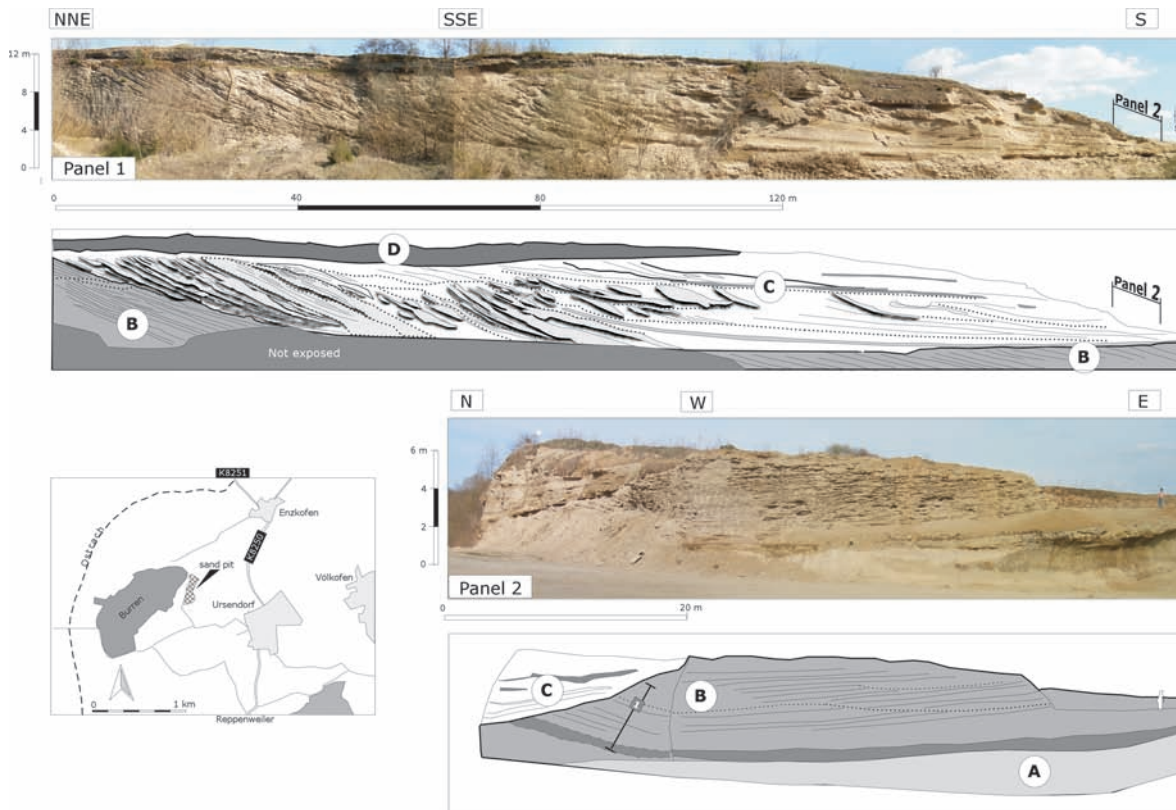


Fig. 3: Outcrop panels showing different depositional units. Unit C shows prominent tangential foresets. Grain size decreases towards the S indicating a filling of the cut structure from the NNE in a multi storey fashion.

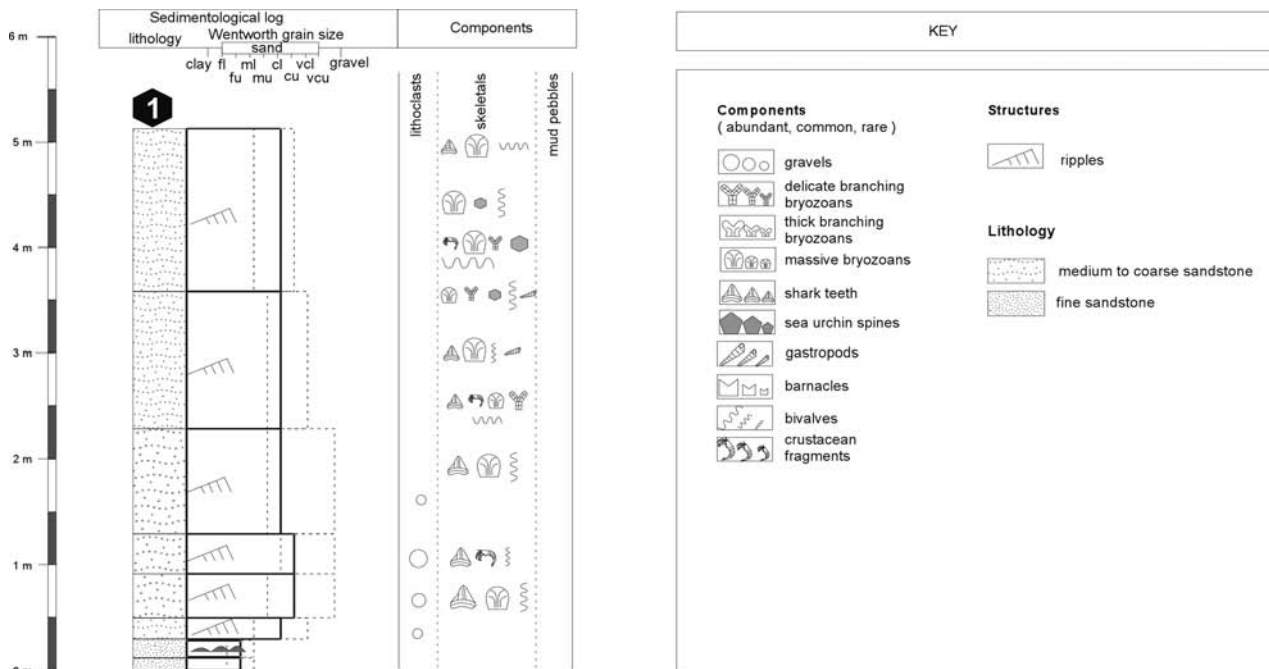


Fig. 4: Lithological column of Unit B.



Fig. 5: Lithological columns of the sandpit near Rengetsweiler.

in the vertical. Current velocity, however, must always have been above the threshold for sand moving as a bedload component. Moreover, this unit is characterized by shallow troughs cutting into the ripple bed horizons. Post-depositional cementation with preferential fluid pathways in the coarse grained sand fraction cemented the ripple beds and show typical weathering in the medium sand interbeds. The ripple bedded succession shows a general decrease in ripple wavelength and amplitude towards the top of the succession indicating a gradual decrease in hydrodynamic energy and thus a rise in sea-level.

A prominent concave erosional discontinuity, which is traceable throughout the whole outcrop, separates the lower unit 2 from the unit above. This Unit 3 is characterized by sigmoidal to tangential foresets of coarse sand with intercalated fine sand troughs showing also internal cross bedding. The whole structure progrades towards the south and fills the undercut channel in a multi-storey fashion displayed by various reactivation and erosional surfaces.

The Ursendorf locality is historically well known for its bryozoan fauna, but also for its molluscs and shark teeth. Both Miller (1875, 1877) and Engel (1908) mentioned the Ursendorf locality which includes a rich bryozoan fauna as well as six echinoid species including a sea-urchin named after the locality (*Spatangus ursendorfensis*). These fossiliferous parts are, unfortunately, no longer accessible. Recently, Höltke (accepted) described 11 bivalve and 9 gastropod genera from museum collection material. The gastropods are only preserved as internal moulds. Interestingly, turritelline gastropods, which can be abundant at some localities in the OMM (e.g. *Turritella*: Ermingen and Northern Lake Constance area), are absent in Ursendorf. Recent investigations by the authors show that shark teeth dominate the fossil content together with massive, nodular bryozoans and bivalves. Among the bivalves, only calcitic shelled taxa, such as ostreids and pectinids, occur with their shells preserved. The basal, silty to fine-sandy sediments without structures lack macrofossils. The overlying unit reveals a general trend with shark-teeth becoming less abundant upsection, with a concurrent increase in the massive, nodular bryozoan colonies.

Stop 3: Outcrop: Rengetsweiler: Sandpit "Steidle GmbH"; Stratigraphy: Grobsandzug, unknown stratigraphic position; Main features: tidal laminates, tidal creek and tidal flats

The succession starts with a muddy tidal flat which is drained by most probably meandering tidal creeks. Tidal channels are floored with rip apart sandy lithoclasts up to 50 cm in size derived from the coast. Towards the top of the succession, the tidal flat deposits change several times from flaser bedded indicating high tidal flats to ripple bedded indicating lower tidal flats. These are each separated

by major erosional unconformities designated by lag composed of quartz, pebbles and shark teeth overlying the basal unconformity.

The deposition of tidal rhythmites (tidal flat deposits) requires a morphological restricted environment and high concentrations of suspended sediment resulting from active wave-induced resuspension in an outer bay or offshore environment. A protected environment is necessary to limit erosional processes resulting from wave action or highly energetic tidal currents. The wide range of bedding types that express the tidal rhythmites are a reflection of highly variable hydrodynamic conditions. These vary from 1) weak energy with suspension load transport and settling which result in planar bedding to 2) more energetic dynamic conditions with bedload transport and erosional processes resulting in climbing ripple bedding and flaser- and wavy bedding.

The observed high turbidity can be related to offshore wave dynamics. High turbidity may also occur within fluvial-tidal settings such as an estuarine environment with high river discharge. The top of the succession is dominated by large-scale dunes prograding towards the Southwest. Within the foresets, the cyclic tidal current reversals have resulted in the generation of "tidal bundles" enclosed between planes characterized by erosion or non-erosion. Non-erosional surfaces represent the still-stand phase of dune migration during the subordinate tide. "Pause planes" may be draped by one or two thin mud laminae representing slack water conditions. Usually most of the slack water drape deposited on the ripple front directly after the dominant tide is eroded. Only a mud drape deposited after the subordinated tide is preserved. However, medium-scale dunes in the sand pit show "mud layer couples" indicating low flood current velocity, which is not strong enough to erode the sediment.

During measuring and sampling of the sections by the authors, the outcrop was sieved for fossil material. The locality is well-known for its fossil shark teeth, which also dominated our samples. The largest specimens (up to 55 mm) and highest abundance of shark teeth was found within a rubble layer, which suggest hydrodynamically induced sorting within a lag deposit. Other fossils include crustacean fragments, massive and delicate branching bryozoans, fragile echinoid spines and other echinoid fragments as well as bivalves and a few gastropods. Pectinids and ostreids dominate among the bivalves. Generally, the abundance of fossils appear to decrease upsection. The large scale dunes at the top of the succession completely lack fossils.

Day 2

The Randengrobkalk and associated sediments in the Hegau region of southern Baden-Württemberg.

Marine, Lower Miocene coastal and near coastal sediments of the North Alpine Foreland Basin (NAFB) are found in Southern Germany near the border to the Swiss Canton of Schaffhausen in an area known as the Hegau. This area is bordered by Jurassic rocks of the Swabian Alb to the north and west, to the east by Lake Constance and to the south by the Rhine River with a landscape characterized by a number of exposed Neogene volcanic stumps. In general, sediments and rocks of the NAFB are poorly exposed with the exception of abandoned quarries which were worked in order to extract the 'Randengrobkalk' for building stone material. The Randengrobkalk and associated sediments are especially well exposed in the Tengen quarry section and other localities in the vicinity. Vertical wall faces allow for the analysis of the lateral and vertical development and lithostratigraphic units and facies variations.

The Randengrobkalk can generally be described as a mixed siliciclastic - carbonate environment. A number of different sedimentary and facies types are present characterized by different biotic composition and preservation, variations in the types of lithoclasts as well as by numerous sedimentary structures. The biota is dominated by gastropods, aragonitic bivalves, pectinid bivalves, oysters, bryozoans and balanid barnacles. Preservation ranges from well preserved to highly fragmented and rounded components. Lithoclasts are dominated by coarse angular quartz grains; rounded Jurassic components may also be present. Numerous sedimentary structures are observable including irregular to wavy planar bedding, massive to subhorizontal bedding, bidirectional foresets, and trough cross-bedding. These facies are found in different localities including Heilinbuck, Wiechs a.R. and the Tengen outcrops.

The Randengrobkalk shows an onshore – offshore gradient with a differentiated nearshore carbonate factory, offshore mixed carbonate-siliciclastic including high energy, subtidal environments with shoals and channels. The carbonates belong to the Bryomol type and can be compared to sediments now being formed in nutrient rich, warm temperate environments such as in the present Mediterranean Sea.

Stop 4: Outcrop: Tengen; Stratigraphy: "Randengrobkalk"; Main features: mixed carbonate/siliciclastic sediments with sedimentary structures, gastropod limestones, quartzose sandstones

A number of different sediment types can be found in the Tengen outcrop. These include:

1) Gastropod rudstones along with subordinate aragonitic and pectinid bivalves, oysters, bryozoans and balanids make up the typical Randengrobkalk which was quar-

ried for building stone. It is found, for example, at the base of the Tengen outcrop (in the eastern part). Coarse and angular quartz grains also occur. The bedding is massive to subhorizontal; the top is sharp and sometimes erosive. This is interpreted as a higher energy, more offshore environment with permanent current action.

2) Quartz rich bivalve – barnacle packstones are found as massive, moderately sorted sands containing some m-scale undulating beds filled with trough, low-angle cross-bedding. The components are highly fragmented and in part rounded suggesting a transported assemblage.

The environment of deposition is interpreted to be an offshore current swept substrate. This facies dominates for example in the Wiechs a.R. Section located a few km south of the Tengen Quarry.

3) Bioclastic sandstones containing very common quartz and rare abraded oyster fragments and isolated barnacles plates show bidirectional foresets and trough cross-bedding. Additionally, thin silty layer spread over the foresets. This is interpreted as subtidal channels with indications of slack water periods. These sandstones can be seen on the walls of the Tengen Quarry.

4) Finally, as also seen in the Tengen Quarry, there are quartzose sandstones with mega-scale planar sets with cross cutting troughs. Thinly-bedded mega-scale planar sets, inclined between 6°–10° are found with 0.5 to 2 cm thick laminae. Single troughs can be seen to cut the structure. 2D dunes with opposing inclination are present in the bottom set. This facies is interpreted as representing an ebb tidal delta.

Stop 5: Outcrop: Heilinbuck near Zollhaus; Stratigraphy: "Randengrobkalk"; Main features: transgression of Miocene carbonates over Jurassic limestones.

The Heilinbuck quarry near Zollhaus near the Swiss – German border shows the direct transgression of the Randengrobkalk over the Jurassic Limestones of the stable North European Platform. These Miocene carbonates here show different facies types than that found in the Tengen Quarry. The sediment consists of poorly sorted packstones and grainstones containing well preserved coralline algae, bryozoans, molluscs and peloids with subordinate, oysters, barnacles and small benthic foraminifera. Not surprisingly, rounded Jurassic limestone lithoclasts are also present in the limestones. The sedimentary structures consist of irregular to wavy planar bedding, shallow troughs 2–4 m in length. These sediments are interpreted as belonging to a near-shore environment with moderate energy conditions.

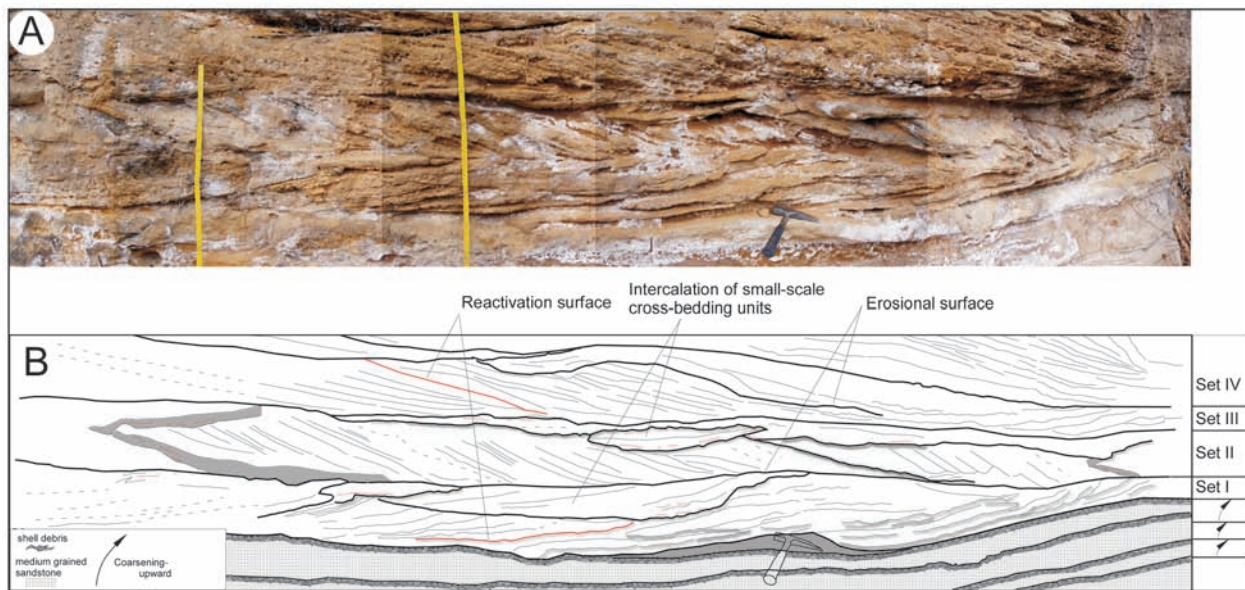


Fig. 6: Decimeter scale trough- to tabular cross-bedding. Foresets of coarse shelly debris are separated by silt interbeds typical for the slack water periods of a tidal cycle.

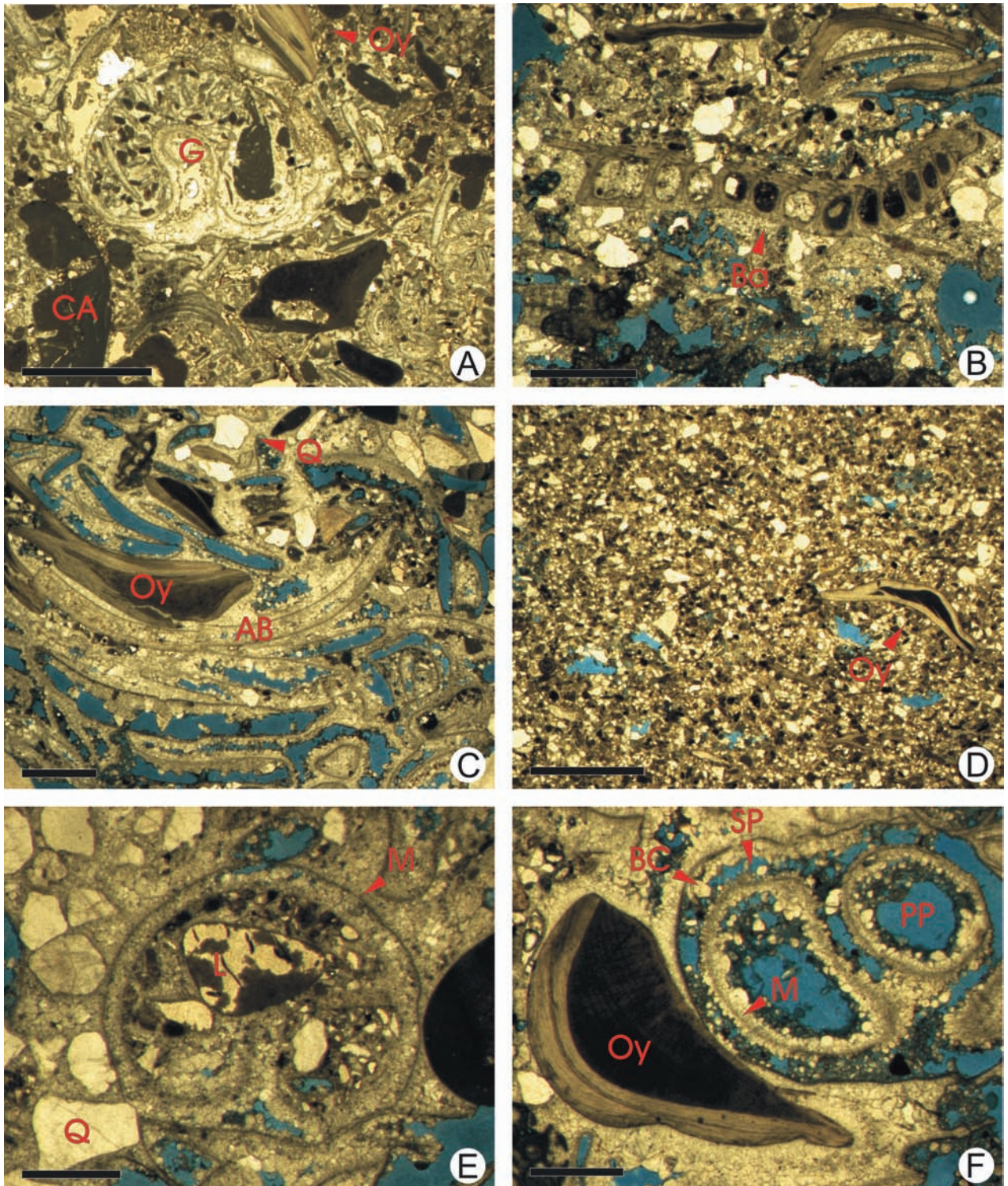
Fig. 7: Examples of different microfacies, components and diagenesis. Pore space is coloured blue.

- A) Pack- to grainstone dominated by coralline algae (CA) and mollusc remains with gastropods (G) and oysters (Oy). Note the finer sediments within the body cavity of the gastropod seen here in cross section. Many fragments of former aragonitic mollusc shell remains bivalves are also present and characterized by micritized rims. Locality: Heilinbuck, TS HB-Basis, Scale bar = 2 mm.
- B) Quartz rich, bivalve – barnacle packstone. A single large balanid barnacle plate (Ba) shows typical canals and tree-like structures in cross section. Locality: Tengen, TS: 2 Scale bar = 2 mm.
- C) Grainstone with rounded oyster fragments (Oy) , aragonitic bivalve remains (AB) and subangular to subrounded quartz grains (Q). Locality: Tengen, TS: 7, Scale bar = 2 mm.
- D) Bioclastic sandstones containing very common quartz and rare fragmented and abraded oyster fragments. Locality: Tengen, TS: 6, Scale bar = 2 mm.
- E) A cross section through a gastropod surrounded and infilled by coarse angular to subrounded quartz grains (Q). A lithoclasts (L) is also present within the shell. The micritized gastropod shell (M) has been completely replaced by sparite. Locality: Tengen, TS: 5, Scale bar = 1 mm.
- F) Detail showing rounded, fragmented oyster fragment and different types of pore space. A gastropod shows primary pore space within the shell (PP). The shell itself has been micritized (M), dissolved, and only partially replaced by blocky sparite cement (BC) , resulting in common secondary pore space (SP). Locality: Tengen, TS: 7, Scale bar = 1 mm.

References

- Büchi, U. P. 4 Hofmann, F. (1960): Die Sedimentationsverhältnisse zur Zeit der Muschelsandsteine und Grobkalke im Gebiet des Beckennordrandes der Oberen Meeresmolasse zwischen Aarau und Schaffhausen. – Bull. Vereinigung Schweizerischer Petroleum-Geologen und -Ingenieure, 27: 11-22.
- Engel, T. (1908): Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. – 645 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- Gutmann, S. (1910): Gliederung der Molasse und Tektonik des östlichen Hegaus. – Mitt. bad. geol. Landesanst., 6: 469-514.
- Haus, H. A. (1951): Zur paläogeographischen Entwicklung des Molassetroges im Bodenseegebiet während des mittleren Miozäns. – Mitt. Bad. geol. Landesanst., 1950: 48-66.
- Höltke, O. (accepted): Die Molluskenfauna der Oberen Meeresmolasse von Ermingen und Ursendorf. – Stuttgarter Beitr. Naturk. Serie B.
- Miller, K. (1875): Die Bryozoenfauna von Ursendorf. – Jahresh. Ver. Vaterländ. Naturk., 31: 82-84.
- Miller, K. (1877): Das Molassemeer in der Bodenseegegend. – Schriften des Vereins für die Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung, 7.
- Rutte, E. (1952): Grobsand und Muschelsandstein in der miozänen Meeresmolasse des nordwestlichen Boden-

Fig. 7



- seegebietes. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. Mh.: 295–304.
- Teike, M. (1921): Die Molasse im Linzgau und ihre Tektonik. – Unpubl. Phd Thesis.
- Teike, M. (1923): Die Molasse im bad.-württ. Grenzgebiet südlich von Sigmaringen. – Mitt. bad. geol. Landesanst., 9: 408–426.
- Visser, M. J. (1980): Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A preliminary note. – *Geology*, 8: 543–456.
- Werner, J. (1966): Ergebnisse der Auswertung von Flachbohrungen im Bereich des Gobsanzuges der Oberen Meeresmolasse (Gebiet Stockach-Pfullendorf). – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F.* 48: 105–120.
- Winder, H. (1983): Untersuchung der Fazies der Oberen Meeresmolasse nördlich des Überlinger Sees (Bodensee). – Unpublished Diploma thesis, University of Tübingen.
- Zweigel, J. (1998): Reservoir analogue modelling of sandy tidal sediments, Upper Marine Molasse, SW Germany, Alpine foreland basin. – In: Mascle A., Puigdefàbregas C., Luterbacher H.-P. Fernández M. (eds.): *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. Geological Society Special Publication, 134, 325–337.

PROMINENT MASS MOVEMENTS IN THE TYROL (AUSTRIA): THE DEEP-SEATED TSCHIRGANT, TUMPEN AND KÖFELS ROCKSLIDES

Christoph Prager^{1, 2}, Christian Zangerl¹, and Gerhard Poscher³

¹ alpS Centre for Natural Hazard Management, Grabenweg 3, 6020 Innsbruck, Austria

² ILF Consulting Engineers Ltd. Feldkreuzstraße 3, 6063 Rum b. Innsbruck, Austria

³ p+w Geo ZT Ltd., Salvatorgasse 2, 6060 Hall in Tirol, Austria

Situation

Some of the largest fossil mass movements in the Alps are concentrated in the Upper Inn Valley – Ötz Valley area (Northern Tyrol, Fig. 1). They feature various types of rock-slides and rockfalls, with deposition volumes ranging between some ten to some hundred million m³ and with run-out distances extending up to several kilometres (Prager et al., 2007). Essential for a better understanding of the processes leading to these slope instabilities is a lithological, structural and morphological mapping of the scarp areas, a radiometric age dating of events as well as a survey of the geometries and sedimentary fabrics of the deposition material.

Tschirgant rockslide

The prominent Tschirgant rockslide broke off the structurally extremely complex southern margin of the Inntal thrust nappe (Northern Calcareous Alps). The scarp is mainly composed of dolomites and limestones of the Wetterstein Formation (here predominantly featuring reef- and peri-reef facies) and of intensely fractured carbonates, evaporites and siliciclastics of the Raibl Group (at the toe and the top of the slope). These Middle and Upper Triassic successions are characterised by polyphase and heteroaxial folding and faulting (see Prager et al., this volume). As a result of this deformation, the obscurely bedded, yet tectonically intensely overprinted carbonates of the Wetterstein Formation exhibit several extensive fracture planes, which dip out of the slope and form preferably oriented sliding planes (Fig. 2a).

At the scarp and summit area of the Tschirgant, Pleistocene soft rock deposits are predominantly encountered at elevations of up to 2220 m, and occasionally even at

higher altitudes (Fig. 2a). These fluvio-glacial cover rocks and the comparable situation at the nearby Fernpass rockslide (Prager et al., 2006) indicate that similar clasts of metamorphic composition at the top of the calcareous rockslide deposits are not to be attributed to a late-glacial overprint of the slide masses (Heuberger, 1975), but were instead carried along piggy-back style from the scarp area. The spatial distribution of these Pleistocene sediments atop the rockslide deposits also indicates that kinematically the rockslide process was at least partially characterised by laminar, i.e. non-turbulent block sliding.

Outcrops show that rock fragments of different sizes (from gravels to blocks in the ten-metre range) are embedded in a silty-sandy to gravelly-stony matrix. The clast-supported fabric and the fractal grain-size distribution of these unsorted debris masses provide evidence that the Tschirgant rockslide deposits were kinematically dominated by flow movements and are the result of a highly mobile Sturzstrom. Locally, especially underneath larger and southerly exposed blocks (which frequently contain "Großoolithe" in the decimetre range as well as collapse breccias in karst cavities, which have passively been transported from the scarp area), the rockslide debris is often lithified by post-kinematic cements, forming breccias several decimetres thick (Fig. 3a). Comparable meteoric cements also occur at the nearby Fernpass rockslide, where they were dated radiometrically using the U/Th disequilibrium method (Ostermann et al., 2007).

Drillings revealed that here finely-ground, low-permeable base deposits, are overlain by coarse blocky debris (Patzelt & Poscher, 1993). It is to be pointed out that the calcareous Tschirgant rockslide is one of a few rockslides in the Alps, where the contact of the basal slide deposits with the substrate is naturally exposed. These contact zones display a complex geometry, where in the course of the rockslide event, presumably water-saturated valley-floor sediments were injected into the

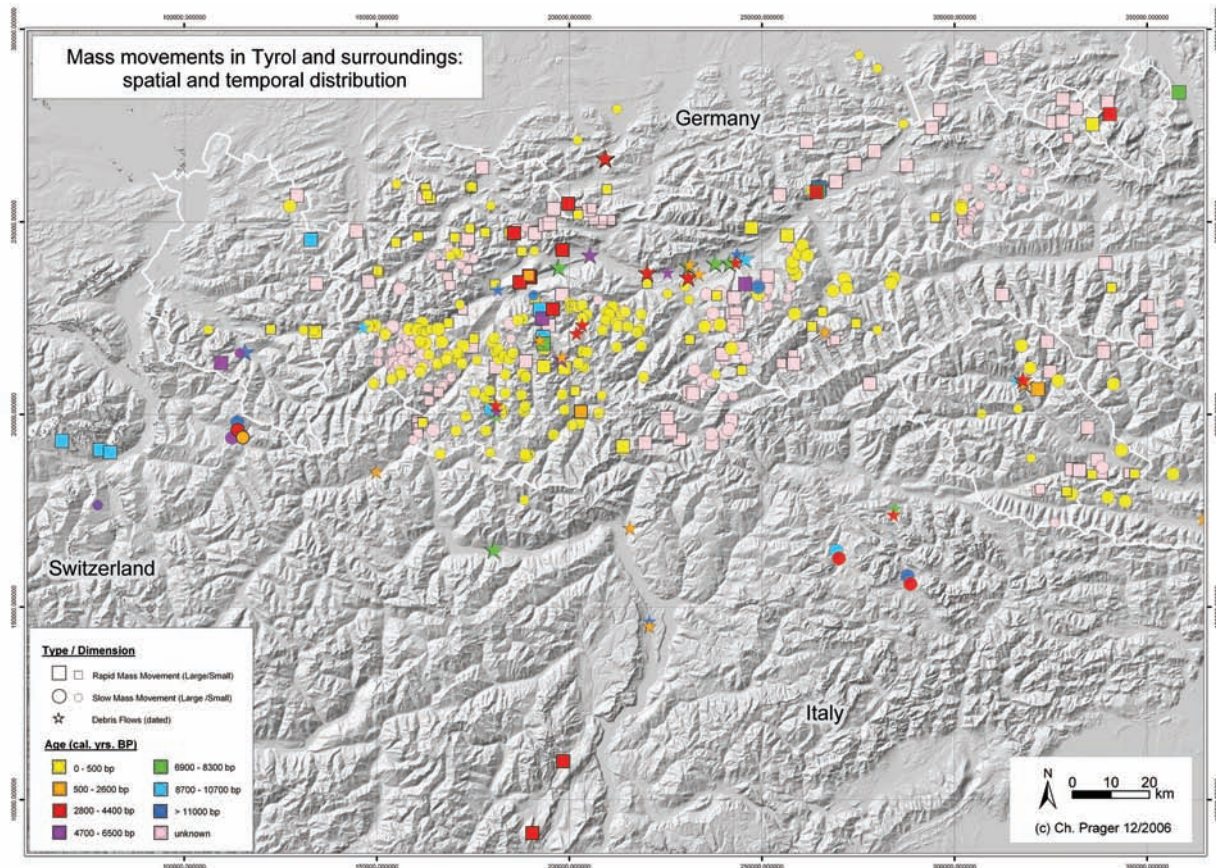


Fig. 1: Distribution of landslides in space and time in the Tyrol and its surroundings (Prager et al. 2007, modified).

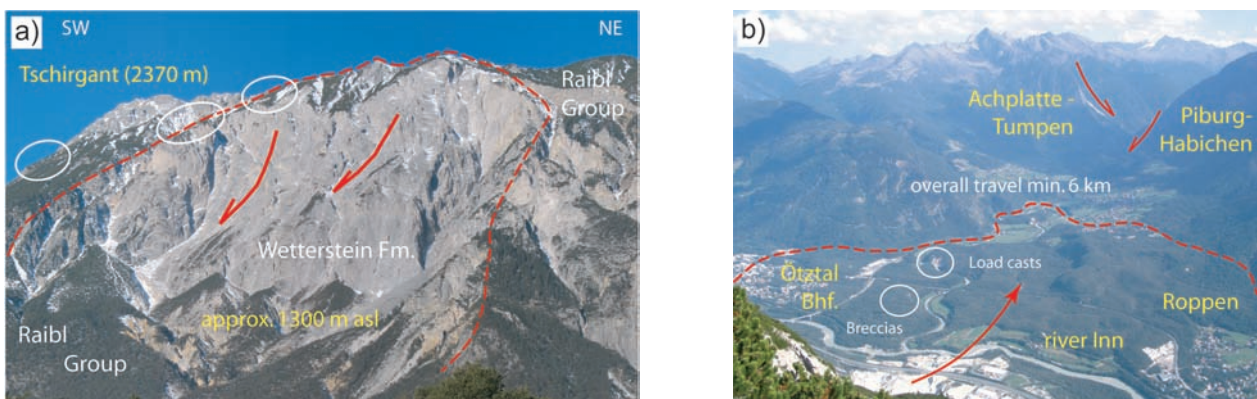


Fig. 2: Tschirgant rockslide a) scarp with desktop-like sliding planes dipping out of the slope and significant outcrops of Pleistocene soft rock deposits at the top of the slope (indicated by white circles); b) view down to slide deposits in the Inn Valley and the Northern Ötztal Valley (selected excursion destinations indicated by white circles) as well as to failure zones of other rockslides in this area.

rockslide masses filling up steep extension structures (Patzelt & Poscher, 1993; Abele, 1997) and where diamicths were created by a mingling with the rockslide. The undrained loading of the substrate caused a considerable run-out in excess of 6 km into the Northern Ötztal Valley (Fig. 2b). As a result, the Inn Valley was buried and

approx. 15–20 m thick gravely sandy backwater sediments were accumulated in the Roppen area (Ampferer, 1904). Based upon field surveys and several radiocarbon dating, a Holocene failure event around 2900 ¹⁴C yrs was determined for the Tschirgant rockslide (Patzelt & Poscher, 1993).



Fig. 3: Clast-supported fabric of a) Tschirgant sturzstrom deposits (unsorted debris of reef limestones), here lithified with post-kinematical cements; b) Tumpen-Maurach rockslide, featuring shattered granodioritic gneiss blocks.

Tumpen landslides

In the northern Ötz Valley, significant valley steps and flat upstream valley floors are encountered, which genetically may be attributed to multi-phase landslide events and thus to associated backwater sediments (Heuberger, 1975 including references). Natural and artificial exposures in the Tumpen area demonstrate that here competent orthogneissic rockfall deposits feature clast-supported fabrics of metre-sized blocks and sandy-stony matrix in the pore spaces (Fig. 3b). In comparison to the calcareous Tschirgant sturzstrom, these deposits are marked by less silty-sandy rock fragments, a reduced compactness and thus a higher porosity and permeability respectively.

In the Tumpen area, sink-hole collapses in soft-rock sediments have repeatedly been documented over the last 300 years and have led to extensive ground reconnaissance surveys. According to these surveys, a differentiation is to be made in this area between at least five different slide masses, which were transgressed by fluvio-lacustrine deposition sequences with a minimum total thickness of 60 m. By a relocation of the Ötz, the distance between the river and the underlying rockslide deposits has been reduced in the past. This river diversion, especially in combination with groundwater level fluctuations, may lead to soft-rock deposits being swept into the permeable subsoil by subsurface processes and thus to increased sink-hole collapses (Poscher & Patzelt, 2000).

Köfels rockslide

With a volume of more than 2 km³, the Köfels rockslide represents the largest crystalline rockslide in the Alps (Fig. 4a, Fig. 4b). The rockslide slab, which is predominantly composed of granitic gneisses from the poly-metamorphic

Ötztal-Stubai complex, blocked the Ötz river and caused the accumulation of ca. 100 m thick fluvio-lacustrine backwater-deposits (Heuberger, 1975). Radiocarbon dating of buried wood and surface exposure dating of quartz veins from rockslide boulders (Ivy-Ochs et al., 1998) indicate that the main slide event occurred around 9800 cal. yrs BP and was succeeded by a smaller rockslide event.

One outstanding characteristic of the famous Köfels site consists in the existence of frictionites ("pumice"), which so far have only been discovered at two locations worldwide, namely at the Köfels and the Langtang Himal (Nepal) rockslides. These fused rocks (Fig. 4c) have their origin in the friction heat, which developed on several shear planes during the rapid sliding movement. Another remarkable feature of the Köfels area are very high radon concentrations, which are emitted from the highly fractured and crushed rockslide deposits (Purtscheller et al., 1995).

The rockslide deposits are laterally and vertically characterized by a high variability in the degree of fragmentation and show different types of fabrics. Domains showing a fault-breccia texture composed of angular fragments within a finer-grained matrix of crushed material are located next to domains showing a high fracture density but without any fine-grained material. A diabase dyke, which embedded in its surrounding granitic-gneiss wall rocks was transported in the course of this rockslide, shows only a crushed and heavily fractured texture but no features of remarkable shear deformation along the intrusion contacts (Fig. 4d). This suggests that the sliding process was dominated by shearing along distinct high strain zones where the blocks lying in between were deformed through a dynamic shattering process. Thus these blocks and especially the topmost deposits show the typical, highly permeable openwork fabric, containing crushed rockslide clasts with a jig-saw-fit of corresponding grain boundaries.

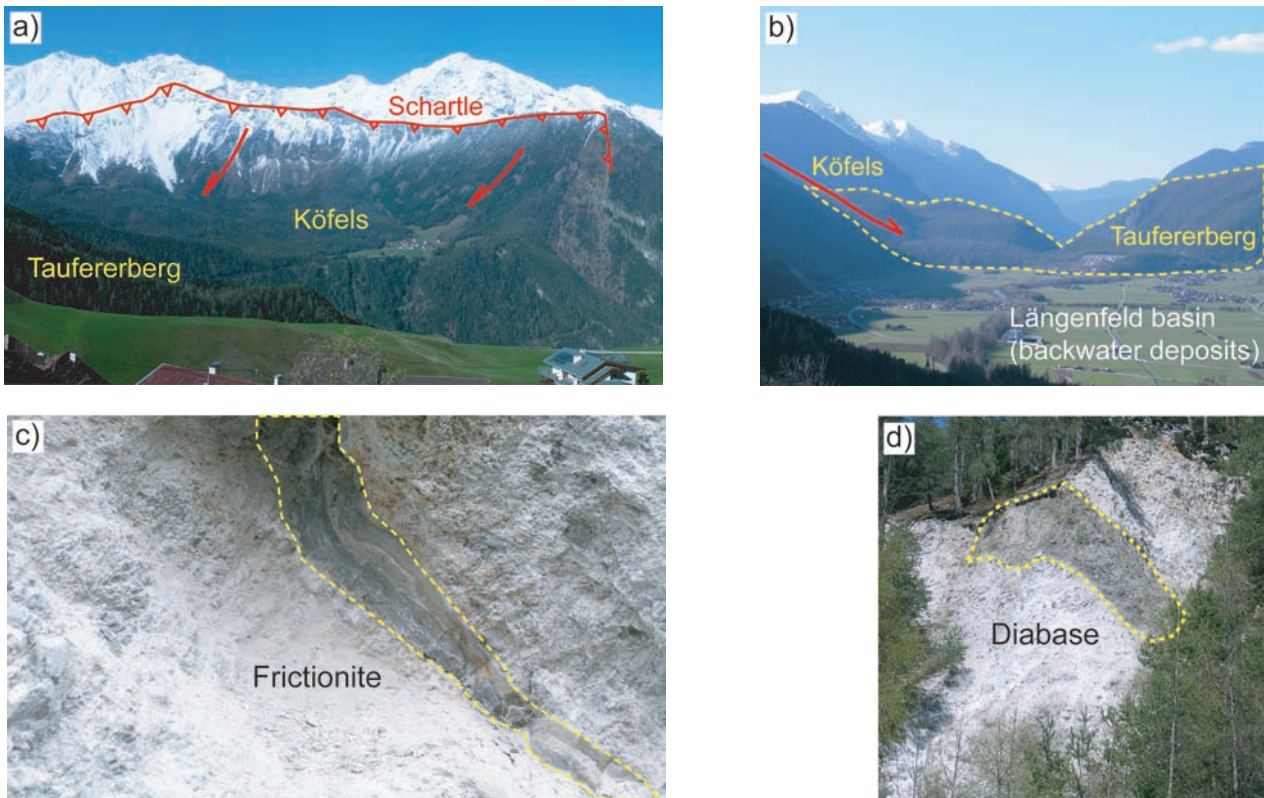


Fig. 4: Köfels rockslide a) Scarp area at the locations Köfels and Schartle; b) view towards North, showing several hundred metres thick rockslide deposits near Köfels and at Taufererberg and rockslide-dammed backwater deposits respectively; c) cm-thick frictionite in a fine-grained matrix of crushed granitic gneiss with fault-breccia texture; d) intensely crushed but slightly sheared diabase dyke within heavily fractured granitic gneisses.

References

- Abele, G. (1997): Rockslide movement supported by the mobilization of groundwater-saturated valley floor sediments. – *Z. f. Geomorph. N. F.*, 41/1: 1–20.
- Ampferer, O. (1904): Die Bergstürze am Eingang des Ötztales und am Fernpaß. – *Verh. Geol. R.-A.* 1904, 73–87.
- Heuberger, H. (1975): Das Ötztal. Bergstürze und alte Gletscherstände, kulturgeographische Gliederung. *Innsbrucker Geograph. Stud.* 2: 213–249.
- Ivy-Ochs, S., Heuberger, H., Kubik, P.W., Kerschner, H., Bonani, G., Frank, M. & Schlüchter, C. (1998): The age of the Köfels event. Relative, ^{14}C and cosmogenic isotope dating of an early Holocene landslide in the Central Alps (Tyrol, Austria). – *Zs. Gletscherkd. Glazialgeol.* 34/1: 57–68.
- Ostermann, M., Sanders, D., Kramers, J. & Prager, C. (2007): Aragonite and calcite cementation in “boulder-controlled” meteoric environments on the Fern Pass rockslide (Austria): implications for radiometric age-dating of catastrophic mass movements. – *Facies*, DOI 10.1007/s10347-006-0098-5, Springer.
- Patzelt, G. & Poscher, G. (1993): Der Tschirgant-Bergsturz. – *Arbeitstagung Geol. B.-A.* 1993: 206–213.
- Poscher, G. & Patzelt, G. (2000): Sink-hole Collapses in Soft Rocks. *Felsbau* 18/1: 36–40.
- Prager, C., Zangerl, C., Brandner, R., Krainer, K. & Chwatal, W. (2006): Structure and kinematics of a long run-out rockslide: the Holocene Fernpass Sturzstrom (Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria). – *Pangeo Austria 2006*, Innsbruck Univ. Press Conf. Ser.: 260–261.
- Prager, C., Zangerl, C., Brandner, R. & Patzelt, G. (2007): Increased rockslide activity in the Middle Holocene? New evidences from the Tyrolean Alps (Austria). – *Proc. Int. Conf. Landslides Climate Change, Ventnor 2007*, in press.
- Purtscheller, F., Pirchl, T., Sieder, G., Stingl, V., Tessadri, R., Brunner, P., Ennemoser, O. & Schneider, P. (1995): Radon emanation from giant landslides of Koefels (Tyrol, Austria) and Lang Tang Himal (Nepal). – *Env. Geol.* 26: 32–38.

Index der AutorInnen / Index of Authors

- Abratis, M., 43
 Aigner, T., 14
 Anders, B., 64
 Bachmann, M., 52
 Back, S., 29
 Bahlburg, H., 76
 Báldi-Beke, M., 9, 25
 Baron-Szabo, R., 81
 Baumer, U., 44
 Bechstädt, T., 3, 10
 Bechtel, A., 39
 Berger, A., 4
 Berka, R., 85
 Berkýova, S., 40, 86
 Bertle, R.J., 87
 Bieg, U., 5, 6, 46, 51, 149
 Blendinger, W.
 Blomeier, D., 7
 Bodin, S., 15
 Bomfleur, B., 43
 Bowman, S., 10
 Brachert, T.C., 57
 Brack, P., 8, 9
 Brandner, R., 74, 95
 Breitzkreuz, C., 53
 Bruhn, R., 51
 Buriánek, D., 70
 Chen, X., 88
 Christ, D., 73
 Contreras, J., 10
 Corsini, A., 11, 12, 123
 Danisik, M., 35
 Daut, G., 13, 36, 42
 DeVries, T.J., 77
 Dietrich, S., 41
 diPrimio, R., 23
 Doberschütz, S., 13, 42
 Dressler, B., 13, 42
 Dumitrica, P., 47, 67
 Dunkl, I., 9, 25, 73
 Ehret, D., 59
 El Jorfi, L., 14
 Elsner, M., 43
 Engelbrecht, H., 44
 Eynatten, H. von, 9, 25, 73
 Faber, S., 13, 42
 Farrell, E.P., 24
 Feijth, J., 31
 Föllmi, K.B., 15, 44
 Forke, H., 7
 Frenzel, P., 13, 42
 Friedrich, A., 5, 16, 46, 51
 Frieling, D., 45
 Frisch, W., 47
 Fritschka, N., 5, 46, 51
 Frýda, J., 40
 Gaupp, R., 43, 63, 133
 Gawlick, H.-J., 39, 47, 48, 66, 67, 72, 84, 89, 90
 Gesierich, D., 82, 83
 Gier, S., 4
 Gillhaus, A., 49
 Godet, A., 15
 Görgen, P., 17, 50
 Götte, T., 17, 18, 49
 Götz, S., 59
 Grathoff, G., 73
 Gratzner, R., 39
 Greb, M., 5, 46, 51
 Gruber, A., 95
 Haas, U., 32
 Harzhauser, M., 78
 Heimann, A., 30
 Heindel, K., 19
 Heldt, M., 52
 Hesselbo, S.P., 56
 Heubeck, C., 55, 69
 Hinderer, M., 5, 46, 51
 Hornung, J., 5, 46, 51
 Horsfield, B., 23
 Hoxha, L., 47
 Hülse, P., 7
 Hrvatović, H., 9, 73
 Jäger, H., 3
 Jäger, K., 12, 20
 Janda, C., 31
 Jenkyns, H.C., 56
 Kallmeier, E., 53
 Kaufmann, B., 54
 Kázmér, M., 25
 Keim, L., 95
 Kiersnowski, H., 53
 Klötzing, T., 13, 42
 König, E., 55
 Koller, J., 44
 Korte, C., 56
 Kostopoulos, D., 64
 Kozur, H.W., 56
 Krainer, K., 21, 22, 127
 Kramers, J., 32
 Kroeger, K.F., 23, 57
 Kroh, A., 78
 Krois, P., 4
 Krooss, B.M., 63
 Krystyn, L., 47, 67
 Kukla, P.A., 29, 30
 Kustatscher, E., 58
 Lang, K., 127
 Lang, J., 5, 46, 51
 Lang, S., 59
 Lee, J., 16
 Lehmann, J., 52
 Lein, R., 47, 67
 Leuprecht, M., 60
 Linder, P., 15
 Littke, R., 30, 63
 Lucas, S.G., 21, 22
 Lukeneder, A., 61, 62, 87
 Machava, J., 24
 McCabe, O., 24
 Mäusbacher, R., 13, 36, 42
 Martin-Algarra, A., 48
 Mawson, R., 88
 Meier, A., 63
 Meinhold, G., 64
 Mertmann, D., 69
 Mette, W., 65
 Mhammdi, N., 14
 Mietto, P., 58
 Mikes, T., 9, 25, 73
 Missoni, S., 47, 48, 66, 67, 90
 Monegato, G., 68
 Morabet, A., 14
 Moshhammer, B., 60
 Mutterlose, J., 33

Nagel, M., 69
 Nebelsick, J.H., 6, 75, 149
 Nehyba, S., 70
 Neuser, R.D., 17, 71
 Nowacki, D., 13, 42
 O'Dea, P., 24
 O'Dogherty, L., 48, 72
 Ondrak, R., 23
 Ortner, H., 26, 133
 Ostermann, M., 32
 Pagliarini, L., 74
 Parente, M., 33
 Peryt, D., 27
 Peryt, T.M., 27
 Petri, R., 9, 73
 Philippitsch, R., 85
 Piller, W.E., 54, 78
 Pino, M.Q., 13, 42
 Poberezhskiy, A.V., 27
 Poscher, G., 159
 Prager, C., 32, 74, 159
 Privalov, V., 35
 Püttmann, W., 39
 Rantitsch, G., 73
 Rasser, M.W., 6, 75, 149
 Reichenbacher, B., 45
 Reijmer, J., 28
 Reimann, C., 76
 Rein, B., 12, 20
 Reischmann, T., 64
 Reitner, J., 9
 Reschreiter, H., 59
 Reuning, L., 29, 30, 77
 Reuter, M., 57, 78
 Riechelmann, D.F.C., 79
 Richter, D.K., 17, 18, 49, 50, 71, 79
 Rockenschaub, M., 31
 Roghi, G., 58
 Rohn, J., 59
 Rott, E., 82, 83
 Rumpler, N., 59
 Sachsenhofer, R., 35
 Sanders, D., 32, 80, 81, 82, 83, 84
 Scheibner, C., 7
 Schlagintweit, F., 47, 84
 Schlüter, M., 33
 Schlunegger, F., 34
 Schöner, R., 43
 Schoenherr, J., 30
 Schubert, G., 85
 Seelos, K., 12, 41
 Sieh, K., 16
 Sirocko, F., 12, 41
 Schneider, J., 43
 Spence, G., 3
 Spiegel, C., 35
 Stefani, C., 68
 Steuber, T., 33
 Süß, M.P., 14
 Suttner, T.J., 86, 87, 88
 Suzuki, H., 89, 90
 Talent, J.A., 88
 Thielemann, A., 36
 Tomaselli, M., 39
 Urai, J.L., 30
 van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A., 58
 Viereck-Götte, L., 43
 Wallner, J., 13, 42
 Wegerer, E., 91
 Wemmer, K., 73
 Werner, G., 3
 Wernicke, b.P., 16
 Wessely, G., 91
 Westphal, H., 19
 Wisshak, M., 19
 Zangerl, C., 159
 Zühlke, R., 10