

Geo.Alp



Volume 6

2009



Geo.Alp

A yearly journal devoted to Alpine geology

Jahreszeitschrift zur Alpengeologie

La rivista per la Geologia delle Alpi

Geo.Alp

Redaktionskomitee: Rainer Brandner, Innsbruck; Karl Krainer, Innsbruck; Peter Tropper, Innsbruck; Volkmar Mair, Bozen; Benno Baumgarten, Naturmuseum Südtirol, Bozen; Lorenz Keim, Bozen

Technische Redaktion/Layout: Sarah Krainer, Wien

Herausgeber, Eigentümer und Verleger:
Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck; Naturmuseum Bozen

Chefredakteur: Karl Krainer

Erscheinungsweise und Bezug:

Geo.Alp erscheint einmal jährlich und kann bei beiden herausgebenden Institutionen im Abonnement oder einzeln bezogen werden:
Institut für Geologie und Paläontologie, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria
Naturmuseum Südtirol/Museo Scienze Naturali Alto Adige, Bindergasse/via Bottai 1, I-39100 Bozen/Bolzano, Italy

© Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck; Naturmuseum Südtirol/Museo Scienze Naturali Alto Adige

Genehmigung des Landesgerichtes Bozen Nr. 12/2004 vom 5/11/2004
Verantwortlicher Direktor: Dr. Vito Zingerle

ISSN 1824-7741

Umschlagbild: Tarviser Breccie (Perm), Karawanken, Österreich (Foto: Karl Krainer, 2009)

Druck: Walser Druck KG, Telfs

INSTRUCTIONS TO AUTHORS

Articles may be submitted in English, German or Italian. In case of a German or Italian text, the captions and figures, plates and tables must be also in English, and an English abridged version (1000 – 1500 words) and abstract is to be delivered.

Articles shall be submitted in three copies to:

Karl Krainer, Institute of Geology and Palaeontology, University of Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria.
E-mail: Karl.Krainer@uibk.ac.at

or to:

Benno Baumgarten, Naturmuseum Südtirol/Museo Scienze Naturali Alto Adige, Bindergasse 1/Via Bottai 1, I-39100 Bozen/Bolzano, Italy; E-mail: benno.baumgarten@naturmuseum.it

Articles must be typed double-space. The quality of line-drawings must be ready for print. In line-drawings and figures of any sort, all labellings, numbers and letters should be readable upon 50% reduction in size.

Publication titles and authors name (citations) not in capital letters and not in small capitals!

Photographs and line drawings can be submitted in original hardcopy, or in an electronic format. All photographs must be clearly labelled on the backside.

For photographic tables (plate header – e.g. "Plate 1" – included) and for text-figures: please note that the page setup of Geo.Alp is 23,47 x 16,70 cm (8 cm column width)

The final text (Word file) must be submitted on CD. The name of the author, the name and version of the word processing program(s) and type of computer on which the text was prepared must be indicated. To avoid obsolete passages in the manuscript please note that Word files should be saved after using the option "Accepted Changes" in the Tools Menu.

Word tables must be on single pages for transformation into pdf format or already in pdf format.

The text should be submitted in single column format, and should be formatted as simple as possible (e.g. no bullets and no automatic numbering). Electronic versions of figures and/or photographs must be submitted as separate files; file format: tif without LZW compression (high-resolution jpg files are also possible), photographs with a resolution of 300 dpi (due to print size), line drawings at least 600 dpi; colour images all in CMYK mode.

Referencing (Authors names not in capital letters and not in small capitals):

Articles:

Author 1, X.Y., Author 2, Z.A. (2002): Title of article. – International journal abbreviation (e.g. Sediment. Geol.), vol.: pp-pp.

Articles in books:

Author 1, X.Y., Author 2, Z.A. (2002): Title of article. – In: Person A., Person B. (eds): Title of book, pp-pp, publisher, place of publication.

Books:

Author 1, X.Y., Author 2, Z.A. (2002): Title of book. – no. of pages, publisher, place of publication.

Inhalt

| | |
|--|---------|
| Peter Tropper & Franz Vavtar: Mineralogical/petrological and geochemical survey of historic mining sites in the Tyrol and adjacent areas in the course of the Sonderforschungsbereich HiMAT (History of Mining Activities in the Tyrol and Adjacent Areas) | 1–10 |
| Helfried Mostler: Ein moderner Kieselschwamm der Gattung Coelodischela (Demospongiae) aus pelagischen Kirchsteinkalken tiefliassischen Alters (Nördliche Kalkalpen, Deutschland) | 11–17 |
| Helfried Mostler: Pedicellarien obernerischer Echiniden aus der Hallstätter Tiefschwellen-Fazies, Nördliche Kalkalpen | 19–52 |
| Jacopo Dal Corso, Evelyn Kustatscher, Paolo Mietto, Guido Roghi: Palynopedia: a new Microsoft Access® database for paleopalynology | 54–61 |
| Ulrike Forer, Peter Tropper & Volkmar Mair: Lithologische Kartierung, Petrologie und Strukturgeologie am Tauernfenster-Südrand im Ahrntal (Südtirol, Italien) | 62–79 |
| Anna Breda, Nereo Preto, Guido Roghi, Stefano Furin, Renata Meneguolo, Eugenio Ragazzi, Paolo Fedele & Piero Gianolla: The Carnian Pluvial Event in the Tofane area (Cortina d'Ampezzo, Dolomites, Italy) | 80–115 |
| Rainer Brandner, Micha Horacek, Lorenz Keim & Robert Scholger: The Pufels/Bulla road section: deciphering environmental changes across the Permian-Triassic to the Olenekian by integrated litho-, magneto- and isotope stratigraphy. A field trip guide. | 116–132 |
| ♦ Errata Corrige | 133 |

MINERALOGICAL/PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL SURVEY OF HISTORIC MINING SITES IN THE TYROL AND ADJACENT AREAS IN THE COURSE OF THE SONDERFORSCHUNGSBEREICH HIMAT (HISTORY OF MINING ACTIVITIES IN THE TYROL AND ADJACENT AREAS)

Peter Tropper & Franz Vavtar

With 4 figures

Institute of Mineralogy and Petrography, Faculty of Geo- and Atmospheric Sciences,
University of Innsbruck, Innrain 52f, A-6020 Innsbruck, Austria

Zusammenfassung

Grundlage einer gezielten Auswahl und erfolgreichen archäologischen Bearbeitung historischer Kupferbergbaugebiete in Tirol und seinen Nachbargebieten ist zunächst eine mineralogisch/petrologisch-geochemische und montanarchäologische Prospektion bereits bekannter sowie neuer Fundstellen bergbaulicher Aktivitäten. Diese Prospektion stellt die Grundlage für die archäometallurgischen Untersuchungen dar. Um die in vorgeschichtlichen und historischen Zeiten genutzten Metallsorten regional zuordnen zu können, ist die Erstellung eines Lagerstättenkataloges unerlässlich. Dieser soll neben einer mineralparagenetischen Kennzeichnung (Haupt- und Nebengemengteile, Akzessorien) insbesondere eine genaue geochemische Charakteristik (Spurenelementgehalte, Verteilung der Seltene Erde Elemente, Isotopenverhältnisse u.a.) der Erz- und Nebengesteine sowie der Gangarten in den jeweiligen Lagerstätten beinhalten.

Die mineralogisch-petrologische Charakterisierung beinhaltet 1) die Erfassung der Mineralparagenesen sowie die Texturen in den Proben, 2) die chemische Analyse (Haupt- und Nebenelemente) der Erzphasen, der Gangminerale als auch der Gesamtgesteine und der anfallenden Schlacken und 3) die Quantifikation der *P-T-X* Bedingungen der Erzgenese an ausgewählten Lagerstätten. Ein wesentlicher Bestandteil der geochemischen Charakterisierung ist auch die Messung der Spurenelemente und Pb-Isotopenverhältnisse der Erzphasen, Gangartminerale und Schlacken, damit Aussagen bezüglich der Herkunft von Kupferartefakten getroffen werden können.

Abstract

The basis of a thorough archaeometrical/archaeometallurgical investigation of historical copper-mining sites in Tyrol and adjacent areas is the comprehensive mineralogical/petrological-geochemical and mining archaeological investigation of new all known mineralizations in view of their potential for the exploitation in prehistoric and historic periods. These prospection campaigns provide the basis for the subsequent archaeometallurgical research. In order to perform provenance studies of the metals used and thus trace prehistoric trade routes, it is a prerequisite to obtain mineralogical-petrological and geochemical data of the ore minerals, gangue minerals, host rocks and metallurgical remains such as slags and parts of furnace assemblages, and systematically collect such information for every ore mineralization and mining (smelting) site considered in this project.

The mineralogical-petrological characterization involves 1) determination of mineral assemblages and their textures, 2) determination of their chemical compositions, the major and minor element composition of the ore and gangue minerals as well as the host rocks and the slags and 3) quantification of the *P-T-X* conditions of ore-forming processes of selected ore deposits. In addition, an essential part of the geochemical characterization will focus on the analysis of the trace elements as well as Pb-isotope ratios of the ore minerals and the gangue and the slags in order to obtain geochemical proxies for subsequent provenance studies.

1. Introduction

The introduction of metallurgy into prehistoric Europe led to substantial changes in human culture and the environment. Due to the location of profitable ore deposits in the Eastern Alps, in particular in the provinces of Tyrol and Salzburg, this region experienced marked economic revivals especially during the Bronze Age and the late Middle Ages and early Modern Times. Although archaeological studies from these areas exist (Herdits & Löcker, 2004; Goldenberg, 2004; Goldenberg & Rieser, 2004) there are still many questions concerning the beginnings of metallurgy in the Eastern Alps as well as concerning the spatial and temporal extent of the resulting social, economic and environmental impacts. Therefore it is the objective of the Sonderforschungsbereich (SFB) HiMAT ("History of Mining in the Tyrol and Adjacent Areas"), which was established in 2007, to contribute to the elucidation of these open questions by using a multidisciplinary research approach.

The basis of a thorough archaeometrical/archaeo-metallurgical investigation of historical mining sites is the comprehensive mineralogical/ore-geological and mining archaeological investigation of all known mineralizations in view of their potential for the exploitation in prehistoric and historic periods (e.g. Niederschlag et al., 2003). These data then provide the basis for the subsequent archaeometallurgical research to perform provenance studies of the metals used and thus trace prehistoric trade routes as has been shown for instance in a comprehensive study for the Erzgebirge (Niederschlag et al., 2003). It is therefore prerequisite to obtain mineralogical, petrological and geochemical data of the ore minerals, gangue minerals, and metallurgical remains such as slags, and systematically collect such information for each ore mineralization and mining (smelting) site considered in this project.

Due to their historical importance for metallurgy and metal trade in the Eastern Alps, most geochemical, mineralogical and mining archaeological investigations focussed on the mining areas of Schwaz-Brixlegg (Schulz 1972a, 1974, 1979, 1986; Gstrein 1979, 1981, 1983, 1984; 1988; Krischker 1990; Arlt 1994; Grundmann & Martinek 1994; Arlt & Diamond 1996, 1998; Goldenberg & Rieser 2004; Höppner et al. 2004; Huijsmans et al. 2004; Martinek & Sydow

2004) and Mitterberg/Salzburg (Herdits & Löckner 2004; Paar 1997, Paar & Mrazek 1994; Stöllner et al. 2004). Contrary to these areas, almost no modern analytical data (EMPA, ICP-MS) exist from other important mining areas in the Tyrol and adjacent areas such as Kitzbühel-Röhrerbühel and Montafon.

In addition, the ore deposits of the Kitzbühel region in North-Tyrol were investigated by members of the Economic Mineralogy group of the Institute of Mineralogy and Petrography at the University of Innsbruck in terms of their ore petrography and ore genesis in the course of the Research Project S21 (Ilkhani 1971; Schulz 1972b, 1979, 1986, 1997; Vavtar 1977; Donati 2003). Subsequently, the data were compiled in the „Austrian Handbook of ores, ore deposits, industrial minerals and energy resources“ (Weber 1997).

The Cu-ore deposits in Montafon/Vorarlberg were investigated by Haditsch & Mostler (1986) and Haditsch et al. (1978) and also lack mineral chemical data so far.

Thus geochemical (EMPA, laser ICP-MS) investigations are, except for Schwaz-Brixlegg and Mitterberg, completely lacking. Therefore, it is the main goal of this project to characterize the Cu-ore deposits of this investigation in the Tyrol (North-Tyrol) and adjacent areas (Montafon/Vorarlberg, Mitterberg/Salzburg) in terms of their mineralogy, petrology and chemical composition of the ore minerals. This will also affect samples (parts of furnace assemblages, slags) from the ongoing mining archaeological prospection campaigns as well, which will also be investigated in terms of their mineralogical and chemical composition.

Although mineral phase relations and qualitative information concerning ore genesis of the specified mining sites has been largely established, quantitative data concerning the *P-T-X* conditions of ore formation as well as the relations between the ore-forming processes and the surrounding metamorphic overprint of the host rocks in these areas are still lacking. This is especially important since all the ore deposits of this investigation occur within the poly-metamorphic basement units of the Eastern- and the monometamorphic basement units of the Southern Alps and thus *P-T* conditions of ore formation could provide clues about the attribution of these ore-forming processes to the metamorphic evolution of the Eastern and Southern Alps.

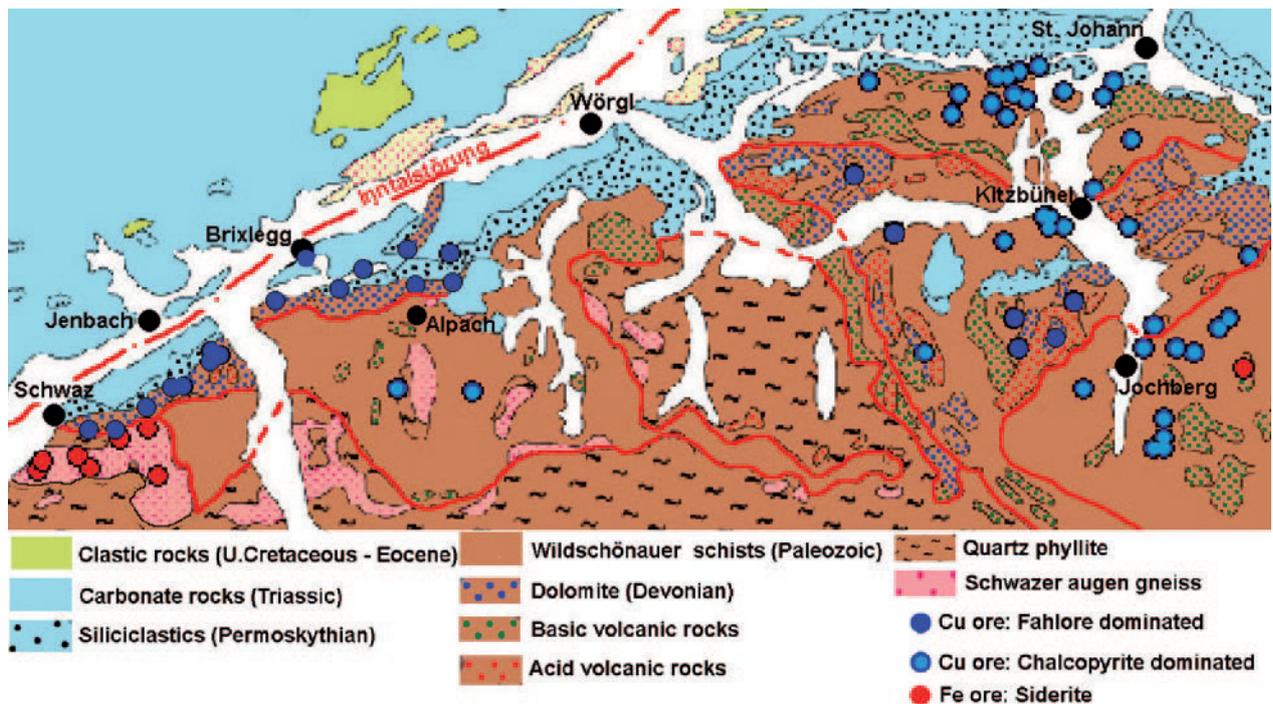


Figure 1: Excerpt from the metallogenetic map of Austria showing the distribution of ore deposits in the western Greywacke Zone between Schwaz and Kitzbühel (modified after Weber, 1997).

2. Goals and methods

Archaeometrical and archaeometallurgical studies of ancient mining sites are based on a large geochemical database which form the basis of provenance studies of artefacts and hence the reconstruction of ancient trade routes. Therefore, the focus of the first phase (2007 – 2011) of this sub-project of the Sonderforschungsbereich (SFB) – Special Research Area, will be on geochemical, mineralogical and petrological investigations concerning selected important copper mining sites in Tyrol and adjacent areas (Salzburg, Vorarlberg) where prehistoric mining activities have been documented so far. For the areas Schwaz, Brixlegg/Radfeld and Mitterberg only minor prospection campaigns are planned to complete the already existing large database on ancient and mediaeval mining activities. For the areas Montafon, Kitzbühel-Röhrebühel, fieldwork (mapping) is planned in addition to sampling. Emphasis will be laid on broadening the geochemical database of this important mining district. In addition to newly obtained ore samples from the filed work, these investigations will also be conducted on i) an already existing large number of ore samples in the mineral collection of the Institute of Mineralogy and Petrography at the University of Innsbruck and ii) on parts of furnace assemblages and slags from the ongoing mining archaeological prospections.

Mineralogical and geochemical survey

Based on the results of previous comprehensive (mining archaeological, mineralogical, geochemical) investigations of the Bronze Age copper mining sites from Schwaz-Brixlegg-Rattenberg and Jochberg by Goldenberg (2004), similar prospections are planned for a number of selected copper deposits in Vorarlberg as well as in North-Tyrol. In a first step, it is planned to document and map already existing mining sites, galleries, dumps, slag deposits, smelting installations, etc. in cooperation with the archaeological and geodetic survey project parts, based on already existing maps (metallogenetic map of Austria 1:500.000, map of mining sites and slag deposits of Austria 1:500.000, metallogenetic map of the Italian Eastern Alps, maps of the mining sites). This research will enable to select specific sites suitable for a detailed mining archaeological investigation as shown in Figure 1.

In addition to Schwaz, Brixlegg and Mitterberg, important Cu-(Pb-Zn-Ag-Fe)-mining areas in Vorarlberg and North-Tyrol, were selected for ore petrography and geochemical analyses in close co-operation with archaeometallurgical investigations during the first project phase (4 years):



Figure 2: Syngenetic, concordant fahlore within the Lower Devonian "Schwazer Dolomit" from Groß Kogl/Brixlegg.

Schwaz–Brixlegg (North–Tyrol)

Syngenetic, concordant Cu-ore deposits (the main ore mineral is Ag- and partly Hg-containing tetrahedrite $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$) occur within the Lower Devonian "Schwazer Dolomit" (Fig. 2). During the Variscan and Alpine orogenies remobilisation frequently occurred leading to As-enrichment in tetrahedrite, the formation of discordant ore bodies, and transport into the overlying Mesozoic strata. Gangue minerals are dolomite $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, quartz SiO_2 and baryte BaSO_4 (Kleinkogl/ Brixlegg). Typical mining sites are: Burgstall, Falkenstein, Gratlspitz, Hösel-Alpe, Lerchkopf, Mehrerkopf, Pfaffen, Kleinkogl, Roggland, Rotenstein, Schrofen.

Mitterberg (Salzburg)

Mineralizations are also mostly syngenetic, concordant Cu-ore deposits (main ore minerals: chalcop-

pyrite CuFeS_2 , pyrite FeS_2 , \pm tetrahedrite $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ partly with Au-content and gersdorffite NiAsS with Co-content) in Lower Palaeozoic metasediments and metavolcanics as well as discordant Upper Cretaceous Cu-ore bodies (main ore minerals: chalcopyrite CuFeS_2 , \pm tetrahedrite $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ partly with Au-content, gersdorffite NiAsS and millerite NiS) which occur as remobilised veins crosscutting Palaeozoic metasediments. Gangue minerals are dolomite $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, siderite FeCO_3 , ankerite $\text{Ca}(\text{Fe,Mg,Mn})(\text{CO}_3)_2$ and quartz SiO_2 . Typical mining sites are: Buchberg, Filzmoos, Gielach, Igelsbach, Mitterberg, Mitterberg-Südrevier, Mitterberg-Nordrevier, Naglgraben.

Montafon (Vorarlberg)

The ore enrichment occurs 1) as primary Cu ore bodies in Permocarboneous clastic rocks and Lower Permian Alpine Verrucano respectively "the Kristberg Schichten" in close association with rhyodacites and 2) as detrital, secondary siderite-rich Cu ore enrichments in Scythian clastic rocks (Alpine Buntsandstein) (Angerer et al. 1976, Haditsch et al. 1978, Bertle 1979, Haditsch & Mostler 1986). The main ore minerals are: chalcopyrite CuFeS_2 , pyrite FeS_2 , fahlores $\text{Cu}_{12}(\text{Sb,As})_4\text{S}_{13}$, siderite FeCO_3 and ankerite $\text{Ca}(\text{Fe,Mg,Mn})(\text{CO}_3)_2$. The most important mining sites are: Bartholomäberg, Silbertal, Ganeu, Gollmerbach (Rellstal), Kristbergsattel. In addition, Krause et al. (2004) reported a Bronze-age fortification from the Montafon.

Kitzbüchel–Röhrerbüchel (North–Tyrol)

Abundant Cu-(Ag)-ore bodies occur in Early-Palaeozoic metasediments (main ore minerals: chalcopyrite CuFeS_2 , pyrite FeS_2 , pyrrhotite FeS , \pm fahlores $\text{Cu}_{12}(\text{Sb,As})_4\text{S}_{13}$) as shown in Figure 3 and in Devonian dolomites (ore minerals: fahlores $\text{Cu}_{12}(\text{Sb,As})_4\text{S}_{13}$, \pm chalcopyrite CuFeS_2) within the Northern Greywacke Zone. Well known historical mining sites are: Göttschen (Brixen im Thale), Brunnalm (Kirchberg), Röhrerbüchel (Oberndorf), Sinnwell (Kitzbüchel), Schattberg (Kitzbüchel), Kelchalpe (Jochberg), Kupferplatte (Jochberg). At some of these sites prehistoric mining has been documented (Mutschlechner 1968; Neuninger et al. 1970; Goldenberg 2004).

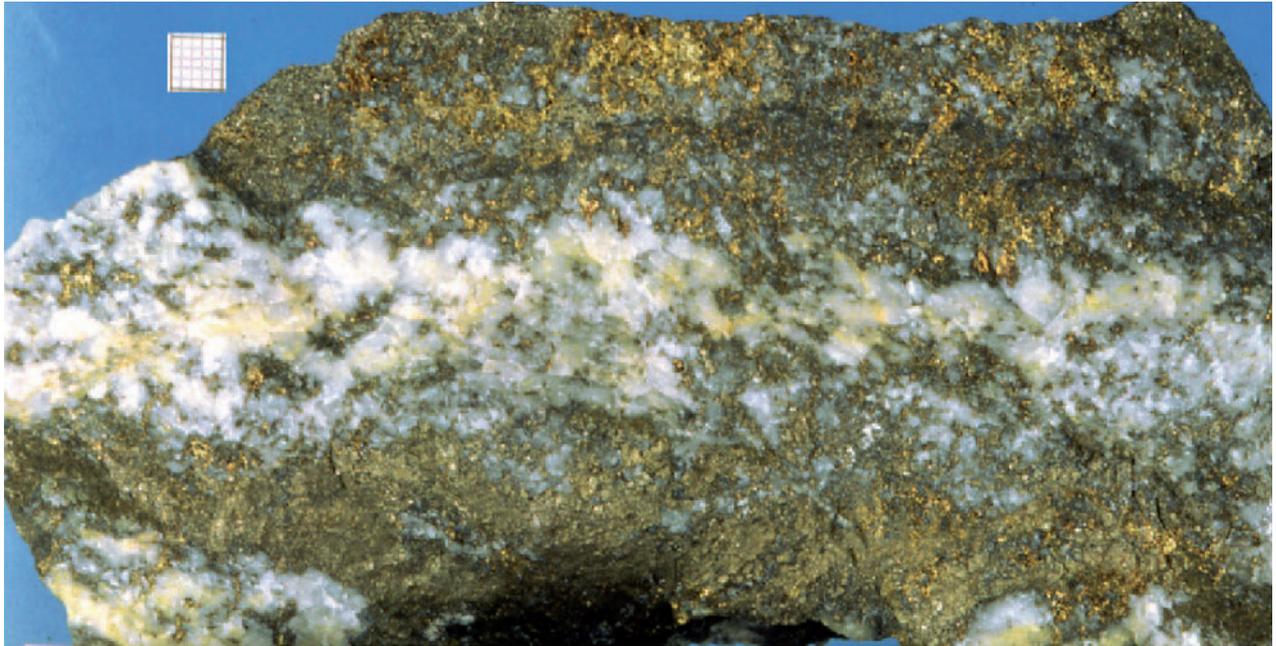


Figure 3: Hand specimen showing the mineral assemblage chalcopyrite + pyrite + quartz + ankerite in a sample from the Kelchalm.

Mineralogical investigations

The mineralogical investigations require the preparation of polished thin sections of ore, gangue, and slag samples for transmitted and reflected light microscopy. The microscopic investigations allow determination of the mineral assemblage and provide textural information about growth stages and mineral reactions. Subsequently, the mineral assemblages will be analyzed with the electron microprobe and/or the micro-Raman spectroscopy at the Institute of Mineralogy and Petrography at the University of Innsbruck to obtain quantitative chemical compositions of minerals on a micron-scale. The mineralogical and geochemical investigations will focus not only on new samples and research targets resulting from the mining archaeological prospection campaigns but also to a large degree on existing sample materials from the large mineral collection of the Institute of Mineralogy and Petrography.

Geochemical investigations

For a complete catalogue of the selected ore deposits in Tyrol and adjacent areas it is not only necessary to investigate the samples of the ore deposits in terms of their mineral assemblage (main, minor, accessory minerals) but to determine their geochemical characteristics and assess their possible exploitation

in early periods (major, minor, and trace elements, lead isotope ratios).

In addition to the geochemical analyses of the ore minerals, the gangue material, which is intergrown with the ore minerals, will also be investigated, since its composition has not only a strong influence on the smelting techniques to be applied but also on the resulting slags. The geochemical investigations will, furthermore, accompany the archaeological field campaigns since geochemical analyses of soil samples, metallurgical objects, slags, parts of furnace assemblages, etc. will help to estimate the extents of metallurgical sites and will also help to interpret remains from various technical processes such as ore beneficiation, roasting of the ore etc.

Whole rock analyses will be conducted with a wavelength-dispersive XRF. XRF analysis of ores require certified reference materials which will have to be purchased as well as special corrections for matrix-interference corrections which will be developed in the course of this project. Trace element analyses (Pernicka 1999) and Pb-, Cu-, Sn- (Begemann et al. 1999, Niederschlag et al. 2003) and Os- and Pb- (Junk & Pernicka 2003) isotope analyses of ore minerals and slags will be conducted with laser-ICP-MS at the Institute of Early History and Archaeology of the Middle Ages, University of Tübingen at the Curt-Engelhol-Center for Archaeometry in Mannheim, which is associated with the University of Tübingen.

Petrological investigations

The petrological investigations will focus on deriving quantitative estimates of P - T - X conditions of the formation of selected ore bodies and the relation between ore-forming processes and metamorphism. Due to the usually small number of suitable thermobarometric phases present in the ore bodies, estimation of P - T - X conditions is a difficult task and one has to carefully investigate the textural relationship between the silicate-bearing host rocks and the ore mineralization, since the silicate-bearing host rocks may allow thermobarometric estimates of the P - T conditions of metamorphism (and hence re-mobilization) in an area. These investigations also require the preparation of polished thin sections of ore, gangue, and slag samples for transmitted and reflected light microscopy. The microscopic investigations of the ore bodies allow determination of phase relations, which then will be analyzed with the electron microprobe analyzer and/or the micro-Raman spectroscopy to obtain quantitative chemical compositions of minerals on a micron-scale. These chemical (electron microprobe) and structural (micro-Raman spectroscopy) data then will provide the basis for calculations of the P - T conditions of the ore-forming processes by using structural changes (T -dependent inversion of chalcopyrite etc., e.g. Mücke 1989) and distribution of ions between minerals within certain phase assemblages (e.g. P -dependent Fe incorporation in sphalerite in assemblage with pyrite and pyrrhotite, Scott 1976), where possible. Overall, there are only extremely few P - T data available from these deposits and no mineralogical-based thermobarometry exists yet. The only quantitative data available are fluid inclusion data, which yielded ca. 200°C and 2 kbar for fahlore formation in Schwaz (Arlt & Diamond, 1996).

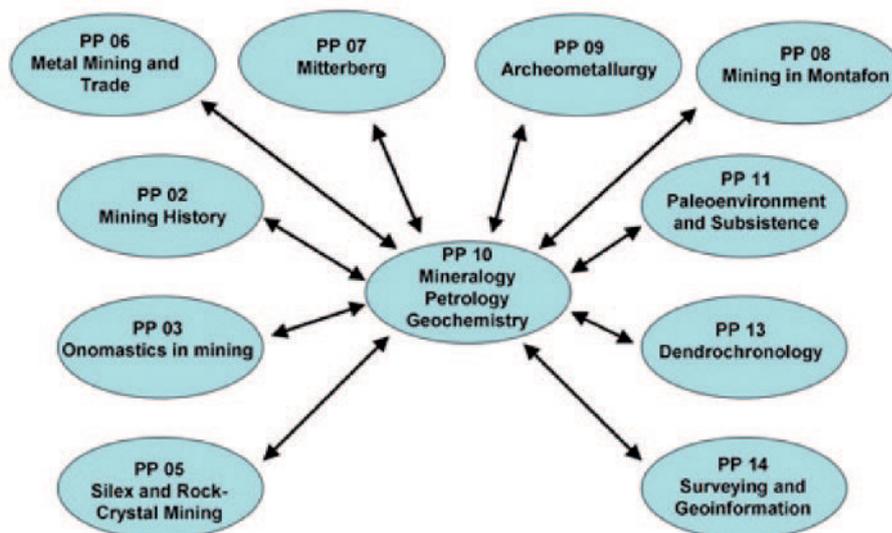
If the textural relation between ore minerals and metamorphic minerals from the host rocks indicate synmetamorphic growth, and it has been shown that Variscan and/or Eo-Alpine orogeny led to re-mobilizations as in Schwaz and Mitterberg. For instance, the P - T conditions from the adjacent silicate-bearing host rocks of the Greywacke Zone can be used as P - T constraints for the re-mobilization. The P - T conditions for the Greywacke Zone, which includes Schwaz/Brixlegg and Mitterberg, were recently calculated by Piber (2005) and Piber & Tropper (2004) to be 320 – 340°C and 4.4 – 4.6 kbar by applying thermodynamic databases and programs such as THERMOCALC

(Holland, 2004 written comm.), and the database of Holland & Powell (1998). Knowing the P - T conditions, one can then put constraints on additional parameters such as fluid composition (X_{CO_2}) and/or fugacity (f_{O_2} , f_{S_2}) by applying appropriate thermodynamic databases and programs, which involve sulfide and oxide minerals (SUPCRT92, Johnson et al. 1992).

Petrological investigations concerning slags and furnace samples will provide information about the firing temperatures and/or oxygen fugacity (f_{O_2}) during the smelting process since abundant newly formed silicate (clinopyroxene, olivine, melilite) and oxide (spinel, magnetite) phases are present (e.g. Hauptmann et al., 1984; Martinek, 1995; Heimann et al., 1998, 2001; Tropper et al., 2004) and the breakdown of silicate precursor phases (e.g. biotite, Tropper et al., 2004) also provides limiting temperature estimates. These T - f_{O_2} estimates will then be obtained by calculating appropriate phase equilibria at 1 bar with the thermodynamic database of Holland and Powell (1998) and the compilation of high-temperature phase diagrams for material scientists and ceramicists (National Institute of Standards and Technology, 2004, written comm.). Similar investigations are very rare from this area and for instance, Martinek (1995) has shown that certain phase assemblages (clinopyroxene + spinel + melilite) from Cu-bearing slags from Buchberg near Wiesing are thermodynamically stable above 1200°C and relatively high f_{O_2} conditions. This important information in turn assists archaeometallurgists and montanarchaeologists when investigating the nature of the smelting processes applied at these mining sites.

3. Position within the SFB HiMAT and internal collaborations

The closest cooperation will be with the archaeological project parts (PP) PP 06, PP 07, PP 08 due to the prospection of prehistoric mining sites, which forms the primary source of archaeometallurgical samples for this investigation, and with project part PP 09 concerning trace element analysis and measurement of Pb-isotope ratios as shown in Figure 4. A close cooperation is also planned with the historical project area PP 02 to identify additional Pb sources from outside Tyrol. Our analytical facilities will also be used by project area PP 11, which deals with palaeo-environmental issues of historical mining, to analyze soil samples from various prospection sites.



Schematic illustration showing the collaborations between the mineralogical/petrological project part (PP10) and the other relevant project parts in the course of the SFB HiMAT.

Co-operations with project areas PP 13 and especially PP 14 during the mining archaeological inspections are also anticipated.

4. Conclusions

The prerequisite of an archaeometrical/archaeometallurgical investigation of historical copper-mining sites in the Eastern Alps is the comprehensive mineralogical/geological and mining archaeological investigation of all well known Cu-mineralizations of the area of Tyrol, Vorarlberg and Salzburg, in view of their potential for the exploitation in prehistoric and historic periods. In order to elucidate the provenance of the metal used and, thus, trace prehistoric trade routes, it is a prerequisite to obtain mineralogical and geochemical data of the ore and gangue minerals as well as of slags, parts of furnace assemblages, and systematically collect such information for every ore mineralization and mining and smelting sites considered in this SFB.

Acknowledgements

The authors wish to thank the Austrian Science Foundation (FWF) for financial support in the course of the SFB HiMAT project part F3110-G02.

References

- Angerer, H., Haditsch, J.G., Leichfried, W. & Mostler, H. (1976): Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon (Vorarlberg). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 6: 1–57.
- Arlt, T. (1994): Geologie und Vererzungen im Raum Schwaz-Brixlegg. – *Lapis*, 19, 7/8: 22– 27.
- Arlt, T. & Diamond, L.W. (1996): Composition and formation of tetrahedrite-tennantite in the Devonian Schwaz-Dolomite, North Tyrol, Austria. – *Mitt. Österr. Mineral. Ges.* 141: 58 – 59.
- Arlt, T. & Diamond, L.W. (1998): Composition of tetrahedrite-tennantite and "schwazit" in the silver mines, North Tyrol, Austria. – *Mineral. Mag.*, 62/6: 801–820.
- Begemann, F., Kallas, K., Schmitt-Strecker, S. & Pernicka, E. (1999): Tracing ancient tin via isotope analysis. – In: A. Hauptmann, E. Pernicka, T. Rehren, Ü. Yalcin (eds.): *The Beginnings of Metallurgy, Der Anschnitt, Beiheft 8, Deutsches Bergbau-Museum, Bochum*, p. 277–284.
- Bertle, H. (1979): Bartholomäberg, Geologischer Lehrwanderweg – Veröff. Heimatschutzverein im Tale Montafon, 1: 1–26.
- Donati, B. (2003): Prozesse der Schwermetallmobilisierung und des Schwermetalltransfers am Beispiel der Fahlerzvererzung Brunnalm/Kitzbüheler Alpen. – Unveröff. Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 119 pp.

- Goldenberg, G. (2004): Ein Verhüttungsplatz der mittleren Bronzezeit bei Jochberg. – In: *Alpenkupfer – Rame delle Alpi* (Weisenberg, G., Goldenberg, G. Hrsg.). Der Anschnitt, Veröff. Deutsches Bergbaumuseum Bochum, p. 165–176.
- Goldenberg, G. & Rieser, B. (2004): Die Fahlerzlagerrstätten von Schwaz/Brixlegg (Nordtirol). – In: *Alpenkupfer – Rame delle Alpi* (Weisenberg, G., Goldenberg, G. Hrsg.). Der Anschnitt, Veröff. Deutsches Bergbaumuseum Bochum, p. 37–52.
- Grundmann, G. & Martinek, K.P. (1994): Erzminerale und Gangarten des Bergbaugesbietes Schwaz und Brixlegg. – *Lapis*, 19: 28–40.
- Gstrein, P. (1979): Neuerkenntnisse über die Genese der Fahlerzlagerrstätte Schwaz (Tirol). – *Mineral. Deposita*, 14: 185–194.
- Gstrein, P. (1981): Prähistorischer Bergbau am Burgstall bei Schwaz (Tirol). – Veröff. d. Mus. Ferdinandum, 61: 25–46.
- Gstrein, P. (1983): Über mögliche Umlagerungen von Fahlerzen im devonischen Schwazer Dolomit wie auch in der angrenzenden Schwazer Trias. – *Schriftenreihe d. Erdwiss. Komm.*, 6: 65–73.
- Gstrein, P. (1984): Von der geschichtlichen Entwicklung des Schwazer Bergbaues. – *Österr. Kalender für Berg, Hütte und Energie*, p. 118–126.
- Gstrein, P. (1988): Geologie, Mineralogie und Bergbau des Gebietes um Brixlegg. – In: *Marktgemeinde Brixlegg* (ed.), Brixlegg.
- Haditsch, J.G. & Mostler, H. (1986): Jungalpidische Kupfervererzungen im Montafon (Vorarlberg). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 13: 277–296.
- Haditsch, J.G., Leichtfried, W. & Mostler, H. (1978): Intraskythische, exogen-(mechanisch-) sedimentäre Kupfervererzung im Montafon (Vorarlberg). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Festschrift W. Heissel*: 183–207.
- Hauptmann, A., Keesmann, I. & Schulz-Dobrick, B. (1984): Die Kristallisation von Fe-reichem Olivin in archäometallurgischen Schlacken. – *Fortschr. Mineral.*, 62: 84–86.
- Heimann, R. B., Kreher, U., Spazier, I. & Wetzel, G. (2001): Mineralogical and chemical investigations of Bloomery slags from prehistoric (8th century BC to 4th century AD) iron production sites in upper and lower Lusatia, Germany. – *Archaeometry*, 43: 227–252.
- Heimann, R., Kreher, U., Oexle, J., Hirsekorn, V., Ullrich, O., Janke, D., Lychatz, B., Ullrich, B., Lindner, H. & Wagenbreth, B. (1998): Archaeometallurgical investigations into the iron production technology in Upper Lusatia, Saxony, from the Early Iron Age (Billendorf period) to the 12th century A.D. – *Eur. J. Mineral.*, 10: 1015–1035.
- Herdits, H. & Löckner, K. (2004): Eine bronzezeitliche Kupferhütte im Mitterberger Kupferkies-Revier (Salzburg) – Ausgrabung und Rekonstruktion. In: *Alpenkupfer – Rame delle Alpi* (Weisenberg, G., Goldenberg, G. Hrsg.). Der Anschnitt, Veröff. Deutsches Bergbaumuseum Bochum, p. 177–188.
- Holland, T. J. B. & Powell, R. (1998): An internally-consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. – *J. Metam. Geol.*, 12: 309–343.
- Höppner, B., Bartelheim, M., Huijsmans, M., Krauss, R., Martinek, K.-P., Pernicka, E. & Schwab, R. (2005): Prehistoric copper production in the Inn valley (Austria), and the earliest copper in central Europe. – *Archaeometry*, 47, 2: 295–318.
- Huijsmans, M., Krauss, R. & Stibich, R. (2004): Prähistorischer Fahlerzbergbau in der Grauwackenzone – Neolithische und bronzezeitliche Besiedlungsgeschichte und Kupfermetallurgie im Raum Brixlegg. – In: *Alpenkupfer – Rame delle Alpi* (Weisenberg, G., Goldenberg, G. Hrsg.). Der Anschnitt, Veröff. Deutsches Bergbaumuseum Bochum 122, p. 53–62.
- Ilkhani, E. (1971): Die Erzlagerrstätten südöstlich von Kitzbühel (Tirol). – Unpublished PhD Thesis, University of Innsbruck.
- Johnson, J. W., Oelkers, E. H. & Helgeson, H. C. (1992): SUPCRT92: A software package for calculating standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bar and 0 to 1000°C. – *Com. Geosci.*, 18: 899–947.
- Junk, S.A. & Pernicka, E. (2003): An assessment of osmium isotope ratios as a new tool to determine the provenance of gold with platinum group metal inclusions. – *Archaeometry*, 45: 313–331.
- Krause, R., Oeggel, K. & Pernicka, E. (2004): Eine befestigte Burgsiedlung der Bronzezeit im Montafon, Vorarlberg. *Interdisziplinäre Siedlungsforschungen und Montanarchäologie in Bartholomäberg und in Silbertal*. – *Archäol. Österr.*, 15/1: 4–21.
- Krischker, G. (1990): Die Baryt-Fahlerzlagerrstätte St. Gertraudi/Brixlegg. – Unpublished PhD Thesis, University of Innsbruck, 206 pp.

- Martinek, K.-P. & Sydow, W. (2004): Frühbronzezeitliche Kupfermetallurgie im Unterinntal (Nordtirol) – Rohstoffbasis, archäologische und archäometallurgische Befunde. – In: *Alpenkupfer – Rame delle Alpi* (Weisenberg, G., Goldenberg, G. Hrsg.). Der Anschnitt, Veröff. Deutsches Bergbaumuseum Bochum 122, p. 199–211.
- Martinek, K.P. (1995): Archäometallurgische Untersuchungen zur frühbronzezeitlichen Kupferproduktion und Verarbeitung auf dem Buchberg bei Wiesing, Tirol. – *Fundber. Österr.*, 34: 575–584.
- Mücke, A. (1989): Anleitung zur Erzmikroskopie. – Enke Verlag, Stuttgart, 182 S.
- Mutschlechner, G. (1968): Das Kitzbüheler Bergbaugebiet; Kitzbüheler Bergbaugeschichte. In: *Stadt- und Buch Kitzbühel*, Bd. II Vorgeschichte und Bergbau, p. 11–30 and 127–135.
- Neuninger, H., Preuschen, E. & Pittioni, R. (1970): Der urzeitliche Kupferbergbau Götschen bei Brixen i. Thale bei Kitzbühel, Tirol. – *Arch. Austr.*, 48:19–25.
- Niederschlag, E., Pernicka, E., Seifert, Th. & Bartelheim, M. (2003): Determination of Lead Isotope Ratios by Multiple Collector ICP-MS: A case study of Early Bronze Age Artefacts and their possible relation with ore deposits of the Erzgebirge. – *Archaeometry*, 45: 61–100.
- National Institute of Standards and Technology (NIST) (2004): *AcerS-NIST Phase Equilibria Diagrams, Phase Diagrams for Ceramists, NIST Standard Reference Database 31, The American Ceramic Society, CD-ROM Database.*
- Paar, W. (1997): Kupfererzbezirk Mitterberg – Mühlbach – Larzenbach. – In: *Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs* (Weber, L. Hrsg.), *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.* 19: 325–327 and 327–328.
- Paar, W. & Mrazek, R. (1994): Gold bearing copper mineralisations near St. Veit (Pongau, Salzburg Province). – In: S.J. Shenan (ed), *Bronze Age copper producers of the Eastern Alps, Excavations at St. Veit – Klinglberg*. – *Univ. Forsch. zur prähistor. Archäol.* 27: 227–262 and 277–280.
- Pernicka, E. (1999): Trace Element Fingerprinting of Ancient Copper: A Guide to technology or Provenance? – In: S. M. M. Young, A. M. Pollard, P. Budd, R.A. Ixer (eds.), *Metals in Antiquity*. – *BAR International Series*, 792, Archaeopress, Oxford, p. 163–171.
- Piber, A. (2005): The metamorphic evolution of the Austroalpine nappes north of the Tauern Window (Innsbruck Quartzphyllite Complex, Patscherkofel Crystalline Complex, Kellerjochgneiss and Wildschönau Schists). – Unpubl. Ph.D. Thesis, University of Innsbruck, 261 pp.
- Piber, A. & Tropper, P. (2004): The metamorphic Eo-Alpine evolution of the Austroalpine nappes north of the Tauern Window (Eastern Alps, Tyrol, Austria). – *32nd Int. Geol. Congr., 2004, Abs. Vol.*, p. 465.
- Preuschen, E. & Pittioni, R. (1953): Osttiroler Bergbaufragen. – *Carinthia I*, 143: 575 ff.
- Schulz, O. (1972a): Unterdevonische Baryt-Fahlerz-Mineralisationen und ihre steilachsige Verformung im Großkogel bei Brixlegg. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 18: 114–128.
- Schulz, O. (1972b): Horizontgebundene altpaläozoische Kupferkiesvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 17:1–18.
- Schulz, O. (1974): Metallogenese im Paläozoikum der Ostalpen. – *Geol. Rundsch.*, 63: 93–104.
- Schulz, O. (1979): Beiträge zur Metallogenese in den Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1979: 237–264.
- Schulz, O. (1986): Die ostalpinen Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in der Sicht neuer Forschungsergebnisse. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 7: 257–287.
- Schulz, O. (1997): Fahlerzbezirk Schwaz – Brixlegg und Kupfererzbezirk Röhrenbühel – Kitzbühel. – In: *Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs* (Weber, L. Hrsg.), *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 19: 325–327 and 327–328.
- Scott, S.D. (1976): Application of the sphalerite geobarometer to regionally metamorphosed terrains. – *Am. Mineral.*, 61: 661–670.
- Stöllner, Th., Eibner, C. & Cierny, J. (2004): Prähistorischer Kupferbergbau Arthurstollen – Ein neues Projekt im Südrevier des Mitterberg-Gebietes (Salzburg). – In: *Alpenkupfer – Rame delle Alpi* (Weisenberg, G., Goldenberg, G. Hrsg.). Der Anschnitt, Veröff. Deutsches Bergbaumuseum Bochum, p. 95–106.
- Tropper, P., Recheis, A. & Konzett, J. (2004): Pyrometamorphic formation of phosphorus-rich olivines in partially molten metapelitic gneisses from a prehistoric sacrificial place (Ötztal Valley, Tyrol, Austria). – *Eur. J. Mineral.*, 16: 631–640.

Vavtar, F. (1977): Drei Kupfer-Lagerstätten in den Kitzbüheler Alpen („Brunnalm“, „Blaufeldalm“ und „Ottneralm“) im Rahmen einer paläozoischen Genese. – Veröff. d. Mus. Ferdinandeum, 57: 153-162.

Weber, L. (Hrsg.) (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. Erläuterungen zur metallogenetischen Karte 1:500.000. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. 19, 607 pp.

Manuscript submitted: 2.12.2008

Revised manuscript accepted: 7.1.2009

EIN MODERNER KIESELSCHWAMM DER GATTUNG COELODISCHELA (DEMOSPONGIAE) AUS PELAGISCHEN KIRCHSTEINKALKEN TIEFLIASSISCHEN ALTERS (NÖRDLICHE KALKALPEN, DEUTSCHLAND)

Helfried Mostler

Mit 2 Tafeln

Institut für Geologie und Paläontologie
Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria
e-mail: Helfried.Mostler@uibk.ac.at

Zusammenfassung

Kieselschwämme, die heute weit verbreitet sind, ließen sich im fossilen Bericht bis in das Jungtertiär zurückverfolgen. Dies galt bisher auch für Vertreter der mycalinen Gattung *Coelodischela*, die sich aufgrund der hier vorgestellten Ergebnisse bis in den basalen Jura zurückverfolgen lassen.

Anhand von Mikroskleren aus liassischen pelagischen Kalken stammend wird eine neue Art (*Coelodischela kirchsteinensis*) beschrieben.

Abstract

In the pelagic „Kirchsteinkalk“ of Lower Jurassic age a highly diverse fauna of siliceous sponges was found. This fauna is also rich in microscleres.

Recently very small, well preserved Dischele from Coelodisc type were discovered. Fossil isolated Discheles are only known from the Middle to Late Oligocene.

The actually known stratigraphic range of Discheles is from the Lower Jurassic (Hettangian) to the end of the Oligocene. The high developed Coelodiscs – they are very similar to the recent Discheles – of the Lower Jurassic indicate that their roots will be found in the Upper Triassic.

A new species based on isolated spicules similar to those of the living *Coelodischela* was established (*Coelodischela kirchsteinensis* n. sp.).

1. Einleitung

Aus dem pelagischen Kirchsteinkalk, der einen Teil der liassischen Beckenfazies der Nördlichen Kalkalpen darstellt, wurde knapp über der Trias-Jura Grenze nicht nur eine reiche Radiolarienfauna, sondern auch eine hochdifferenzierte Spiculavergesellschaftung von hexactinelliden und demospongiden Kieselschwämmen entdeckt.

Die Kieselschwammfauna zeichnet sich einerseits durch ihren guten Erhaltungszustand, andererseits wegen ihres Reichtums an Mikroskleren aus.

Die Vielfalt der Skleren, sowohl die Mega- als auch die Mikroskleren betreffend (vergleiche hierzu Mostler 1989, 1990), überraschte im Vergleich zu jenen aus der hohen Obertrias (rhätische Zlambachschichten) und führte zur

Ansicht, dass mit Beginn des Unterjura viele moderne Demospongien, die man bisher nur aus dem Tertiär und von rezenten Faunen kannte, bereits im basalen Lias einsetzen und sich dadurch stark von jenen der Obertrias unterscheiden.

Weitere Untersuchungen des Autors haben gezeigt, dass eine Reihe von modernen Demospongien bereits im Mittelkambrium, z.T. im Oberkambrium und basalen Ordovizium auftreten, aber auch im Perm und der Trias wurzeln. Dies war mit ein Grund den von Mostler 1990 abgeleiteten stratigraphischen Leitwert der Demospongienfauna an der Trias-Jura Grenze zurückzunehmen, da z.B. Vertreter der Desmacellidae und solche von *Ceriodella* bereits in der Mitteltrias präsent sind, während die

Gattungen *Merlida*, *Desmonella* und *Hamacantha* in der Obertrias einsetzen.

Der Formenkreis um die Familie Myxillidae, v.a. mit der Gattung *Forcepia*, geht auf das basale Ordovizium, möglicherweise sogar auf das Mittelkambrium zurück. Allerdings muss angemerkt werden, dass im Zeitraum vom höheren Unterordovizium bis in den basalen Jura (Hettang) Formen der Familie Myxillidae fehlen und erst in der Mitteltrias konvergent entstanden sind.

Die Kieselschwammfauna aus dem pelagischen Kirchsteinkalk ist mit Hilfe der Radiolarien, welche mit ihr vergesellschaftet auftreten, in das hohe Hettang (Lias) zu stellen (Kozur & Mostler 1994).

Im Zuge einer weiteren Bearbeitung der Mikrofauna aus dem basalen Kirchsteinkalk konnten nun sehr kleine Mikrosklere, die an größeren Spicula anhaften, entdeckt werden. Es handelt sich um Dischele vom Typ Coelodisk, der nur bei poeciloscleriden Schwämmen auftritt.

2. Bemerkungen zur Systematik

Die Systematik der Demospongien wird zurzeit sehr kontrovers geführt. Aber die Ordnung Poecilosclerida erfuhr durch E. Hajdu 1995 eine neue Bearbeitung. Diese stellen die größte Gruppe unter den Demospongien, die ihrerseits 90 % aller lebenden Kieselspongien ausmachen.

Nach Hajdu et al. (1994) lassen sich die Poecilosclerida in drei Unterordnungen aufgliedern:

UO: *Microcionina* Hajdu, van Soest & Hooper 1994

UO: *Myxillina* Hajdu, van Soest & Hooper 1994

UO: *Mycalina* Hajdu, van Soest & Hooper 1994

Für diese Studie von Interesse sind die Vertreter der Unterordnung Mycalina, weil die Mikrosklere, die in der unterliassischen Spongienfauna auftreten, jenen der rezenten Schwämme von *Coelodischela massa* sehr stark ähneln (siehe E. Hajdu 1995; Figur 3.12). Die bisher ältesten nachgewiesenen Coelodiske stammen aus dem mittleren bis oberen Jungtertiär (Oligozän). Ihr in dieser Studie nachgewiesenes Auftreten im basalen Jura zeigt das gesicherte weite Zurückreichen der Gattung *Coelodischela*. Sehr wahrscheinlich wurzelt diese Gattung in der hohen Obertrias.

Coelodiske gehören zu den Dischelen; es sind dies modifizierte Isochela, deren diskförmigen Alae sehr nahe beieinander liegen und mit den an ihren Rändern sehr stark reduzierten Säulchen verbunden sind.

Hajdu (1995: 28) zählt die Coelodiske zu den placochel bezogenen Mikrosklere, die sehr komplexe Sklere darstellen, welche insbesondere durch die Ausbildung bezählter Innenflächen gekennzeichnet sind; hierzu sind placochele, biplacochele, coelodiske und tetrapocille Sklere zu zählen, die aufgrund dieser besonderen Architektur als synapomorph zu betrachten sind (die Bezählung ist auch bei den unterliassischen Coelodisken sehr gut zu sehen; siehe Tafel 1, Figur 2, und Tafel 2, Figur 2).

3. Systematische Beschreibung

In der Systematik wird den neuen Untersuchungen von Hooper & van Soest (2002) und von Hajdu et al. (1994) gefolgt.

Klasse: *Demospongiae* Sollas 1885

Ordnung: *Poecilosclerida* Topsent 1928

Unterordnung: *Mycalina* Hajdu,
van Soest & Hooper 1994

Familie: *Guitarridae* Burton 1929
(siehe hierzu Hajdu & Lerner 2002)

Gattung: *Coelodischela* Vacelet, Vasseur & Levi 1976

Typusart: *Coelodischela massa* Levi & Levi 1983

Coelodischela kirchsteinensis n.sp.

Derivatio nominis: Nach der Typlokalität des Kirchsteinkalkes benannt.

Diagnose: Es liegen nur Mikrosklere vom Typ Coelodisk vor. Die beiden Diske sind rundoval und im Bereich der Schäfte eingeschnürt. Der obere Disk zeigt 2 zentrale Poren, der zweite Disk weist im Zentrum nur ein rundes Loch auf.

Holotypus: Siehe Tafel 1, Figur 1

Beschreibung: Auf zwei Tafeln sind die aus dem Kirchsteinkalk herausgelösten Coelodiske abgebildet.

Das Coelodisk bzw. das Coelodischel besteht aus 2 Disken, die durch 2 massive Schäfte (Säulen) verbunden sind. Die Umrisse der Diske sind rundoval und im Bereich der Schäfte buchtartig eingeschnürt. Das Zentrum der Diske, das jeweils in der Mitte eingesenkt ist, weist im oberen Disk zwei halbkreisförmige Löcher, die durch einen schmalen Steg getrennt sind, auf. Im unteren Disk konnte nur ein rundes Loch festgestellt werden; es fehlt der trennende Steg der sicher nicht abgebrochen ist oder im Zuge der Diagenese eliminiert wurde (siehe hierzu Taf. 1, Figur 1, 3; Taf. 2, Figur 1, 4).

Die Innenseite der Diske ist konkav ausgebildet und zeigt eine Bezählung (Taf. 1, Figur 7; Taf. 2, Figur 4). Die Bezählung bzw. deren Spuren sind besonders gut am hochgezogenen Innenrand der Diske erkennbar (Taf. 1, Figur 2, 4; Taf. 2, Figur 3).

Bemerkungen: Von Coelodisken der rezenten Art *Coelodischela massa* Levi & Levi 1983 (siehe Tafel 2, Figur 6) unterscheidet sich *Coelodischela kirchsteinensis* n.sp. durch die starke Einschnürung der Diske im Bereich der Schäfte und durch die einfache Perforation im unteren Disk.

Bisher fossil nachgewiesene Dischele hat Wiedenmayer 1994 (Fig. 29, Abb. 6) zeichnerisch dargestellt und diese solchen von rezenten (Fig. 29, Abb. 7-8) gegenübergestellt. Die bisher ältesten und damit einzigen Dischele stammen aus dem mittleren bis höheren Oligozän; sie entsprechen in der Größe annähernd jenen aus dem unteren Lias. Auch die rezenten Dischele sind etwa gleich groß (die hier abgebildeten Coelodiske sind 1.17 mm lang, 1.06 mm breit und 0.8 mm hoch). Die im Deep-Sea-Drilling-Project aus dem Mittleren bis oberen Oligozän stammenden Coelodisk-ähnlichen Formen weichen durch zwei Randlöcher völlig von den hier beschriebenen ab (Deep-Sea-Drilling Report, Site 282).

Der Holotypus ist am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck unter der Bezeichnung MO 49/09 aufbewahrt.

Die rezenten coelodischelen Demospongien leben sowohl im Flachwasser in Riffen, als auch im Tiefwasser (400 - 500 m Tiefe). Sie sind nur auf den Indopazifischen Raum beschränkt.

Die aus dem Lias in dieser Studie beschriebenen Schwämme mit Coelodisken ausgestattet, stammen aus dem Kirchsteinkalk, welcher der Tiefwasser-Fazies zuordenbar ist. Die aus über 200 verschiedenen Spicula-Typen zusammengesetzte Kieselschwammfauna ist autochthon. Die mikrofaziellen Untersuchungen des Autors zeigen, dass Schüttungen aus dem Flachwasser auszuschließen sind und damit Poriferen-Spicula aus dem Flachmeerbereich ausscheiden.

Dank

Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes und wertvolle Hinweise danke ich sehr herzliche R.W.M Van Soest (University of Amsterdam, Netherlands).

Literatur

- Hajdu, E., Van Soest, R.W.M. & Hooper, J.N.A. (1994): Proposal of phyogenetic subordinal classification of poecilosclerid sponges. – In: Soest, R.W.M. van et al. (Eds.), Sponges in Time and Space, Proc. IV Int. Porifera Congr.: 123-139, Rotterdam.
- Hajdu, E. (1995): Macroevolutionary Patterns within the demosponge order poecilosclerida. – *Academisch Profefschrift, Universiteit van Amsterdam*, 173p.
- Hooper, J.N.A. & Van Soest, R.W.M. (2002): Class Demospongiae Sollas, 1885. – In: Hooper, J.N.A. & Van Soest, R.W.M. (Eds.), *Systema Porifera: a guide to the classification of Sponges*: 15-18
- Kozur, H. & Mostler, H. (1990): Saturnaliaceae Deflandre and some other stratigraphically important Radiolaria from the Hettengian of Lenggries/Isar (Bavaria, Northern Calcareous Alps. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 17: 179-248, Innsbruck.
- Levi, C. & Levi, P. (1983): Demosponges bathyales recoltées par le N/O „Vauban“ au sud de la Nouvelle Calédonie. – *Bull. Mus. nat. d'Hist. natn. Paris* (4 A, Zool.), 5 (4): 931-997. Paris
- Mostler, H. (1989): Mit Zygomen ausgestattete Dermalia von Kieselschwämmen (Demospongiae) aus pelagischen Sedimenten der Obertrias und des unteren Jura (Nördliche Kalkalpen). – *Jb. Geol. Bundesanst.*, 132, 4: 701-726, Wien.
- Mostler, H. (1990): Mikroskleren von Demospongien (Porifera) aus dem basalen Jura der Nördlichen Kalkalpen. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 17: 119-142, Innsbruck
- Vacelet, J., Vasseur, P. & Levi, C. (1976): Spongiaires de la pente externe des récifs coralliens de Tulear (sud-ouest de Madagascar). *Mem. Mus. natn. Hist. nat. (n.s)*, 99: 1-116, Paris
- Van Soest, R.W.M. (1988): *Tetrapocillon atlanticus* nsp. (Porifera Poecilosclerida) from the Cape Verde Islands. – *Beaufortia*, 38(2): 37-46
- Wiedenmayer, F. (1994): Contributuins to the knowledge of Post-Paleozoic neritic and archiebnthal sponges (Porifera). – *Schweiz. paläont. Abh.*, 116: 1-147, Basel

Manuskript eingereicht: 19.1.2009

Überarbeitetes Manuskript angenommen: 15.6.2009

Tafel 1 (ausschließlich Coelodiske von *Coelodischela kirchsteinensis* n.sp.)

Figur 1: Holotypus; der untere Disk zeigt eine kreisrunde Apertur (800x)

Figur 2: Coelodisk schräg von oben; sehr gut sichtbar der hochgezogene Innenrand mit der Bezähnelung (800x)

Figur 3: Coelodisk von der Seite; zeigt das Auseinanderklaffen der beiden Diskhälften, das am massiven Schaft ansetzt (800x)

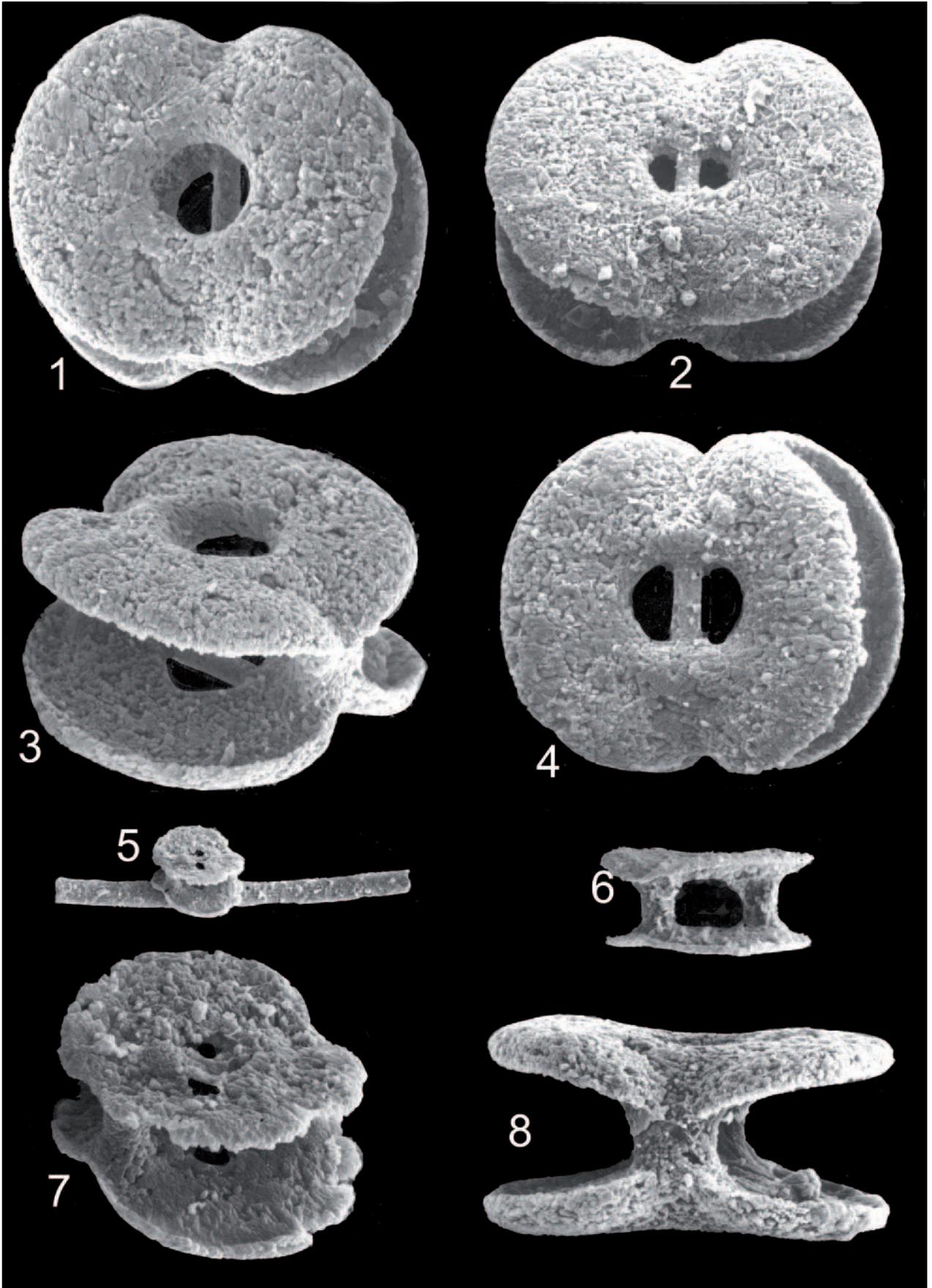
Figur 4: Coelodisk, Ansicht von oben (800x)

Figur 5: Die Mikroklere vom Typ Coelodisk haftet an einem monaxonen Spiculum (300x)

Figur 6: Die Seitenansicht des Coelodisk ist so gewählt, dass beide Schäfte (Säulchen), welche die beiden Diske verbinden sichtbar sind (500x)

Figur 7: Ein sehr kleines Coelodisk, an dessen Innenseite des unteren Diskes die Bezähnelung gut sichtbar ist (1000x)

Figur 8: Coelodisk; schräge Seitenansicht, wodurch der Schaft im Vordergrund und ein Teil des zweiten Schaftes im Hintergrund sichtbar wird (800x).



Tafel 2 (die Figuren 1–5 sind Coelodiske von *Coelodischela kirchsteinensis* n.sp. ; alle 800 fach vergrößert)

Figur 1: Coelodisk schräg von oben mit beiden Aperturen oben und unten.

Figur 2: Coelodisk von der Seite mit einem Schaft in Front sichtbar.

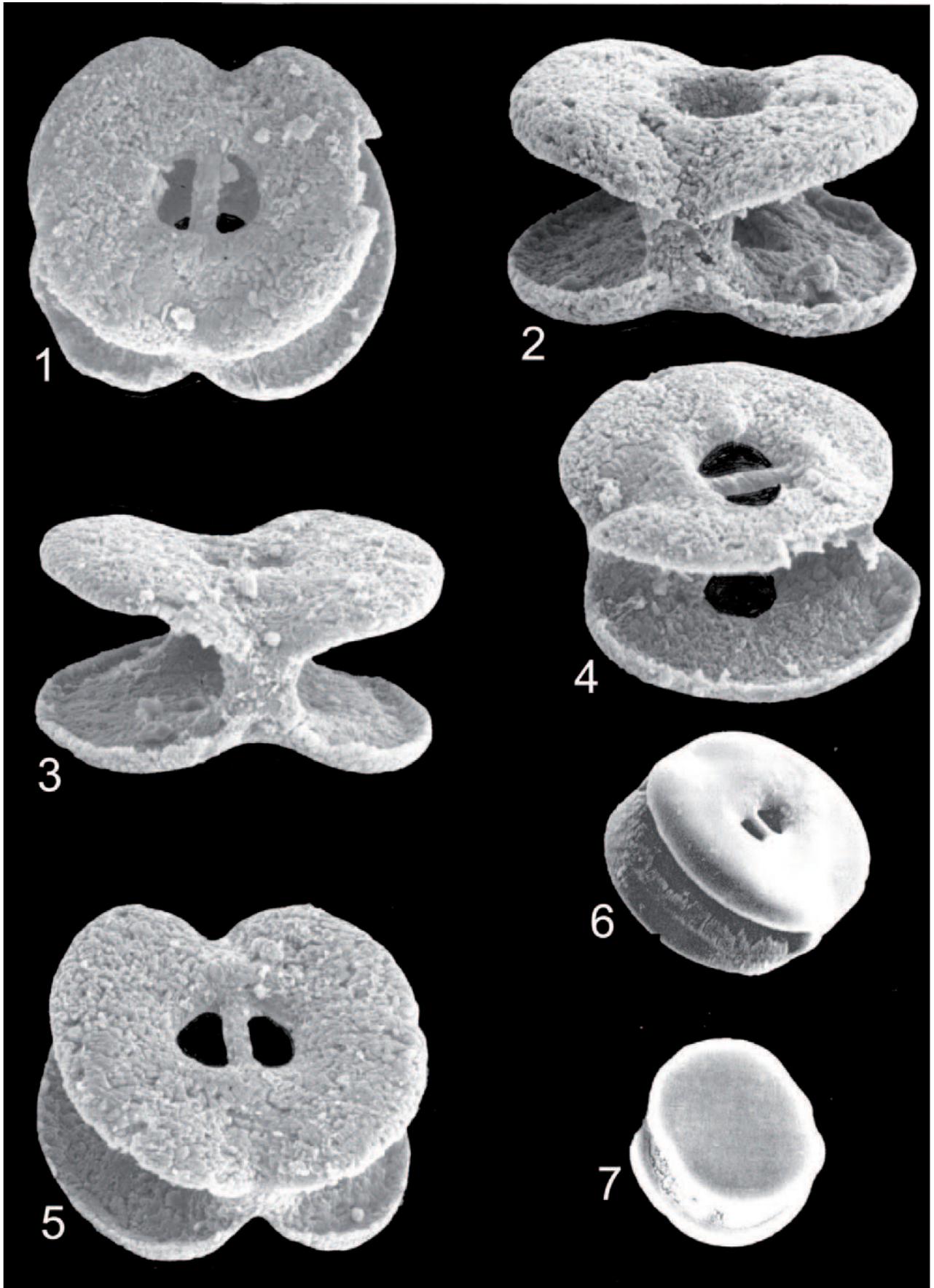
Figur 3: Coelodisk schräg von der Seite um beide Schäfte (Säulchen) einsehbar zu machen. Im unteren aufgebogenen Innenrand des Diskes ist die Bezähnelung sichtbar.

Figur 4: Coelodisk von der Seite um die beiden Perforationen der Diske zu sehen; unten einfaches Loch, oben zwei Löcher mit Steg.

Figur 5: Coelodisk schräg von oben um aufzuzeigen, dass der Steg der die beiden Perforationen trennt, eine verbindende Achse zu den beiden Säulchen darstellt.

Figur 6: Schräge Ansicht eines rezenten Coelodiskes von *Coelodischela massa* in HAJDU (1955), Figur 3.12 abgebildet.

Figur 7: *Biplacochela* (aus HAJDU 1955, Figur 3.11)



PEDICELLARIEN SPÄT-NORISCHER ECHINIDEN AUS DER HALLSTÄTTER TIEFSCHWELLEN-FAZIES, NÖRDLICHE KALKALPEN

Helfried Mostler

Mit 8 Abbildungen, 2 Tabellen und 7 Fototafeln

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria
e-mail: Helfried.Mostler@uibk.ac.at

Zusammenfassung

Pedicellarien (Skelettanhänge von Echiniden) sind mit ein Baustein für die Systematik rezenter Seeigel. Sie sind ab dem frühen Ordovizium nachgewiesen mit Merkmalen, die ihre Herkunft aus Echinidenstacheln belegen. Während des mittleren und späten Ordoviziums und dem frühesten Silur ändern sich die Pedicellarien, die ausschließlich tridentaten Typs sind, kaum. Erst im mittleren Silur gesellen sich die ersten ophicephalen Pedicellarien hinzu. Im Mitteldevon treten bereits höher entwickelte tridentate und ophicephale Pedicellarien auf. In diese Zeit fällt das Erstauftreten von globiferen Klappen. Obwohl aus dem Karbon und dem frühen Perm Pedicellarien beschrieben wurden, sind es wenig aussagekräftige Formen. Durch den Niedergang der Echiniden, wodurch diese auf nur mehr zwei Familien schrumpfen, sind die Pedicellarien im späten Perm bisher auf wenig differenzierte Formen beschränkt. Die Perm/Trias-Grenze hat nur eine Familie (Miocidaridae) überschritten. Erst in der älteren Mitteltrias lassen sich Pedicellarien wieder nachweisen, die zunächst wenig differenziert sind und sich meist auf tridentate Formen beschränken. In der späten Trias setzt eine starke Radiation der Pedicellarien ein, die im späten Nor gipfelt. Aus den spätnorischen Hallstätter Kalken wurden 35 neue Typen von Pedicellarienklappen mittels Essigsäure herausgelöst, wovon 29 auf das späte Nor beschränkt sind. Vorherrschend sind die tridentaten Klappen mit 14 neuen Typen, während die ophicephalen Pedicellarien nur mit 9 Typen vertreten sind. Gerade diese Pedicellariengruppe fällt deshalb auf, weil ihre Formen sich sehr stark sowohl von den paläozoischen und mitteltriassischen als auch jurassischen und kretazischen unterscheiden. Die globiferen Pedicellarienklappen sind mit sechs neuen Formen vertreten, die, wenn auch stark abweichend, Ähnlichkeiten zu kretazischen Pedicellarien zeigen. Weiters hinzu kommen sechs Typen, die als stark modifizierte, rostrate Formen aufgefasst werden und wahrscheinlich ausschließlich auf das späte Nor beschränkt sind. Völlig von allen Bauformen rezenter Pedicellarien abweichend sind die in dieser Studie neu aufgestellten foliferen und dentiferen Pedicellarienklappen. Mit dieser Studie soll aufgezeigt werden, dass während des späten Nors in der Tiefschwellenfazies des Hallstatt-Meliatta Ozeans eine reiche, sehr differenzierte Echinidenfauna präsent war.

Abstract

Pedicellarians (skeletal appendices of echinids) are important elements for the systematics of modern sea-urchins. They are known to occur since the Early Ordovician, showing characteristic features that demonstrate their origin from echinoid spines.

During the Middle and Late Ordovician and Early Silurian, the pedicellarians, all being tridentate forms, underwent few changes. The first ophicephale pedicellarians did not occur before the Middle Silurian. During the Middle Devonian, higher, developed tridentate and ophicephale pedicellarians and the first globifere valves appeared. Pedicellarians described from the Carboniferous and Early Permian include forms that are of little biostratigraphic importance.

Due to the decline of the echinids to only two families, pedicellarians are restricted to little differentiated forms. Only one family crossed the Permian/Triassic boundary.

It was not until the early Middle Triassic that pedicellarians can be documented that are little differentiated and mostly restricted to tridentate forms. During the Late Triassic a strong radiation started, which culminated during the Late Norian. From the Late Norian Hallstatt Limestone, 35 new types of pedicellarian valves were obtained by treating the limestone samples with acidic acid. Twenty-nine of these types are restricted to the Late Norian. Tridentate valves including 14 new types dominate, whereas ophicephale pedicellarians are represented by nine types.

In particular, this group of pedicellarians is very distinct because their forms differ significantly from Paleozoic as well as from Middle Triassic, Jurassic and Cretaceous forms.

Globifer pedicellarians are represented by 6 new forms that show some similarities to Cretaceous pedicellarians.

In addition, six types are present, which are interpreted as strongly modified rostrate forms and which probably are restricted exclusively to the Late Norian.

The folifere and dentifere pedicellarian valves which are newly defined in the present paper show a completely different architectural style from modern pedicellarians.

This paper demonstrates that during the Late Norian a rich and highly differentiated echinoid fauna was present in the "Tiefschwellenfazies" ("deep swell facies") of the Hallstatt-Meliatta Ocean.

1. Einleitung und Problemstellung

Vollkörperlich erhaltene Echiniden sind innerhalb der späten Trias der Nördlichen Kalkalpen selten und nur in den Raibler Schichten und Kössener Schichten nachweisbar. In den Slope- und Tiefschwellen-Sedimenten (Hallstätter Rotkalk) sind nur deren isolierte Skelettelemente überliefert.

Nur zwei Familien haben nach Kier (1977) den starken Niedergang der Echiniden im ausgehenden Paläozoikum überstanden. Von den beiden Familien ist es nur den Miocidaridae mit *Miocidaris pakistansis* und *Lenticidaris utahensis* gelungen, die Perm/Trias-Grenze zu überschreiten (siehe Tabelle 1). Nach Smith (1990) sind im Oberperm nur drei Gattungen mit drei Arten nachweisbar.

Für Kier (1977) sind die Miocidaridae die alleinigen Vertreter in der Unter- und Mitteltrias. Hagdorn (1995) dagegen hat aufgezeigt, dass in der Mitteltrias neben einem Vertreter der Miocidaridae mit *Triadotiaris grandaeva* und *Serpianotiaris coeava* zwei Gattungen auftreten, die sich keiner bestehenden Ordnung zuweisen lassen und derselbe hat aus diesem Grunde die zwei neuen Ordnungen Triadotiaroidea und Serpianotiaroidea Hagdorn (1995) aufgestellt, welche Merkmale sowohl der Unterklasse Cidaroida als auch der Euechinoidea vereinen. Triadotiaris wird von Smith (1990) mit der Familie Triadotiaridae zur Stammgruppe Cidaroida gestellt, Serpianotiaris zur Familie der Serpianotiaroidae unter Vorbehalt zur Stammgruppe der Euechinoidea.

Die erstgenannte Gattung wird von demselben Autor von *Lenticidaris* hergeleitet, während *Serpianotiaris* von unbekanntem paläozoischen Seeigeln abstammt.

Erst mit der späten Trias entfalten sich die Cidaroida mit dem Einsetzen der Cidaridae und Psychocidaridae. Etwas zeitverschoben setzen die Pedinoidea ein, und im Rhät gesellen sich die Hemicidaroida hinzu (siehe Tabelle 1).

Eine hohe Informationsdichte über Echiniden stammt vom Fossilisationsfenster der Cassianer Schichten, in welchem die Echiniden außergewöhnlich gut vollkörperlich erhalten sind. In diesen konnte zusätzlich die Gruppe der Plesiocidaroida, die auf das Untere Karn beschränkt sind, nachgewiesen werden.

Kier (1977), der die triassischen Echiniden weltweit monographisch bearbeitete, kommt zum Schluss, dass von den bisher beschriebenen 142 Arten aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes nur 24 eine taxonomische Zuordnung zulassen. Für das in dieser Studie interessierende Nor (Kier 1977: 4) wurden außer *Hemipedina hudsoni* keine anderen gut erhaltenen Echiniden im Nor gefunden.

Wie jedoch Untersuchungen von Smith (1994) zeigen, der in seiner Studie einen neuen Evolutionsbaum für triassische Echiniden in Verknüpfung mit den stratigraphischen Daten erstellte (siehe Tabelle 2), sind im Nor 5 Gattungen vorhanden, allerdings bisher nur aus der Obertrias von Peru nachgewiesen.

Die von Kier (1977) einzige nachgewiesene Art außerhalb von Peru war mit ein Grund, die im Obenor so vielfältig entwickelten Pedicellarien in dieser Studie darzulegen.

Echiniden sind seit dem früheren Ordovizium bekannt. Die Trennung der heute lebenden Echinodermaten-Klassen wie Crinoiden, Asteriden, Ophiuren, Echiniden und Holothurien hat sich, wie sich anhand von Lösproben aus Karbonatgesteinen dieser Zeit

nachweisen ließ, bereits vollzogen. Im frühen Ordovizium, durch Conodonten belegt, sind bereits Pedicellarien nachweisbar, die sich aus den Stacheln der Echiniden entwickelten (siehe auch Nestler 1970). Ähnlich ausgebildete Pedicellarien haben sich bis in das Devon erhalten. Boczarowski (2001) hat in seiner Arbeit über isolierte Sklerite von Echiniden aus dem Devon eine sehr detaillierte Analyse devonischer Pedicellarien durchgeführt und damit aufgezeigt, dass im Devon bereits Echiniden mit hochentwickelten tridentaten, globiferen und ophicephalen Pedicellarien präsent waren.

Der Autor dieser Studie hat solche auch aus dem späten Silur Gotlands nachweisen können (siehe Abbildung 1).

In Lösproben mesozoischer Karbonatgesteine fallen häufig Echinodermen-Skelettelemente an. Obwohl in den meisten Fällen solche von Ophiuren vorherrschen, stehen isolierte Skelettkörperchen von Echiniden diesen in der Häufigkeit nicht nach. Innerhalb der Hallstätter Kalke sind alle isolierten Kalkkörperchen von den Coronalplatten angefangen über alle Skeletteile des Kauapparates (Laterne des Aristoteles) und allen Skelettanhängen wie Primär- und Sekundärstacheln, Pedicellarien und deren Kalkstäbe, Sphäridien und Kalkplatten der Ambulakralfüßchen nachweisbar. In Abbildung 2 sind diese Skelettbau-teile z.T. in Verbindung mit dem Bindegewebe dargestellt. Von den äußeren Skelettanhängen sind die Ausbildung der Primärstacheln und der Pedicellarien sowie deren Vergesellschaftung für die Systematik wichtig.

Obwohl bekannt ist, dass eine Echinidenart mehrere Morphotypen von Pedicellarien aufweist, soll versucht werden, anhand der verschiedenen Bauformen der Pedicellarien auf die Artenzahl der in den Hallstätter Kalken auftretenden Echiniden zurückzuschließen. Weiters wird versucht, in der Großgruppierung der Morphotypen zurückverfolgend bis in das Paläozoikum nachzugehen. Abgerundet wird diese Studie durch eine Diskussion über die stratigraphische Verwertbarkeit bestimmter Pedicellarienformen.

2. Bau und Funktion der Pedicellarien

Die Pedicellarien sind mit ein Bestandteil des Hautskelettes der Seeigel. Sie zählen zu den äußeren Skelettanhängen, wozu die Stacheln, die Sphäridien und die Pedicellarien zu stellen sind (siehe Abbildung 3).

Die Pedicellarien treten im gesamten Bereich der Corona und im Umfeld des Mundfeldes auf. Ihnen kommen verschiedene Funktionen zu. Sie bestehen aus einem Stiel und einem Kopf. Der Stiel besteht aus einem im Zentrum situierten Kalkstab, der ihn stützt. Der distale Teil des Stieles besteht nur aus einem elastischen Bindegewebe, welches den oberen Teil des Stieles sehr beweglich macht (siehe hierzu Abbildung 4).

Der Kalkstab ist generell analog aufgebaut wie der Stachel der Seeigel, nur mit dem Unterschied, dass das distale Stabende eine meist birnenförmige Verdickung aufweist. Der proximale Teil des Kalkstabes ist wie der Stachel über einen Höcker mit der Corona gelenkig verbunden.

Ebenso wie bei den Stacheln wird die Bewegung durch Muskeln gesteuert. Die Pedicellarien werden nicht umsonst als modifizierte Stacheln gedeutet. Diese Ansicht ist durch fossiles Pedicellarienmaterial aus dem Ordovizium (Nestler 1967: 219) gut belegbar. Die Pedicellarienklappen zeigen im distalen Abschnitt dieselbe Struktur und Form der Stacheln (vgl. Abb. 1).

Der aus Calcit bestehende Kalkstab des Pedicellarienstieles ist fossil erhaltungsfähig, aber meist wegen Frachtsonderung nicht mit den Pedicellarienklappen vergesellschaftet. Der Kopfbereich der Pedicellarien setzt sich meistens aus drei beweglichen Klappen zusammen. Es gibt aber auch Ausnahmen mit zwei und vier bis acht Klappen. Zwei Pedicellarienklappen sind sehr typisch für Ophiurenpedicellarien, die allerdings stiellos und völlig abweichend vom Bauplan der Echinidenpedicellarien sind.

Die Basis der Klappen bzw. des Kopfes bildet der aus Bindegewebe bestehende obere Stielabschnitt. Der Kopf selbst wird durch drei Muskeln bewegt. Die Bewegung der Klappen dagegen erfolgt über zwei Arten der Muskeln. Es sind dies einmal die Schließmuskeln, die jeweils die Innenseite zweier benachbarter Klappen miteinander verbinden, zum anderen die Öffnungsmuskeln, die außen an der Basis der Klappen inserieren. Das gesamte Pedicellar wird von der Epidermis überzogen. Bei bestimmten Pedicellarien werden von der Epidermis Drüsenkörper aufgebaut so z.B. Giftdrüsen (vergleiche hierzu Abb. 4).

Die Größe der rezenten Pedicellarien schwankt zwischen Zehntel Millimetern und wenigen Millimetern. Die Maße der rezenten Pedicellarien, wenn man sie mit jenen des späten Nor vergleicht, sind annähernd dieselben.

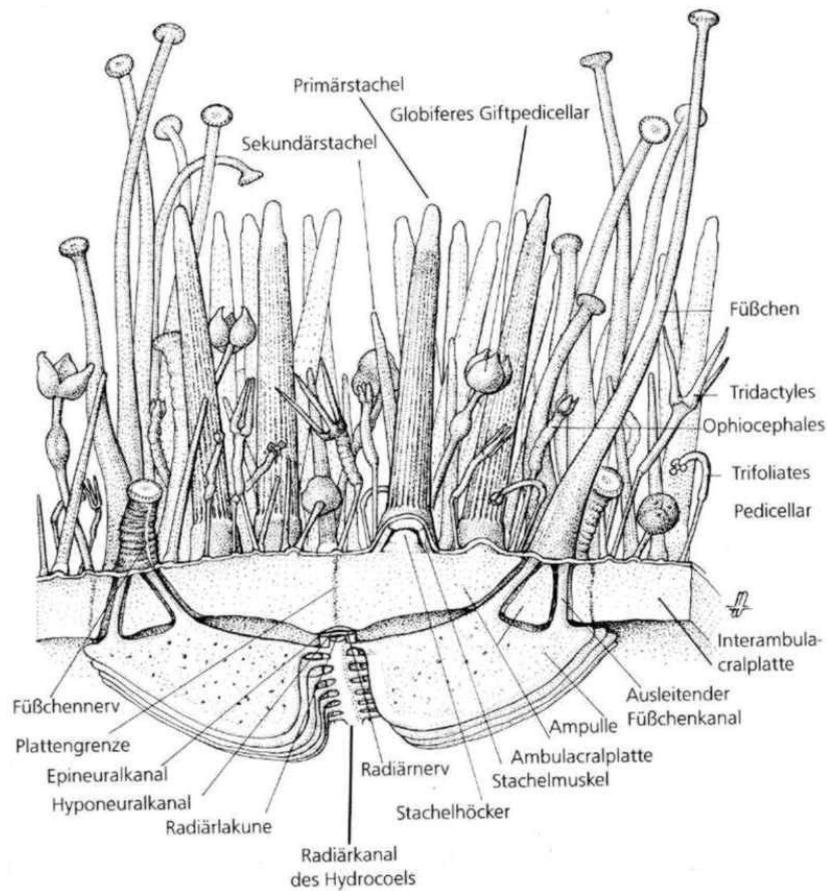


Abb. 3: Äußere Skelettanhänge (Stacheln, Späridien und Pedicellarien) (aus Westheide & Rieger 1996, Abb. 1119, S. 821)

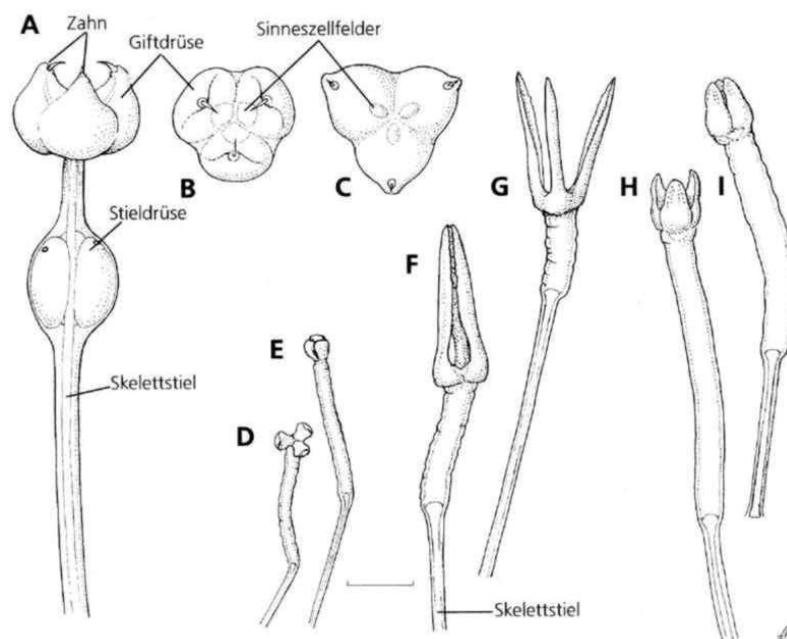


Abb. 4: Bauteile der Pedicellarien (aus Westheide & Rieger 1996, Abb. 1079, S. 785): A= globiferes Pedicellarium; B u. C = Aufsicht auf Zangenköpfchen; D, E = triphyll (trifoliate) Pedicellarien; F, G= tridactyle Pedicellarien (=tridentat); H, I = ophiocephale Pedicellarien

Wie bereits erwähnt kommen den Pedicellarienklappen verschiedene Funktionen zu. Es lassen sich Beißzangen, Klapp- bzw. Greifzangen, Putz- und Giftzangen auseinanderhalten. Wie aus diesen verschiedenen Funktionen ersichtlich, sind die Pedicellarien einmal für das Sauberhalten des Gehäuses verantwortlich, zum anderen wehren sie Angriffe von Feinden ab. Wie stark z.B. die Wirkung des Giftes sein kann, beschreibt schon Ludwig (1904: 1032). So werden z.B. kleine Aale von 2 bis 3 cm Länge bei einem Biss in die Medulla getötet. Nacktschnecken werden sofort außer Gefecht gesetzt. Strenger (1973: 21) berichtet, dass ein Zoologe, von sieben Giftköpfchen gebissen, für einige Stunden beträchtliche Vergiftungserscheinungen hatte, wobei Atemnot, Facialislähmung und starke Schmerzen auftraten.

Die Pedicellarien dienen bei den rezenten Echiniden als wichtiges taxonomisches Merkmal. Fossil sind die Pedicellarien seit 1887 durch Groom bekannt. Die ältesten bisher beschriebenen Pedicellarien stammen aus dem frühen Ordovizium. Der Verfasser dieser Studie hat eine Arbeit über paläozoische Pedicellarien in Vorbereitung, in der die Formenfülle der alt- und jungpaläozoischen Pedicellarien aufgezeigt wird.

Umfassende Arbeiten über fossile Pedicellarien wurden von Geis (1936), Mortensen (1937), Nestler (1967) und Boczarowski (2001) publiziert. Über triassische Pedicellarien hat Mostler (1972) kurz berichtet. Außer diesen fehlen Studien über die Echiniden-Pedicellarien der Trias.

Erst kürzlich wurden Pedicellarien aus dem Lias durch Krainer et al (1994) vorgestellt, auf die im Detail noch eingegangen wird.

Pedicellarien aus der späten Trias wurden zusammen mit anderen Echinodermaten mittels Essigsäure aus Karbonatgesteinen herausgelöst. Das Alter der Karbonatgesteine wurde mit Hilfe der im unlöslichen Rückstand anfallenden Conodonten bestimmt.

Insgesamt lassen sich am rezenten Echinidenskelett sechs verschiedene Pedicellariotypen auseinanderhalten. Es sind dies tridentate, ophicephale, globifere, rostrate, triphylle und dactyle Pedicellarien. Fossil bisher nicht nachgewiesen sind triphylle und dactyle Pedicellarien. Die einen weil sie relativ klein sind und wahrscheinlich durch das 0,063 mm Sieb durchfallen, die anderen weil sie aufgrund ihres hohen schmalen Blattes abbrechen und deshalb nicht erkannt werden. Bei den Zoologen haben sich z.T. an-

dere Namen eingebürgert, die im Folgenden bei der Auflistung und Besprechung der einzelnen Pedicellarien mit genannt werden (siehe hierzu Abb. 5).

2.1 Tridentate Pedicellarien (zum Teil als tridactyl bezeichnet)

Diese Pedicellarien werden auch Greifzangen genannt; sie sind relativ groß, der Kopf sitzt auf einem langen Stiel. Der Stiel wird in der Folge nicht beschrieben, weil dieser fossil selten überliefert und wie bei den rezenten Echiniden wenig differenziert ist. Beschrieben werden daher immer nur die Pedicellarienklappen.

Tridentate Pedicellarien (Abb. 5a) sind charakterisiert durch schmale, meist spitz zulaufende Klappen. Die einzelne Klappe ist deutlich in eine Basis und ein Blatt unterteilt. Die Basis wiederum besteht aus einer Gelenkfläche und einer darüber gut entwickelten Apophyse. Beidseitig von der Apophyse sind tiefe Gruben ausgebildet, die als Ansatzstellen für die Schließmuskeln dienen. Charakteristisch sind die seitlichen Sperrzähne an den Klappen, die einen präzisen Zusammenschluss dieser ermöglichen. Die Schließmuskeln enthalten zusätzlich zur Klappenmuskulatur auch quergestreifte Fasern, wodurch eine sehr rasche Schließgeschwindigkeit ermöglicht wird.

Das meist hohe Blatt entwickelt sich aus der Aufspaltung der Apophyse mit medianer Furche und Rändern, die glatt oder bezahnt sein können. Distal endet das Blatt spitz oder ist spitz abgerundet.

Diese Art von Zangen ist für ein sehr rasches Zurfassen gebaut; sie werden deswegen Klapp- oder Greifzangen genannt. Was ihre Form betrifft, können die tridentaten Pedicellarien stark variieren. Sie können zungenförmig oder schaufelförmig ausgebildet sein.

2.2 Ophicephale Pedicellarien (Abb. 5b)

Dieser Typ wird auch buccales Pedicellar bezeichnet, da diese Pedicellarien besonders im Bereich des Mundes vorherrschen. Sie sind im Vergleich zu den tridentaten Pedicellarien, in den meisten Fällen, doch um einiges kleiner. Charakteristisch für sie ist der halbkreisförmige Artikulationsbogen an der Basis. Auch sie sind mit Sperrzähnen ausgestattet und in Verbindung mit den Artikulationsbogen ist ein präziser Zubiss sichergestellt; es kann somit nicht zu

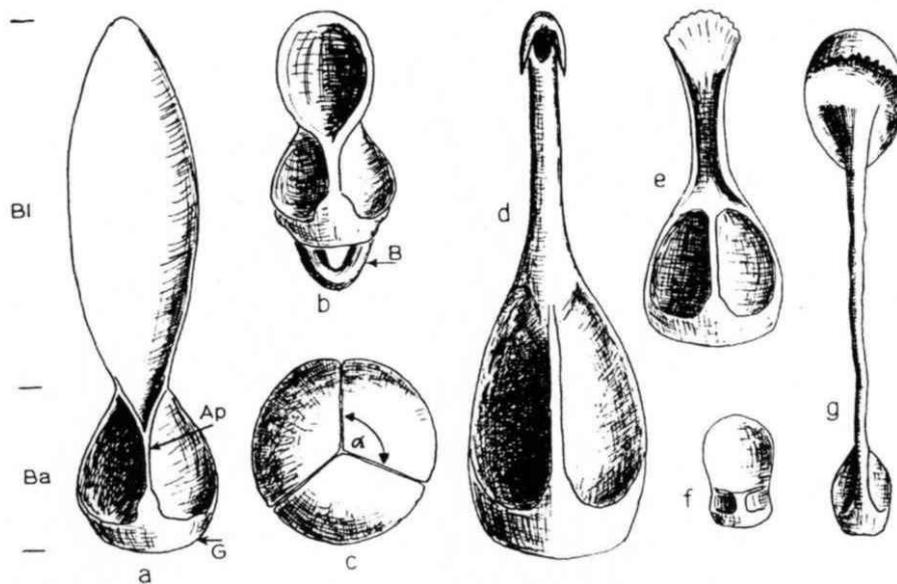


Abb. 5: Pedicellariantypen (nach Nestler 1966):

- A = tridentate Klappe
- b = ophicephale Klappe
- c = Basis eines Köpfchens
- d = globifere Klappe
- e = rostrate Klappe
- f = triphylle Klappe
- g = dactyle Klappe
- Ba = Basis
- G = Gelenkfläche
- Ap = Apophyse
- B = Artikulationsbogen
- Bl = Blatt

Verschiebungen zwischen den Klappen kommen. Sie sind charakterisiert durch eine sehr kräftige Schließmuskulatur, d.h. diese lockert ihren Biss nicht, solange der Reiz andauert. Aufgrund ihres starken Zubisses werden sie auch Beißzangen genannt.

2.3 Globifere Pedicellarien (Giftzangen)

Diese werden von den Zoologen auch gemmiforme Pedicellarien genannt. Strenger (1973:21) jedoch unterscheidet globifere Pedicellarien von den gemmiformen, die von den meisten Zoologen aber als synonym betrachtet werden. Die oben genannte Autorin betont, dass die Bauähnlichkeit globiferer Pedicellarien mit den Stieldrüsen sich als Reduktionsform aus den gemmiformen entwickelt hat. Bei den globiferen Pedicellarien handelt es sich um Verteidigungswaffen.

In Abb. 4 ist eine Giftpedicellarie dargestellt, die im Stielbereich Drüsen zeigt (Stieldrüse); besonders wichtig sind die drei Giftdrüsen, welche jeweils die gesamte Klappe mit Ausnahme der distalen Spitze umschließen. In Abb. 3 sind globifere Pedicellarienklappen von der Seite und von außen gesehen dargestellt. Sieht man in das Klappeninnere, so bestehen diese aus einer sehr kräftig entwickelten Basis mit einer deutlichen Apophyse und den beiden Gruben für die Muskelansätze im Bereich des „Blattes“. Dieser Begriff ist irreführend, weil das Blattareal durch

eine Röhre ersetzt wird, die distal einen oder mehrere Zähnchen zum Zubeißen bzw. für das Injizieren des Giftes ausgebildet hat. Unter dem Endzahn liegt die Subterminalöffnung (siehe Abb. 5d).

2.4 Rostrate Pedicellarien

Der Typus wurde von Mortensen (1907) für schnabelförmige und kochlöffelförmige Pedicellarien eingeführt, die er von den tridentaten abtrennt. Der Hauptunterschied zu den tridentaten Pedicellarien liegt in dem nach oben offenen Blatt oder im schnabelartigen Abschluss. Relativ häufig ist eine knopfartige Verdickung an der Basis der Gelenkfläche entwickelt.

Nach Mortensen (1937) sind die rostraten Pedicellarien auf die Irregularia beschränkt (Abb. 5e)

2.5 Triphylle Pedicellarien (von den Zoologen teilweise als trifoliat bezeichnet)

Sie werden aufgrund ihrer Funktion als Putzzangen bezeichnet. Sie sind sehr klein und werden wohl deswegen, weil sie durch das feinste Sieb durchfallen, nicht gefunden. Die Klappen sind im Umriss fast quadratisch ausgebildet, gliedern sich in einen niederen Basisabschnitt und ein mindestens doppelt so langes Blatt. Wie bereits erwähnt, ist ihre Aufgabe, auf die

Haut gefallene Verunreinigungen zu zerkleinern, um den Abtransport zu ermöglichen (Strenger 1973:13). Man sieht sie auch in ununterbrochener Tätigkeit die Oberfläche des Seeigels absuchen (Abb. 5f).

2.6 Dactyle Pedicellarien

Dieser Pedicellariotyp ist fossil nicht überliefert. Er besteht aus einer relativ kleinen Basis mit einer stark ausgeprägten Apophyse und den beidseitigen Gruben, an denen die Schließmuskeln inserieren. Weiters aus einem sehr langen Blatt, welches die drei bis vierfache Länge der Basis hat, und einem Blattabschluss, der fallschirmartig ausgeprägt ist (Abb. 5g).

Nestler (1966: 342) schreibt, dass die verschiedenen Pedicellariotypen nie gemeinsam auf einem Seeigel vorkommen. Strenger (1973) weist jedoch nach, dass am violetten Seeigel (*Sphaerechinus granularis*) vier verschiedene Pedicellariotypen auftreten. Dennoch ist es außer Zweifel, dass die Pedicellarien ein wichtiges Element für die Systematik der Echiniden darstellen und die einzelnen Gattungen und Arten durch besondere Pedicellarien charakterisiert sind.

3. Beschreibung der obernorischen Pedicellarienklappen mit Bemerkungen zu Vorläuferformen und rezenten Morphotypen

Anhand der vielfältig ausgebildeten Pedicellarienklappen, die hier erstmals vorgestellt werden, muss angenommen werden, dass zur Zeit der Ablagerung der obernorischen Hallstätter Rotkalk eine Reihe verschiedener Echiniden-Arten den Meeresboden besiedelt haben.

Der Erhaltungszustand der einzelnen Klappen ist zum Teil ausgezeichnet; vor allem jene Skelettelemente sind gut erhalten, die aus mikritischen Hallstätter Kalken herausgelöst wurden. Hin und wieder sind auch die Köpfe der Pedicellarien (stets mit drei Klappen, vgl. Taf. 1, Fig. 4 und 5) erhalten. Dazu bedarf es nicht unbedingt besonderer Sedimentationsverhältnisse, weil wie auf Taf. 1, Fig. 4 abgebildet, der Kopf ophicephaler Pedicellarien nicht nur durch seitliche Sperrzähne und Artikulationsflächen die drei Klappen zusammenhält, sondern auch zusätz-

lich die Blattränder der Klappen mit kleinen, genau ineinander passenden Zähnen den Zusammenhalt noch mehr verstärken. Vergleiche hierzu auf Taf. 7, Fig. 1 das Ineinandergreifen der Klappenrand-Zähne bei rezenten ophicephalen Pedicellarien.

Bei rezenten Seeigeln findet man einige Monate nach deren Tod Pedicellarienköpfe noch mit Bindegewebe überzogen. In vielen Fällen war auch das elastische Bindegewebe zwischen Kopf und Kalkstab, wenn auch stark geschrumpft, noch nicht abgebaut (Taf. 5, Fig. 4).

In einem weiteren Zersetzungsstadium (Abbauphase des Gewebes) werden Kopf und Stiel getrennt, wodurch bei stärkeren Strömungen die Kalkstäbe der Stiele von den Köpfchen isoliert werden. Die Kalkstäbe werden in diesem Stadium meist mit den Sekundärstacheln verfrachtet. Die Köpfe, besonders jene der tridentaten, ophicephalen und globiferen Pedicellarien, bleiben noch über die quergestreiften Muskeln in gutem Zusammenhalt selbst dann, wenn sie leicht geöffnet sind (vergleiche Taf. 6, Fig. 1).

Die triphyllen Klappen (Putzzangen) zerfallen als erste, obwohl sie ausgeprägte Sperrzähne (vgl. Taf. 6, Fig. 8) entwickelt haben, jedoch fehlen ihnen Zähnen an den Blatträndern, und auch die Schließmuskeln sind schwach ausgebildet. Sie sind weitaus die kleinsten und verhalten sich beim Transport durch die Strömung nahezu analog wie Glimmerminerale.

3.1 Tridentate Pedicellarien aus dem späten Nor

Sie sind relativ groß; wie bei den meisten rezenten Seeigeln sind sie die größten. Ihre Klappen sind meist schmal und sehr hoch. Dies kann man auch an fossilem Material beobachten. Die wichtigsten Merkmale für tridentate Pedicellarien sind in Abbildung 5a dargelegt. Die in der Beschreibung benutzte Terminologie ist aus Abb. 5 ersichtlich.

Diese Klappen sind in den spätnorischen Hallstätter Kalken sehr häufig und vielfältig entwickelt. Es lässt sich eine Reihe von tridentaten Pedicellariengruppen auseinanderhalten:

Gruppe 1

Klappen mit sehr langem und schmalen Blatt und tief eingeschnittener, sehr schmaler Furche innerhalb

des Blattes. Das Blatt ist 4 bis 5 mal so hoch wie die Basis und außen mit Stachelstruktur. (Taf. 1, Fig. 5; Taf. 2, Fig. 7-10, 14)

Typus 1 (Taf. 2, Fig. 7)

Klappen mit einer kleinen, dreieckig hochgezogenen Basis. Die Apophyse ist kräftig entwickelt und durch eine deutliche Rinne in der Mitte des Blattes charakterisiert. Beidseitig von der Apophyse liegen sehr tiefe Gruben, in denen die Schließmuskeln inserieren. Die Gelenkfläche zeigt nur andeutungsweise zwei Leisten, die als Zahnleisten gedeutet werden. Das sehr lange, (4 bis 5 mal so lang wie die Basis) schmale Blatt beginnt bereits im distalen Teil der Basis durch Aufspaltung der schmalen Apophysen-Furche in zwei Äste. Charakteristisch sind die als schmale Rinne oder Furche entwickelte mediane Vertiefung und die relativ breiten Blattränder, die gleich breit oder ein wenig breiter als die Furche und stets über ihre ganze Länge unbezahnt sind. Die Außenseite des Blattes zeigt eine den Echinidenstacheln völlig analoge Skulptur.

Typus 2 (Taf. 2, Fig. 8)

Eine ähnliche Klappe wie zuvor beschrieben, nur mit höherer Basis und stärker entwickelter Gelenkfläche. Die Apophyse ist unten relativ breit, sehr kompakt und verjüngt sich distalwärts, um sich dann im obersten Bereich der Basis breitrandig zu öffnen. Die beiderseits der Apophyse entwickelten Gruben sind nicht so tief liegend wie jene in der zuvor besprochenen Klappe. Der Rand der Grube ist etwas geschwungen, d.h. proximal am breitesten, danach etwas eingeengt, um dann distal relativ hochgezogen dreieckig zu enden. Das Blatt ist durch eine schmale, tiefreichende Furche gekennzeichnet. Die Blattränder sind ebenso breit wie die Furche, die ganze Blattlänge gleich breit bleibend. Die Blattränder sind glatt (unbezahnt).

Typus 3 (Taf. 2, Fig. 9)

Eine gleich gestaltete Klappe wie unter Typus 1 beschrieben, nur von der Seite gesehen ist sie mit tief liegenden Muskelgruben ausgestattet. Typisch sind

die Strukturen der Außenseite, die völlig der Skulpturierung von Stacheln entsprechen. Die Basis ist stark nach hinten ausgebaucht.

Typus 4 (Taf. 2, Fig. 10)

Charakteristisch ist eine breit dreieckig geformte Gelenkfläche mit deutlichen Zahnleisten, sowie einer proximal breit angelegten perforierten Apophyse, die sich distalwärts rasch verschmälert. Tiefliegende Muskelgruben sind dem Außenrand entsprechend angepasst, d.h. im proximalen Abschnitt dreieckig; in der Mitte durch einen Einschnitt gekennzeichnet, in eine schmale hohe Basis übergehend, wodurch zwischen Basis und Blatt ein Übergang gegeben ist. Die Apophyse ist proximal sehr breit und basal perforiert.

Eine Porenreihe setzt sich im Bereich der Apophyse bis zum Aufspaltungsbereich fort. Die Aufspaltung zum Blatt ist proximal sehr massiv und nach vorne gerichtet (in der Schrägansicht gut erkennbar) und leitet in zwei schmale Ränder über, welche die tief eingesenkte Furche begrenzen. Diese ist jedoch breiter als die Breite der Blattränder, die unbezahnt sind.

Typus 5 (Taf. 2, Fig. 14)

Ein von den vorher beschriebenen Klappen stark abweichender, sehr häufig vorkommender Typus, der v.a. durch eine sehr breite dreieckige Basis und durch ein an den Rändern bezahntes Blatt gekennzeichnet ist, welches außen völlig glatt ist (nicht wie bei den zuvor beschriebenen Klappen, deren Außenseite stets gerieft ist), der Riefung eines Echinidenstachels entsprechend. Die Gelenkfläche besteht aus fünf geschwungenen Zahnleisten, die völlig gleich aufgebaut sind wie jene der Gelenkflächen rezenter tridentater Klappen. Am proximalen Außenrand der Basis sind zwei Zahnleisten entwickelt. Sie unterscheiden sich in der Ausbildung nicht von den Leisten der Gelenkfläche.

Bemerkungen: Innerhalb der ersten Gruppe lassen sich fünf Morphotypen auseinanderhalten. Die Klappen des Kopfes von Taf. 1, Fig. 5 sind zu diesem Typus zu stellen. Der zuletzt genannte Typus weist starke

Ähnlichkeiten mit den tridentaten Klappen der rezenten Gattung *Sphaerechinus* auf.

Mit den Abbildungen in Boczarowski (2001, Fig. 35 I1-I3) übereinstimmend sind die durch Leisten gekennzeichnete Basis, die deutliche Apophyse welche noch im distalen Teil der Basis aufspaltet, sowie die schmalen Furchen und die breiten Blattränder und die Riefung an der Außenseite (Abb. 6).

Gruppe 2

Klappen mit meist langem Blatt und einer bis an das distale Ende des Blattes in der Fortsetzung der Apophyse entwickelten Leiste; das Blatt ist dadurch zweigeteilt.

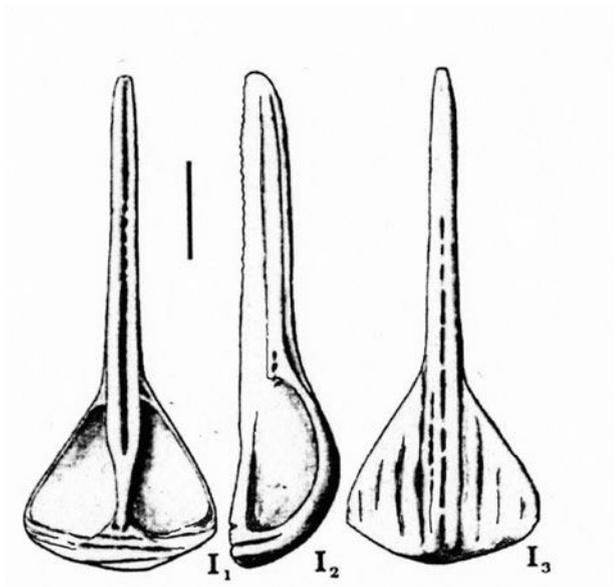


Abb. 6: Pedicellarien der Gruppe 1, Typus 5. Die Typen 1 - 4 sind bisher nur aus dem späten Nor nachgewiesen. Pedicellarien vom Typ 5 treten auch im frühen Nor auf.

Typus 1 (Taf. 1, Fig. 12 - Seitenansicht)

Die kleine dreieckige ovale Basis ist kaum vom Blatt abgesetzt. Das sehr hohe Blatt (4mal so hoch wie die Höhe der Basis) ist durch die bis in die Spitze der Apophyse entwickelte Leiste charakterisiert. Das lange, schlanke Blatt ist flach rinnenförmig und weist einen dünnen glatten Rand auf.

Typus 2 (Taf. 2, Fig. 1-2)

Dreieckige, deutlich vom Blatt abgesetzte Basis mit kräftig entwickelter Apophyse, die im oberen Teil der Basis zwei Seitenäste ausbildet. In der Mitte ist ohne Unterbrechung eine Leiste bis zum spitzen Ende des Blattes entwickelt. Das lange schlanke Blatt (3mal so lang wie die Höhe der Basis) ist flach rinnenförmig und weist einen dünnen unbezahnten Rand auf.

Typus 3 (Taf. 2, Fig. 4 und 5)

Die Basis ist hoch und erreicht nahezu die Höhe des Blattes. An der Grenze zwischen Basis und Blatt ist eine Einschnürung erkennbar. Die kräftige Apophyse spaltet erst oberhalb der Basis in zwei Seitenäste auf. Die Apophyse trennt zwei tiefliegende, oval ausgebildete Gruben, die beidseitig von schmalen Rändern umfasst sind. Das Blatt ist relativ breit, zum Teil etwas breiter als der distale Bereich der Basis, und wird durch eine Leiste, welche die Fortsetzung der Apophyse darstellt, in zwei Teile getrennt. Das Blatt selbst ist flach rinnenförmig und weist an den Kanten eine undeutliche Bezahnung auf (auf Taf. 2, Fig. 5 deutlich erkennbar).

Typus 4 (Taf. 2, Fig. 3)

Eine stark hochgezogene Basis mit kräftiger Gelenkfläche und zweilagiger Zahnleiste und einer proximal sehr breiten Apophyse, die sich rasch distalwärts verjüngt. Die beiden Gruben sind tieflegend; im unteren Teil breiter, im oberen Teil verjüngen sie sich durch einen bogenförmigen Einschnitt und gehen ohne wesentliche Änderung der Gestalt in das Blatt über. Die Apophyse spaltet sich im Übergangsbereich mehrmals auf; zunächst schwach angedeutet in den Rand des Blattes überleitend, dann sehr stark in der Mitte noch einmal aufspaltend und ein drittes Mal mit einer Aufspaltung, welche in einer mittigen Leiste bis zum distalen Ende des Blattes führt.

Die Gruppe 2 lässt sich demnach in 4 Morphotypen aufgliedern.

Bemerkungen: Analoge Klappen mit einer medianen Apophyse, die bis ans Ende des Blattes, d.h. bis an

die Spitze reicht, hat Nestler (1966) aus dem unteren Maastricht auf Taf. 2, Fig. 2 dargestellt. Alle hier angeführten Morphotypen sind erst ab der späten Trias bekannt. Es gibt keine annähernd ähnlichen Formen im Alt- und Jungpaläozoikum; sie treten erst ab der späten Trias und zwar im späten Nor auf.

Gruppe 3

Tridentate Pedicellarienklappen mit stark hochgezogener Basis und einer tief in der Basis einsetzenden Aufspaltung der Apophyse

Typus 1 (Taf. 2, Fig. 11)

Dreieckig hochgezogene Basis mit mehrleistiger Gelenkfläche und zwei Sperrzähnen an den proximalen Rändern der tiefer liegenden Schließmuskelgruben. Die kräftige Apophyse ist unten breit, nicht wie bei den meisten anderen in Querelemente, sondern in Längselemente geteilt, die sich nach oben auflösen und schließlich in zwei Seitenäste überführen, die schon im mittleren Teil der Basis den Blattansatz bestimmen.

Das Blatt ist sehr schmal, außen deutlich von der Basis getrennt. Es weist zwei dicke Ränder auf, die sich ab der Mitte der Basis immer stärker verbreitern und dann im gesamten Blattbereich etwa gleich breit bleiben. Die Ränder weisen eine schwache Bezahnung auf. Dazwischen ist die tiefliegende mediane Furche, die nicht breiter als der massive Rand ist. Das Blatt ist distal rund bis spitz abgerundet.

Typus 2 (Taf. 2, Fig. 13)

Diese Klappe ist durch eine sehr stark hochgezogene Basis charakterisiert. Die tiefliegenden, mandelförmig angeordneten Muskelgruben sind durch einen starken Rand gekennzeichnet, der sich im distalen Bereich verbreitert und damit eine sehr hohe Basis entwickelt. Die Basis besteht aus einer mehrleistigen Gelenkfläche; es handelt sich um Zahnleisten.

Der proximale Rand der Muskelgruben ist durch eine längsovale Perforation gekennzeichnet. Die Begrenzung ist relativ breit, wird danach schmaler, um dann, wie bereits beschrieben, im distalen Bereich, mit einer kleinen Einschnürung kurz vor der Grenze zum Blatt, sehr breit zu werden

Die Apophyse ist unten sehr breit dreieckig mit in der Längsachse angeordneten ovalen Poren. In der Mitte der Basis spaltet sie bereits auf, um in die mediane Furche des Blattes überzuleiten. Die Furche ist schon am distalen Ende der Muskelgruben sehr breit. Die beiden Äste der Apophyse, die den Rand des Blattes bilden, bleiben, was die Breite betrifft, gleich und sind im Bereich des Blattes sehr deutlich bezahnt. Die Furche selbst ist durch ein grobes Porennetz gekennzeichnet.

Typus 3 (Taf. 1, Fig. 11)

Die breite Basis ist etwas kürzer als das Blatt, welches sich aus dem mittleren Abschnitt der Apophyse entwickelt.

Die Gelenkfläche ist unten nahezu plan, die Leisten sind nach oben gebogen. Es handelt sich um Zahnleisten mit Sperrzähnen am proximalen Rand der Muskelgruben. Die Leisten sind in der Mitte bis zum Ansatz der Apophyse hochgewölbt. Die Basis der Apophyse beginnt wie bei Typus 1 und 2 mit proximalen Knoten aus welchen sich Rippen parallel zur Apophysenachse bilden. Das Blatt ist etwas breiter als jenes der zuvor beschriebenen Typen, mit massivem bezahntem Rand ausgestattet, der spitz endet. Die gesamte Furche besteht aus einem Geflecht von kleinen Stegen und Poren.

Bemerkungen: Die Gruppe 3 setzt sich aus drei Typen zusammen die sowohl im Paläozoikum als auch noch noch in der frühen und mittleren Trias fehlen. Sie sind auch nicht innerhalb der formenreichen Pedicellarien im Lias nachweisbar (siehe hierzu Mortensen 1937 und Krainer et al. 1994). Die Pedicellarien der Gruppe 3 sind ausschließlich auf das Obenor beschränkt.

Zwei weitere tridentate Pedicellarienformen, die sich nicht in eine der drei Gruppen einordnen lassen, sollen noch kurz besprochen werden:

Typus 1 (Taf. 1 Fig. 9 - Seitenansicht)

Sehr hohe Basis, zweimal so hoch wie das nach innen gebogene sehr spitz endende Blatt. Die Gelenkfläche ist schmal und ein wenig zurück versetzt. Die Apophyse ist proximal breit und perforiert mit einer schmalen Rinne ausgestattet, die sich im Blattbereich

erweitert. Die nierenförmigen, sehr hohen Muskelgruben sind innen durchgehend perforiert. Die Ränder der Gruben und des Blattes sind breit und glatt.

Typus 2 (Taf. 1, Fig. 8)

Eine tridentate Klappe mit hoher Basis und niederen Blatt, deutlich von einander getrennt. Die schmale Gelenkfläche zeigt nur eine Leiste mit zwei Sperrzähnen an den Rändern. Die Basis ist breit mit langovalen seichten Muskelgruben ausgestattet, getrennt von einer in der Längsachse strukturierten Apophyse, die unmittelbar vor Einsetzen des Blattes aufspaltet. Das kurze glattrandige Blatt ist etwas tiefer eingesenkt als die Muskelgruben und endet spitz abgerundet.

Bei diesen Klappen handelt es sich um solche, die in der Mitteltrias sehr häufig auftreten und somit den Miocidariden zuzurechnen sind.

3.2 Ophicephale Pedicellarien aus dem späten Nor

Neben den Tridentaten sind ophicephale Pedicellarien die häufigsten Pedicellarien in den spätnorischen Hallstätter Kalken. Auch sie sind durch eine Formenvielfalt gekennzeichnet.

Gruppe 1

Trapez – bis kochlöffelförmiges Blatt, welches unmittelbar an der Basis der Apophyse einsetzt; stets am gesamten Rand bezahnt. Charakteristisch sind eine Medianleiste und ein fischgrätenähnliche Perforation der Blattinnenseite.

Typus 1 (Taf. 1, Fig. 7; Taf. 4, Fig. 11)

Trapezförmiger Zuschnitt des Blattes, welches länger als die Basis ist. Unter der Gelenkfläche ist eine schmale, dreieckig zugespitzte Artikulationsfläche entwickelt, die durch einen Wulst begrenzt ist. Die Gelenkfläche ist geschwungen mit parallel dazu verlaufenden Lamellen und in Richtung Apophyse hochgezogen. Die breite aufspaltende Apophyse wird beidseitig von dreieckig ausgebildeten Muskelgruben

flankiert, die von schmalen Rändern umfasst werden. Die Grenze Basis und Blatt ist deutlich ausgebildet.

Der proximal in die Länge gezogene Teil des trapezoiden Blattes ist tief eingeschnitten. Die mittige Leiste, die parallel zur Medianfurche verläuft, reicht bis zum distalen Ende, zum Teil schon vorher aufspaltend. Auffallend sind die allseitige regelmäßige Bezahnung und die zur Medianfurche hinggerichteten fischgrätenartigen, langgezogenen Poren.

Typus 2 (Taf. 1, Fig. 4; Taf. 4, Fig. 12)

Diese Klappen unterscheiden sich von Typus 1 durch löffelförmige Ausbildung des Blattes und durch die starke nach vorne ausgerichtete Apophyse mit einer den mittleren Teil einnehmenden Artikulationsfläche (das auf Taf. 1, Fig. 4 dargestellte Pedicellarien-Köpfchen zeigt diesen Typus von der Seite und von außen).

Gruppe 2

Klappen mit einer dreieckigen Basis und sehr großen, weit ausladenden zungenförmigen Artikulationsflächen mit deutlichem Randwulst. Charakteristisch ist das hohe Blatt mit einer sehr schmalen Furche und doppelt bis dreifach so breiten Rändern, die mit Zahnreihen ausgestattet sind.

Typus 1 (Taf. 1, Fig. 3; Taf. 4, Fig. 1-2, Fig 3?)

Pedicellarienklappen mit breit dreieckiger Basis, einer breiten Gelenkfläche und einer massiven proximalen Apophyse, die meist oberhalb des Endes der tief liegenden Muskelgruben aufspaltet. Unterhalb der Gelenkfläche ist eine weit ausladende, zungenförmige mit Randwulst versehene Artikulationsfläche entwickelt. Das Blatt ist stets höher als die Basis und weist eine über die gesamte Länge entwickelte sehr schmale Furche auf, die beidseitig von sehr breiten Blatträndern, die aus vielen aufeinander folgende Zahnreihen bestehen, flankiert sind.

Pro Zahnreihe sind es 4 – 5 Zähne. Den distalen Abschluss bildet ein rundes, nach vorne geneigtes, bezahntes, hakenförmiges Gebilde.

Die auf Taf. 4, Fig. 3 abgebildete Klappe (Ansicht von hinten) zeigt beidseitig unmittelbar unter der Ge-

lenkfläche je 2 runde Poren. Sie sind getrennt durch die Verlängerung der Kante, die durch den medianen Verlauf des Blattes auf die Basis fortsetzt, und dort das trennende Element darstellt. Die insgesamt vier runden Poren stellen den ersten Ansatz zum Durchbrechen der Artikulationsfläche in Richtung Artikulationsbogen dar.

Typus 2 (Taf. 4, Fig. 4 und 5)

Klappen die ähnlich aufgebaut sind wie bei Typus 1, jedoch eine schmale Gelenkfläche und eine dreieckig ausgebildete, mit deutlichen Wulst versehene Artikulationsfläche aufweisen.

Typus 3 (Taf. 4, Fig. 9)

Im Unterschied zu Typus 1 und 2 sind die großen breiten Artikulationsflächen größer als die Höhe der Basis. Das Blatt zeigt schmale Zahnreihen mit verschmolzenen Zähnchen.

Nicht den zuvor beschriebenen Gruppen zuordenbare Klappen:

Typus 1 (Taf. 1, Fig. 6 – Seitenansicht)

Charakteristisch ist neben der sehr breiten und hohen zungenförmigen Artikulationsfläche, die stark vorgeschobene Gelenkfläche mit der Apophyse, die bereits an der Basis aufspaltet und somit die Blattbildung einleitet. Das Blatt ist tief eingeschnitten und endet rund; es ist glatt, die beidseitigen Muskelgruben sind oben spitz zulaufend.

Typus 2 (Taf. 4, Fig. 6)

Spitz dreieckig zulaufende Artikulationsfläche mit sehr deutlich entwickeltem breitem Wulst. Die Höhe der Artikulationsfläche entspricht der Höhe der Basis. Die Apophyse ist unten sehr breit, beidseitig davon sind relativ schmale tiefliegende Muskelgruben ausgebildet. Der Rand ist deutlich von der Basis abgesetzt, nur im proximalen Teil durch eine schmale Rinne gekennzeichnet. Nach oben verbreitert sich das Blatt und geht in mehrere in Halbbögen angeordnete Zahnreihen über und schließt oben (distal) rund ab.

Typus 3 (Taf. 4, Fig. 7)

Eine schmale kurze Artikulationsfläche ist mit einem dünnen Wulst ausgestattet. Auffallend sind zwei Poren, die durch einen Steg, der in der Verlängerung in der Apophyse verläuft, getrennt sind. Die Gelenkfläche ist durch Zahnleisten charakterisiert, die am Rand hochgezogen, mit zwei Randzähnen ausgestattet und danach nach unten gehend, mit Einsetzen der Apophyse noch einmal hochgeschwungen sind. Die Apophyse ist sehr breit und begrenzt zwei schmale hochgezogene dreieckige nicht sehr tief liegende Muskelgruben. Sie erweitert sich an der Grenze zwischen Basis und Blatt und nimmt im Querschnitt eine runde Form an. Die Furche selbst ist nur rudimentär angedeutet und durch sehr schmale Poren gekennzeichnet, die distalwärts etwas länger und breiter werden. Der äußere Rand des Blattes ist mit regelmäßig angeordneten Zähnen ausgestattet. Der innere Teil des Blattes ist schwach bezahnt. Das distale Areal des Blattes zeichnet sich durch eine zweireihige Bezahnung aus.

Typus 4 (Taf. 4, Fig. 14)

Eine schmale, wenig breite mit geschwungenem Wulst ausgestattete Artikulationsfläche. Darüber eine Gelenkfläche, die etwas hochgezogen und am Rand stark abwinkelt und mit Winkelzähnen ausgestattet ist. Die breite Apophyse trennt die dreieckig hochgezogenen, tiefen Muskelgruben, deren Rand sehr schmal ist. Auffallend jedoch ist, dass analog wie beim Typus zuvor, ein im Querschnitt rundes, sehr hohes Blatt entwickelt ist. Der distale Bereich ist durch eine tellerähnliche Ausbildung gekennzeichnet. Diese erinnert an den schirmartigen Abschluss dactyler Pedicellarien.

Bemerkungen zu den ophicephalen Pedicellarien

Ein wichtiges Merkmal der ophicephalen Pedicellarien rezenter Seeigel ist der Artikulationsbogen. Den obernorischen ophicephalen Klappen fehlt ein solcher Bogen. Anstelle des Bogens ist eine zungenförmige Artikulationsfläche mit deutlichem Randwulst, aus der sich später ein Artikulationsbogen entwickelt, ausgebildet (Abb. 7a).

Bei zwei ophicephalen Klappen aus dem späten Nor ist die Artikulationsfläche durchbrochen. Es wird dies als erstes Stadium des Trends, die Artikulationsfläche aufzubrechen und in Richtung Bogen zu entwickeln, gedeutet. Wie aus Abb. 7b ersichtlich, ist die Artikulationsfläche an zwei Stellen durch annähernd runde Löcher, die beidseitig eines unter der Apophyse gebildeten breiten Steges liegen, gekennzeichnet. Die im Obenor einsetzende Perforation der Artikulationsfläche ist bei manchen Formen, weil diese Fläche weit unter die Basis reicht, nur auf der Außenseite

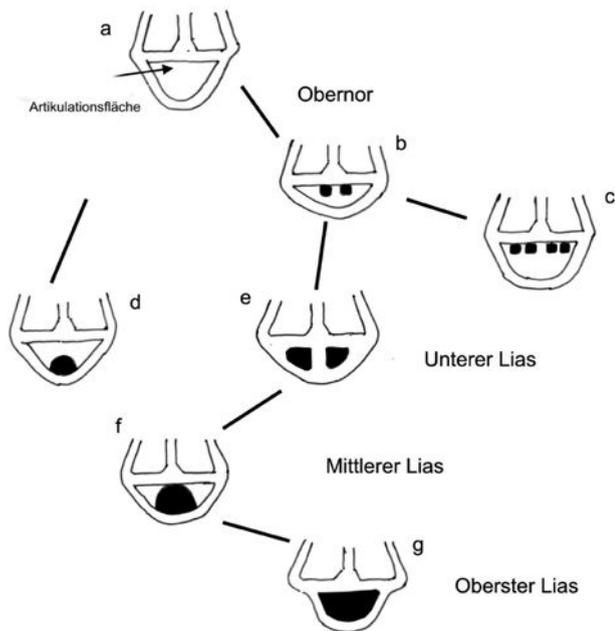


Abb. 7: Entwicklung des Artikulationsbogens

der Pedicellarienklappe erkennbar.

Außen in Verlängerung der Medianfurche (außen als Kiel entwickelt), die sich über die Außenfläche der Basis fortsetzt, sind beidseitig je zwei Poren entwickelt (Abb. 7c).

Erst im frühen Lias setzt sich der Abbau der Artikulationsflächen fort, indem unmittelbar hinter dem Wulst der Artikulationsfläche mittig ein halbkreisförmiges Loch entsteht (Abb. 7d). Auch die Zerlegung der Artikulationsfläche beidseitig des breiten Steges ist im frühen Lias beobachtbar, in dem beidseitig langgezogenen dreieckigen Poren ausgebildet wurden (Abb. 7e).

Schließlich wird im mittleren Lias ein rundovales Loch gebildet, wodurch auf beiden Seiten die Restflächen erhalten bleiben (Abb. 7f).

Mortensen (1937) hat aus dem späten Lias ophicephale Pedicellarien abgebildet, die bereits einen voll entwickelten Artikulationsbogen aufweisen (Abb. 7g).

Abgesehen von der Entwicklung des Artikulationsbogens zeigen einige Pedicellarien eine Auflösung der Furche; die Ränder wachsen zusammen und dadurch entsteht eine röhrenförmige Gestalt, wobei der röhrenförmige Teil des Blattes sehr lang werden kann. Die röhrenförmige Gestalt erinnert an den globiferen Pedicellariientypus. Im Obenor sind hierzu Ansätze zur Auflösung der Furchen gegeben. Es sind sehr schmale Furchen beidseitig der bezahnten Außenflächen beobachtbar, die distalwärts die Furchen auflösen, um in mehreren Halbkreisen diese mit Bezahnung auszufüllen (siehe stratigraphische Verwertbarkeit der Pedicellarien).

3.3 Stark modifizierte rostrate Pedicellarien aus dem späten Nor

Mortensen (1907) hat die schnabel- und kochlöfelförmigen Pedicellarien des tridentaten Typs als rostrate Pedicellarien bezeichnet. Sie sind nach diesem Autor auf die Irregularia beschränkt. Im späten Nor liegen zwei Gruppen von ihnen vor:

Gruppe 1

Klappen mit sehr hoher Basis; wesentlich höher als die Länge des Blattes, mit zum Teil abgerundeter oder langovaler Basis. Mit leicht gebogener, zwei bis dreileistigen Gelenkfläche unter einer proximal schmalen, im mittleren bis distalen Bereich aufspaltenden breiter werdenden Apophyse, die kurz vor der Aufspaltung vorspringt und dann zurückführt auf das Niveau der Furche des Blattes. Die Grenze zwischen Basis und Blatt ist außen gut erkennbar. Das Blatt selbst öffnet sich stark, die Blattränder divergieren daher stark und enden frei in Form von zwei stark nach vorne geneigten Leisten, die Hörner ähneln. Die Furche ist nur in der ersten Hälft-

te der Blattlänge ausgebildet und besteht aus Poren; meist eine bis zwei Porenreihen.

Typus 1 (Taf. 1, Fig. 1-2; Taf. 3, Fig. 11-12 und 15)

Der Typus ist durch die subquadratische Ausbildung der Basis mit schwach gebogener bis gerade verlaufenden Gelenkfläche charakterisiert; mit 1 - 2 Porenreihen in der medianen Furche des Blattes.

Typus 2 (Taf. 3, Fig. 13 und 14)

Sehr hohe nahezu ovale Basis mit einer in der Mitte sehr breiten Gelenkfläche, die mehrere Leisten und eine hochgezogene Muskelgrube aufweist. Das Blatt ist analog ausgebildet wie bei Typus 1 mit sehr kleinen Poren in der medianen Furche.

Typus 3 (Taf. 3, Fig. 6-8)

Sehr hohe ovale Basis mit kurzem Blatt. Die Basis ist dreimal so lang wie die Blattlänge. Die massive Basis besteht aus einer runden bis spitzrunden gebogenen Gelenkfläche mit einer darüber hinausragenden Apophyse. Diese ist zunächst breit, verschmälert sich, um danach aufzuspalten. Die Aufspaltung setzt schon im unteren Teil der Basis ein und erweitert sich keilförmig kurz vor Beginn des eigentlichen Blattes. Die Blattränder enden frei, sind nach vorne gebogen, spitz endend. Das Blatt ist sehr kurz und in der Furche ist eine kleine Perforation angedeutet oder der Bereich ist imperforat. Die nach vorne gebogenen Ränder, die spitz auslaufen, erinnern an Hörner.

Bemerkungen:

Die modifizierten rostraten Pedicellarien treten ausschließlich im späten Nor auf und sind dort sehr häufig vertreten. Annähernd ähnliche Formen gibt es weder im Rhät noch im Jura.

3.4 Globifere Pedicellarien im späten Nor

Es lassen sich vier 4 Typen in Gruppe 1 auseinanderhalten:

Typus 1 (Taf. 3, Fig. 1-3)

Die Basis ist dreieckig deutlich vom Blatt abtrennbar, welches in Form einer Röhre entwickelt ist. Die Höhe der Basis entspricht der Länge des röhrenförmigen Blattes. Auffallend ist ein Höcker unterhalb der Gelenkfläche. Die Gelenkfläche ist z.T. gut ausgebildet mit zwei bis drei Zahnleisten. Die Apophyse ist unten etwas breiter, verengt sich, um dann in der Mitte wieder breiter zu werden. Sie ist nach vorne geneigt und verändert ihre Lage durch Aufspaltung nach außen. Die Muskelgruben sind spitz dreieckig; proximal sehr tief liegend mit einem relativ schmalen Rand gekennzeichnet.

Das röhrenförmige Blatt entwickelt sich aus der Apophyse schon im mittleren Teil der Basis, wird aber erst in jenem Abschnitt zu einer Röhre, wo die Grenze Basis/Blatt verläuft. Die Röhre ist leicht nach vorne gekrümmt und endet mit zwei Zähnen. In der Mitte liegt eine Terminalöffnung.

Typus 2 (Taf. 3, Fig. 4)

Sehr hohe Basis, gut abgetrennt von dem darüber folgenden, röhrenförmigen Blatt. Die Basis ist oval mit stark hochgezogenen Muskelgruben, beiderseits der über die gesamte Länge gleichbleibenden Apophyse ausgestattet. Das röhrenförmige Blatt ist proximal sehr breit, verjüngt sich allmählich und endet in einer terminalen von kleinen Zähnen umgebenen Öffnung.

Typus 3 (Taf. 3, Fig. 5)

Triangular im Umriss mit gerundeten Ecken. Die Klappen sind innen hohl und weisen einen kurzen Zahn auf. Es sind keine Kanäle erkennbar, die zum Zahn führen. Die Innenseite der Klappe ist aus einem einfach perforierten Stereom zusammengesetzt. Der Zahn ist nach innen gebogen. Allerdings sieht man im distalen Bereich der Klappe einen Ansatz mit einem Loch, der zum Giftzahn führt.

Typus 4 (Taf. 3, Fig. 9 - 10)

Die Klappe ist triangular, hochgezogen. Die Ecken sind abgerundet. An der Basis sind zwei Höcker übereinander in Poren aufgelösten Gelenkfläche. Darauf folgt

das in der Innenfläche in Poren aufgelöste Stereom. Dieses ist massiv umrandet, im distalen Bereich in der auslaufenden Umrandung nach vorne geneigt und zeigt einen zahnartigen Abschluss. Boczarowski (2001) hat analoge Formen aus dem Devon dargestellt (siehe hierzu Fig. 39 A-D und E-G). Diese Formen sind sehr ähnlich jenen aus dem Oberrhin.

Nicht einzuordnen in die sechs Pedicellariengruppen rezenter Seeigel sind die nachfolgenden, aus dem späten Nor stammenden Pedicellarien.

Für den ersten Typus hat der Verfasser dieser Studie die Bezeichnung folifere Pedicellarie neu eingeführt (folifer wegen der blattartigen Ausbildung).

Foliferer Typus (Taf. 2, Fig. 15 und 16)

Die Außenbegrenzung dieser Klappen ist blattförmig, an der Basis gerundet, oben spitz auslaufend. Es ist keine Untergliederung in Basis und Blatt erkennbar. Unter der Gelenkfläche ist ein runder Höcker erkennbar, der einem Artikulationsbogen ähnelt, aber nichts mit einer solchen zu tun hat. Darüber ist die Gelenkfläche mehrleistig mit am Rand ausgebildeten Sperrzähnen entwickelt.

Auffallend ist die Apophyse, die proximal breit, danach eingeschnürt ist, um sich dann wieder zu verbreitern, mit einer Furche dazwischen, die distal endet. Der breite Rand, der die langgezogenen, eher seicht liegenden Muskelgruben begrenzt, wird distal breiter und begrenzt eine Fläche, aus der ein Zahn ragt, der analog ausgebildet ist wie bei globiferen Pedicellarienklappen. Es scheint hier eine Verbindung zwischen der Apophyse und dem Zahn zu geben, die aber nirgends sicher erkennbar ist.

Pedicellarien dieser Art wurden bisher weder im Paläozoikum noch im Jura und der Kreide beobachtet, sie sind auch rezent unbekannt und dürften auf die späte Trias beschränkt sein.

Eine weitere Klappenform, die sich weder in die rezenten noch in die fossilen Pedicellarien einordnen lässt, wird als dentifere Klappe bezeichnet (neu eingeführter Begriff), benannt nach der starken Bezahnung bzw. Bestachelung der Außenränder.

Dentifere Typus (Taf. 1, Fig. 10)

Eine Klappe mit dreieckiger Außenbegrenzung und einer zweigegliederten Gelenkfläche, die im unteren

Teil bogenartig verläuft. Im oberen Bereich unmittelbar darüber, setzt an den beiden Kanten je eine sehr kleine runde Muskelgrube ein. Sie wird von einer großen, die übrige Klappe völlig umfassenden, leicht nach innen gewölbten Fläche mit einer sehr gesetzmäßigen Stereomperforation begrenzt. Diese wird von einem breiten Rand umgeben, der außen sehr große Zähne bzw. Stacheln entwickelt, die nach außen und im distalen Bereich nach innen gerichtet sind. Diese Art wurde bisher nur aus dem späten Nor bekannt.

Abschließend sei noch darauf hingewiesen, dass in den Proben viele Bruchstücke von Pedicellarien auftreten, v.a. solche, die eine Röhre ausgebildet haben oder über ein hohes Blatt verfügen. Auf Taf. 4, Fig. 13 sieht man eine sehr lange Röhre mit einem köpfchenförmigen Abschluss, der nicht nur am Rand sehr stark bestachelt ist (alle Stacheln sind nach innen geneigt), sondern auch einen zentralen Stachel in der Mitte aufweist. Die Zuordnung zu einer der rezenten Pedicellarien ist sehr schwierig; z.T. sind analoge Formen bei ophicephalen triassischen Pedicellarien beobachtbar. Es ist aber nicht auszuschließen, dass es sich um Formen handelt, die mit dactylen Pedicellarien in Verbindung stehen. Einen ausgezeichneten Erhaltungszustand zeigt ebenfalls ein tellerartiges Gebilde (Taf. 4, Fig. 1), welches mit einer Röhre in Verbindung steht, das allseits bezahnt ist und in der Mitte ein Geflecht von langgezogenen und breiten Poren aufweist. Es könnte sich auch hier um Formen handeln, die eine Verwandtschaft zu den dactylen Pedicellarien aufweisen. Wie bei der Besprechung der ophicephalen Klappen dargelegt, gibt es bei diesen auch solche, die anstelle eines Blattes eine Röhre ausbilden, die oben ein nach vorne geneigtes Köpfchen aufweisen.

4. Welche Aussagen lassen sich anhand isolierter fossiler Echinodermen-Skelettelemente im Allgemeinen und Pedicellarien im Besonderen erwarten?

In Sedimenten, in welchen vollkörperlich erhaltene Echiniden fehlen, wie z.B. in Karbonatgesteinen des Pelagials, sind isolierte Skelettelemente die einzigen Hinweise für Echiniden, die den Meeresboden besiedelt haben.

Erste Informationen über die Präsenz fossiler Echinodermaten werden bei der Dünnschliffanalyse

erzielt. Besonders gut zu erkennen sind Crinoidenskelettelemente, insbesondere Querschnitte durch Stielglieder. Ebenso gut erkennbar sind Querschnitte durch Echinidenstacheln; schon schwieriger sind Skelettelemente von Ophiuren zu diagnostizieren, mit Ausnahme der Armwirbel.

Die in den Hallstätter Kalken sehr selten auftretenden Asteriden wurden im Dünnschliff bisher nie nachgewiesen. Selten werden Sklerite von Holothuriern im Dünnschliff angetroffen, in einer Reihe von Mikrofaziesanalysen wurden Querschnitte von Echiniden als Holothuriensklerite bestimmt.

Im unlöslichen Rückstand der Hallstätter Kalke lassen sich alle isoliert auftretenden Skeletteile ohne Schwierigkeiten den Großgruppen der Echinodermaten zuordnen. Aus der Stachelstruktur, den Skelettelementen des Kauapparates und jenem der Pedicellarien ist eine Aussage über die Vielfältigkeit der Echinidenfauna am Meeresboden zur Zeit des späten Nors, die den Hallstätter Meeresboden besiedelten, möglich.

Um Aussagen über die Besiedlungsdichte von Echiniden machen zu können, wurde testweise eine 200 Gramm schwere Hallstätter Kalk-Probe aus dem späten Nor in Essigsäure aufgelöst. Es sind vom Kauapparat 945 Halbpyramiden, 42 Rotulae und 15 Kompassselemente angefallen; Zähne konnten nicht nachgewiesen werden. Wenn man die Halbpyramiden auswertet, sind 95 Kauapparate zerfallen. Es konnten jedoch nur 42 Rotula nachgewiesen werden, d.h. daraus würden sich nur 8 Kauapparate ergeben und aus den 15 Kompassselementen nur drei. Damit kann aufgezeigt werden, dass die Seeigel nicht an Ort und Stelle zerfallen sind, sondern ihre Skelettelemente wurden nach dem Zerfall verfrachtet. Es genügen geringe Meeresströmungen am Meeresboden, um eine Frachtsonderung der Skelettelemente herbeizuführen. Die im späten Nor sehr dichte Besiedelung der Hallstätter Kalke durch Holothuriern, wie Mostler (1977) nachweisen konnte, hat zu einer intensiven Durchwühlung dieser Sedimente geführt. Auch dies ist bei der unregelmäßigen Verteilung der zuvor genannten Skelettelemente zu berücksichtigen. Die nachgewiesenen 95 zerfallenen Kauapparate geben einen Hinweis darauf, dass die Besiedelung des Meeresbodens zu dieser Zeit durch Echiniden sehr dicht war.

Aufgrund mikrofazieller und mikrofaunistischer Analysen handelt es sich um Echiniden, die auf einem

Kalkschlamm Boden einer Tiefschwelle in Wassertiefen zwischen 150 und 200 m lebten.

Eine Zuordnung der Pedicellarien zu einer Echinidengattung ist nicht möglich, da aus dem Nor, insbesondere aus den norischen Hallstätter Kalken, vollkörperlich erhaltene Echiniden fehlen.

Die vielen sowohl von fossilen als auch von rezenten Pedicellarien abweichenden Formen aus der späten Trias zeigen auf, dass in dieser Zeit Echiniden lebten, die zum Großteil nur auf die späte Trias, insbesondere auf das späte Nor beschränkt waren. In diesem Zusammenhang sollen jene Formen hervorgehoben werden, die stark von den bisher bekannten rostraten, ophicephalen und globiferen Pedicellarien abweichen.

5. Zur stratigraphischen Verteilung und Verwertbarkeit fossiler Pedicellarien

Tridentate Pedicellarien sind seit dem frühen Ordovizium bekannt. Der Verfasser dieser Studie hat solche aus dem ältesten Ordovizium Schwedens nachgewiesen. Nestler (1970) hat Pedicellarienklappen aus dem jüngeren Ordovizium von Gotland beschrieben, die ebenfalls den tridentaten Typus von Pedicellarien zuordenbar sind.

Weitere Pedicellarien wurden aus dem mittleren Silur (Blake, 1968) von Großbritannien nachgewiesen und zwar waren es hauptsächlich tridentate Klappen; selten jedoch sind die ersten ophicephalen Pedicellarien.

Aus dem Mitteldevon hat Boczarowski (2001) nicht nur viele tridentate Pedicellarien, sondern auch ophicephale und das Erstauftreten von globiferen Pedicellarienklappen beschrieben. Aus dem Unterkarbon konnte Geis (1936) tridentate und ophicephale Pedicellarien nachweisen. Die von Hoare & Sturgeon (1984, S 896, Fig. 1 A-G) abgebildeten Pedicellarien sind dreiklappige tridentate Formen, während die auf derselben Abbildung unter H – L dargestellten ophicephalen Pedicellarien mit Sicherheit keine Pedicellarienklappen darstellen, sondern Lateralien von Ophiuren sind. Der fälschlich mit Zähnchen angesprochene Randbereich einer Pedicellarienklappe entspricht einem Fächer, der zur Aufnahme von Lateralstacheln dient. Kozur (1984) hat eine analoge Form aus dem späten Karbon des Bükk-Gebirges (Ungarn) auf Taf. 3, Fig. 5 abgebildet und diesen als Echinodermenrest angeführt.

Die Lateralschilder, die von Donofrio & Mostler (1977) als *Ophioflabellum hessi* beschrieben wurden (Taf. 1, Fig.10) entsprechen nahezu den Formen, die Hoare & Sturgeon (1984) als ophicephale Pedicellarienklappen beschrieben haben.

Aus dem Oberperm hat der Verfasser dieser Studie nur einfache tridentate Formen aus den Bellerophon-Kalken und aus den Sosio-Kalken von Sizilien nachweisen können (unpubliziert).

Obwohl Echiniden aus der frühen Trias bekannt sind, konnten bisher keine Pedicellarien aus Karbonatgesteinen dieser Stufe herausgelöst werden. Bereits ab der älteren Mitteltrias (Pelson) sind tridentate Klappen bekannt (Mostler, 1972). Im Fassan sind bereits Klappen von ophicephalen Typen nachweisbar. Im höheren Ladin sowie im basalen Karn sind tridentate wie ophicephale Pedicellarienklappen nachweisbar, weichen jedoch stark von jenen aus dem Nor ab. Besonders im späten Nor kommt es zu einer Kulmination von Pedicellarien, wie sie in dieser Studie dargestellt wurden.

Im Rhät treten zusätzlich neue Formen auf, wobei weitaus weniger Nachweise vorliegen. Dagegen sind dann aus pelagischen Kalken im frühen Lias Pedicellarienklappen sehr häufig (siehe hierzu Krainer et al. 1994). Es werden einige der ophicephalen Pedicellarien herausgegriffen, um sie jenen des späten Nors gegenüberzustellen (siehe hierzu Abb. 8).

Abgesehen von einer auffallend hohen, mit einer sehr schmalen Basis ausgestatteten tridentaten Klappe, die sehr stark sowohl von den triassischen als auch den liassischen Formen abweicht, sollen die Unterschiede zu den spätnorischen Pedicellarien dargelegt werden.

1. Typisch für das späte Nor sind ophicephale Klappen, die anstelle eines Blattes ein röhrenförmiges Element ausbilden. In den liassischen Formen fehlt dieses Element. Es ist bei diesen eine mediane Furche entwickelt.

2. Im Obenor sind die ophicephalen Klappen durch eine Artikulationsfläche charakterisiert. Erst im Laufe des Lias bildet sich ein Artikulationsbogen heraus.

3. Die Ausbildung des distalen Blattes von ophicephalen Klappen im späten Nor ist zweireihig und nicht trapezförmig ausgebildet; im Lias dagegen ist das distale Blatt mehrlagig.

4. Die Seitenzähne (Sperrzähne) sind im Obenor nur mit je zwei entwickelt. Im Lias sind es mehrere Seitenzähne.

5. Klappen mit sehr hohem, rundem Blatt fehlen im späten Nor. Sie treten erst im Lias auf.

Was die stratigraphische Verwertbarkeit der Pedicellarien betrifft, so kommt einer Reihe von Pedicellarien,

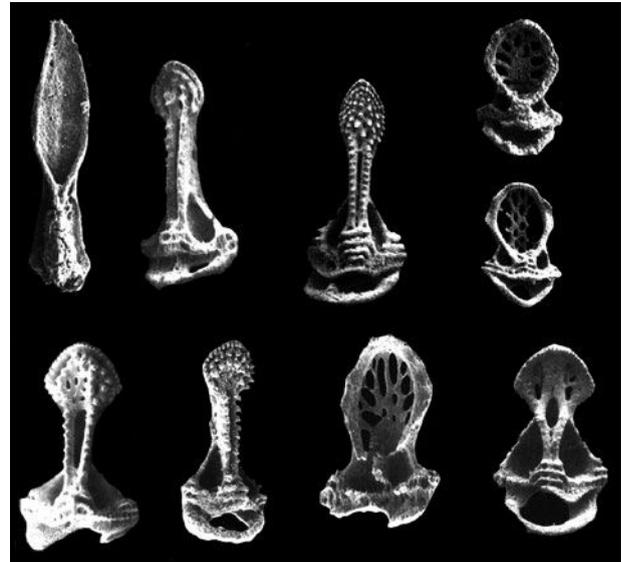


Abb. 8: Pedicellarienklappen aus pelagischen Kalken des unteren Lias (aus Krainer et al. 1994)

die Boczarowski (2001) beschrieben hat, eine stratigraphische Bedeutung im Mitteldevon zu.

Aus dem Karbon und Perm liegt zu wenig Material vor. Nach dem derzeitigen Stand sind die bisher überlieferten Formen stratigraphisch nicht verwertbar. Erst in der Mitteltrias sind es einige Formen, die sich stratigraphisch eignen. Die genaue stratigraphische Einstufung der Pedicellarienklappen in der Trias, mit Ausnahme des späten Nor, ist durch den Autor noch nicht abgeschlossen. Die hohe Dichte an Pedicellarienklappen mit 35 neuen Typen, die meisten davon wichtige stratigraphische Formen, zeigen die starke Radiation der Echiniden im Obenor auf. Dasselbe trifft für den unteren Jura zu. Im Oberjura lassen nach Mortensen eine Reihe von Pedicellarien eine grobe stratigraphische Gliederung zu. Aus der Kreide (Maastricht) hat Nestler (1966) viele unterschiedliche Pedicellarien beschrieben, sodass sich auch hier eine stratigraphische Verwertbarkeit ergibt.

Dank

Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes und wertvolle Hinweise danke ich sehr herzlich H. Hagdorn.

Literatur

- Blake, D.B. (1968): Pedicellariae of two Silurian echinoids from Western England. - *Palaeontology* 11: 576-579, London.
- Boczarowski, A. (2001): Isolated sclerites of devonian non-pelmatozoan echinoderms. - *Paleontologia polonica* 59: 3-220, Warszawa.
- Donofrio, D.A. & Mostler, H. (1977): Wenig beachtete Echinodermaten-Skelettelemente aus der alpinen Trias. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck* 6(6): 1-27, Innsbruck.
- Geis, H.L. (1936): Recent and fossil Pedicellariae. - *J. Paleont.* 10: 427-448, Menasha
- Groom, T.T. (1887): On some new features in *Pelanechinus corallinus*. - *Quart. J. Geol. Soc.* 43: 703-714, London
- Hagdorn; H. (1995): Die Seeigel des germanischen oberen Muschelkalks.- Festschrift zum 60. Geburtstag von Helfried Mostler. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck* 20: 245-281, Innsbruck.
- Hendler, H., Miller, J.E., Pawson, D.L., Kier, P.N. (1995): Seastars, Searchins and Allies. Echinoderms of Florida and the Caribbean. - Smithsonian Institution 1-390, Washington.
- Hoare, R.T., Sturgeon, M.T. (1984): Pennsylvanian echinoid pedicellariae. - *J. Paleont.* 58 (3): 895-897, Tulsa, Oklahoma.
- Kier, P.N. (1977): Triassic echinoids. - *Smithsonian contributions to Paleobiology*, 30: 1-41; Washington.
- Kozur, H. (1984). Biostratigraphical Evaluation of the Upper Paleozoic Conodonts, Ostracods and Holothurian Sclerites of the Bükk Mts. Part I: Carboniferous conodonts and Holothurian Sclerites. - *Acta Geol. Hungarica* 27: 143-162, Budapest.
- Krainer, K., Mostler, H., Haditsch, J.G. (1994): Jurasische Beckenentwicklung in den Nördlichen Kalkalpen bei Lofer (Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Manganerz-Genese. - *Abh. Geol. B.-A. (Festschrift zum 60. Geburtstag von Erik Flügel)* 50: 257-293, Wien.
- Ludwig, H. (1904): Die Seeigel. - *Bronns Thierreich*, 4. Buch, 967-1345, Leipzig
- Mortensen, T. (1903): Echinoidea - I. Danish Ingolf-Expedition. - 4(2), 187p., Kopenhagen.
- Mortensen, T. (1907): Echinoidea - II. Danish Ingolf-Expedition. - 4(2), 200p. Kopenhagen.
- Mortensen, T. (1937): Some Echinoderm Remains from the Jurassic of Württemberg. - *Kgl. Danske Vidensk. Selkab. Biol. Nedd.* 13: 1-28, Kopenhagen
- Mostler, H. (1972): Die stratigraphische Bedeutung von Crinoiden-, Echiniden- und Ophiurenskelettelementen in triassischen Karbonatgesteinen. - *Mitt. Ges. geol. Bergbaustud.* 21:711-728, Innsbruck.
- Mostler, H. (1977): Zur Palökologie triadischer Holothurien (Echinodermata) - *Ber. Nat.-med. Verein Innsbruck*, 64: 13-40, Innsbruck.
- Nestler, H. (1967): Echiniden aus dem Unter-Maastricht der Insel Rügen, II Pedicellarien. - *Geologie* 15: 340-365, Berlin
- Nestler, H. (1970): Echinidenreste aus einem Öjlemyr Geschiebe (Ordovizium) F II von Gotland. - *Geologie* 18: 1219-1225, Berlin.
- Smith, A.B. (1990): Echinoid evolution from the Triassic to Lower Liassic. - *Cahiers Univ. Cathol. Lion, ser. sci.* 3: 79-117, Lion.
- Smith, A.B (1994): Triassic echinoids from Peru. - *Palaeontographica Abt. A*, 233 (1-6): 177-202, Stuttgart.
- Strenger, A. (1973): *Sphaerechinus granularis*. Violetter Seeigel. Siewing R. (Hrsg): *Grosses Zoologisches Praktikum* 18. - Gustav Fischer, Stuttgart
- Westheide, W. & Rieger, R. (Hrsg) (1996): *Spezielle Zoologie* 1. Teil: Einzeller und Wirbellose Tiere. Gustav Fischer Verlag Stuttgart, Jena und New York, 909S.

Manuskript eingereicht: 15.1.2009

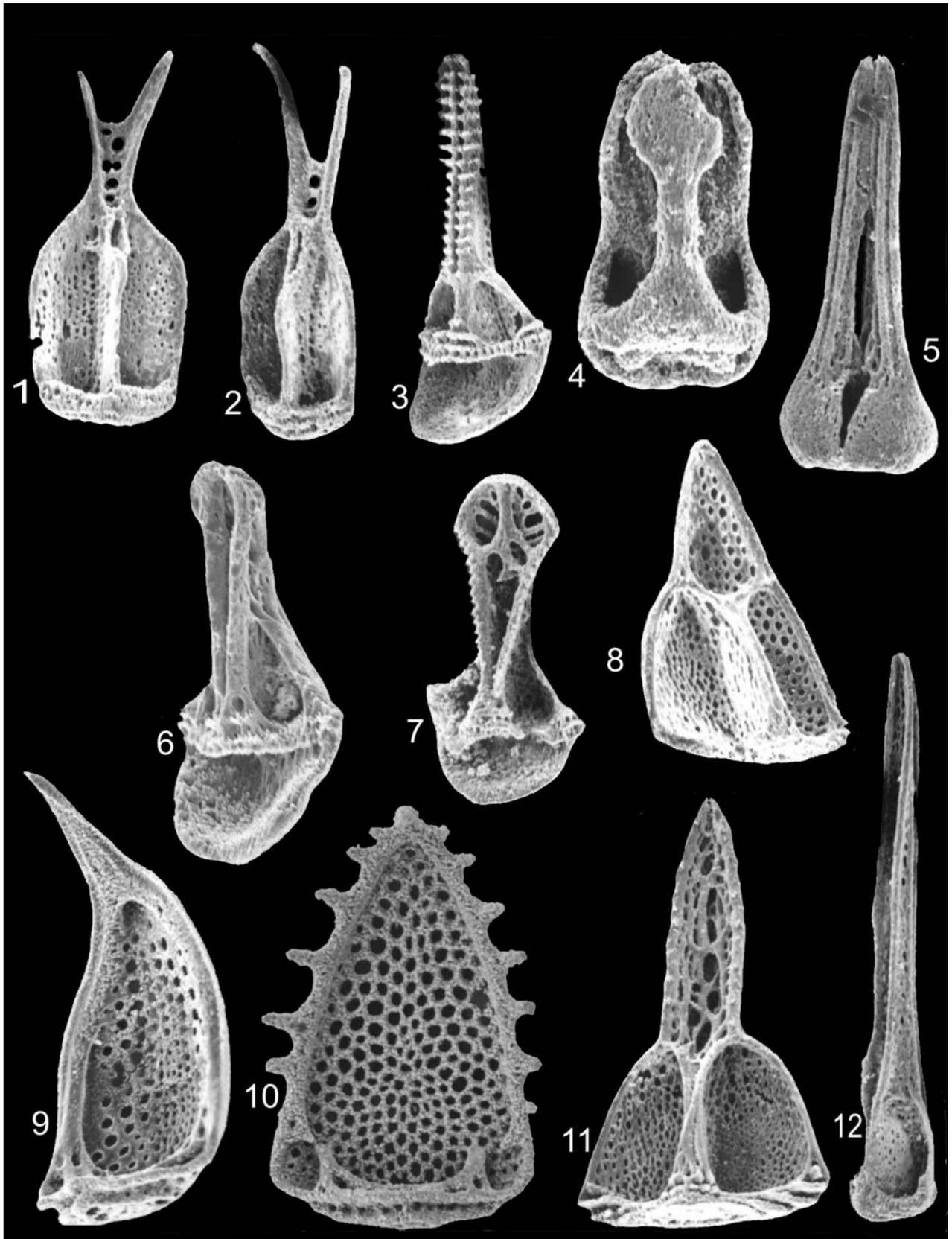
Überarbeitetes Manuskript angenommen: 4.6.2009

Tafelerläuterungen

Alle Abbildungen von Tafel 1 - 4 stammen aus Lösproben oberrösischer Hallstätter Kalke
Auf den Tafeln 5-7 sind die Pedicellarien von rezenten Echiniden dargestellt.

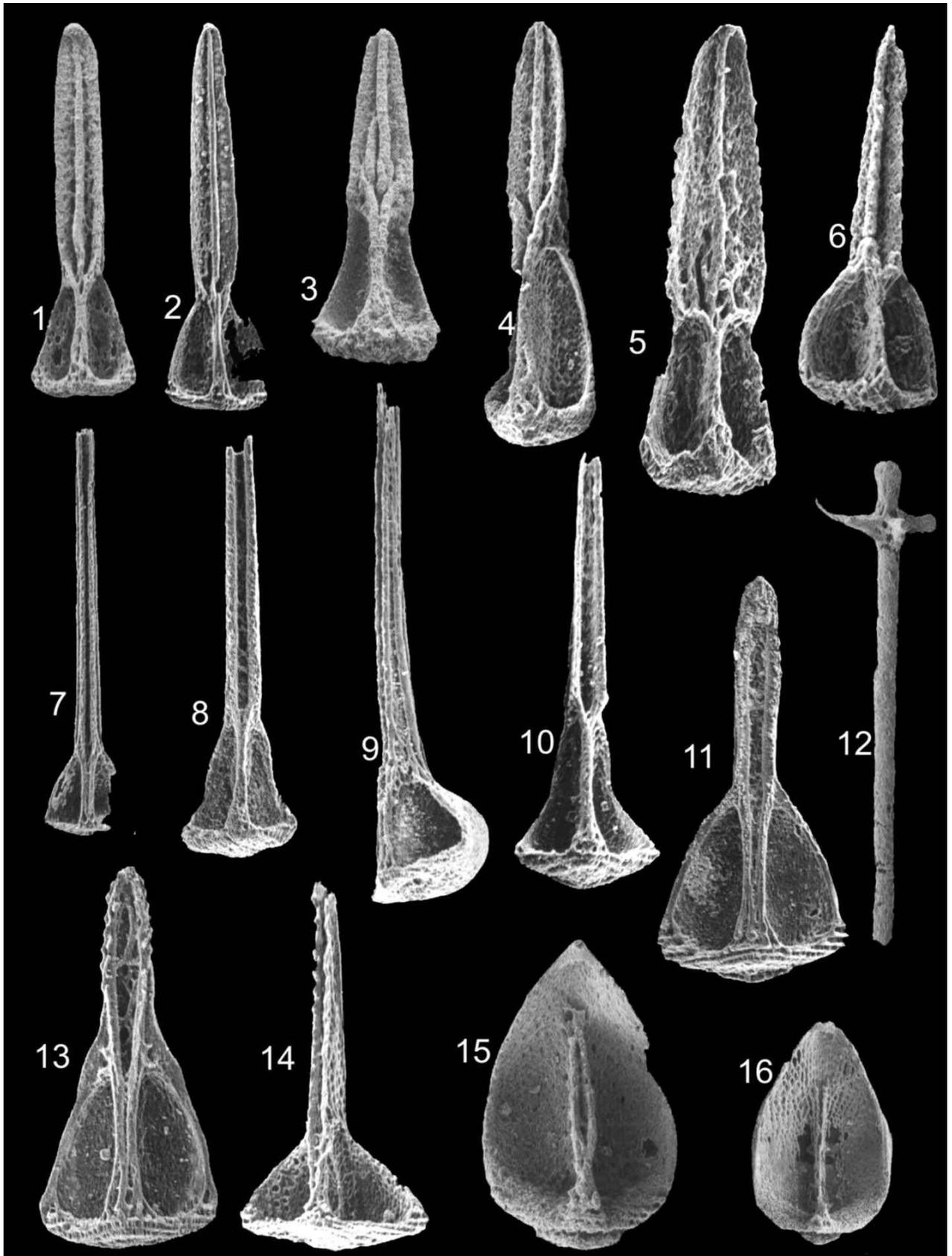
Tafel 1

- Fig. 1 und 2: stark modifizierte rostrate Pedicellarienklappen (Gruppe 1, Typus 1). 220x
- Fig. 3: Seitenansicht einer ophicephalen Pedicellarienklappe (Gruppe 2, Typus 1). 120x
- Fig. 4: Köpfchen einer dreiklappigen ophicephalen Pedicellarie. 135x
- Fig. 5: Dreiklappiges Pedicellar mit tridentalen Klappen. 100x
- Fig. 6: Seitenansicht einer ophicephalen Klappe (keiner der beschriebenen Gruppen zuordenbar, Typus 1). 150x
- Fig. 7: Ophicephale Klappe (Gruppe 1; Typus 1). 120 x
- Fig. 8: Tridentate Klappe (keiner der beschriebenen Gruppen zuordenbar, Typus 2). 130 x
- Fig. 9: Seitenansicht einer sehr selten vorkommenden tridentaten Form (keiner der beschriebenen Gruppen zuordenbar, Typus 1). 130x
- Fig. 10: Dentifere (neuer Begriff) Pedicellarienklappe. 150x
- Fig. 11: Tridentate Klappe (Gruppe 3; Typus 3) 200x
- Fig. 12: Tridentate Pedicellarienklappe (Gruppe 2; Typus 1) 120x



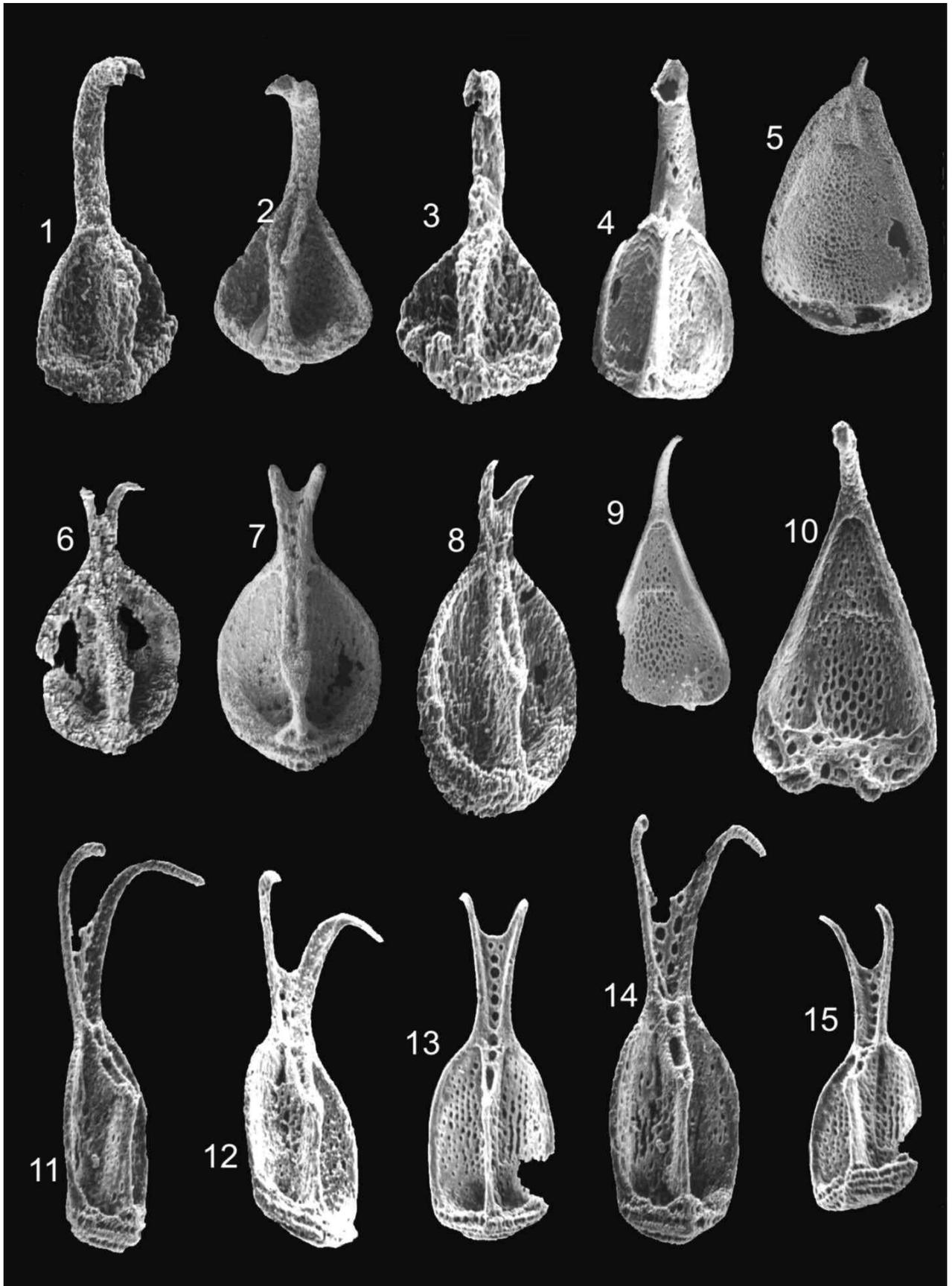
Tafel 2

- Fig. 1 und 2: Tridentate Klappen mit medianer Leiste durch welche das Blatt zweigeteilt wird (Gruppe 2, Typus 2). Fig. 1 (120x); Fig. 3 (130x)
- Fig. 3: Tridentate Klappe; Apophyse mehrmals aufgespaltet. (Gruppe 2, Typus 3). 120x
- Fig. 4 und 5: Tridentate Klappen (Gruppe 2, Typus 3). 200x
- Fig. 6: Tridentate Klappe, ähnlich wie die Formen in Fig. 4 und 5. 200x
- Fig. 7: Sehr hohe tridentate Klappe mit schmaler Medianfurche (Gruppe 1, Typus 1) 100x.
- Fig. 8. Hohe tridentate Klappe (Gruppe 1, Typus 3). 130x
- Fig. 9: Tridentate Klappe von der Seite aufgenommen (Gruppe 1, Typus 3). 185x
- Fig. 10: Tridentate Klappe (Gruppe 1, Typus 4). 200x
- Fig. 11: Tridentate Klappe (Gruppe 3, Typus 1). 120x
- Fig. 12: Kalkstab eines Pedicellarienstieles aus dem Oberrhin. 80x
- Fig. 13: Tridentate Klappe (Gruppe 3, Typus 2). 160x
- Fig. 14: Tridentate Klappe (Gruppe 1, Typus 5) 130x
- Fig. 15-16: Folifere (neuer Begriff) Pedicellarienklappen; neuer Typus von Pedicellarienklappen. Fig. 15 (145x); Fig. 16 (100x)



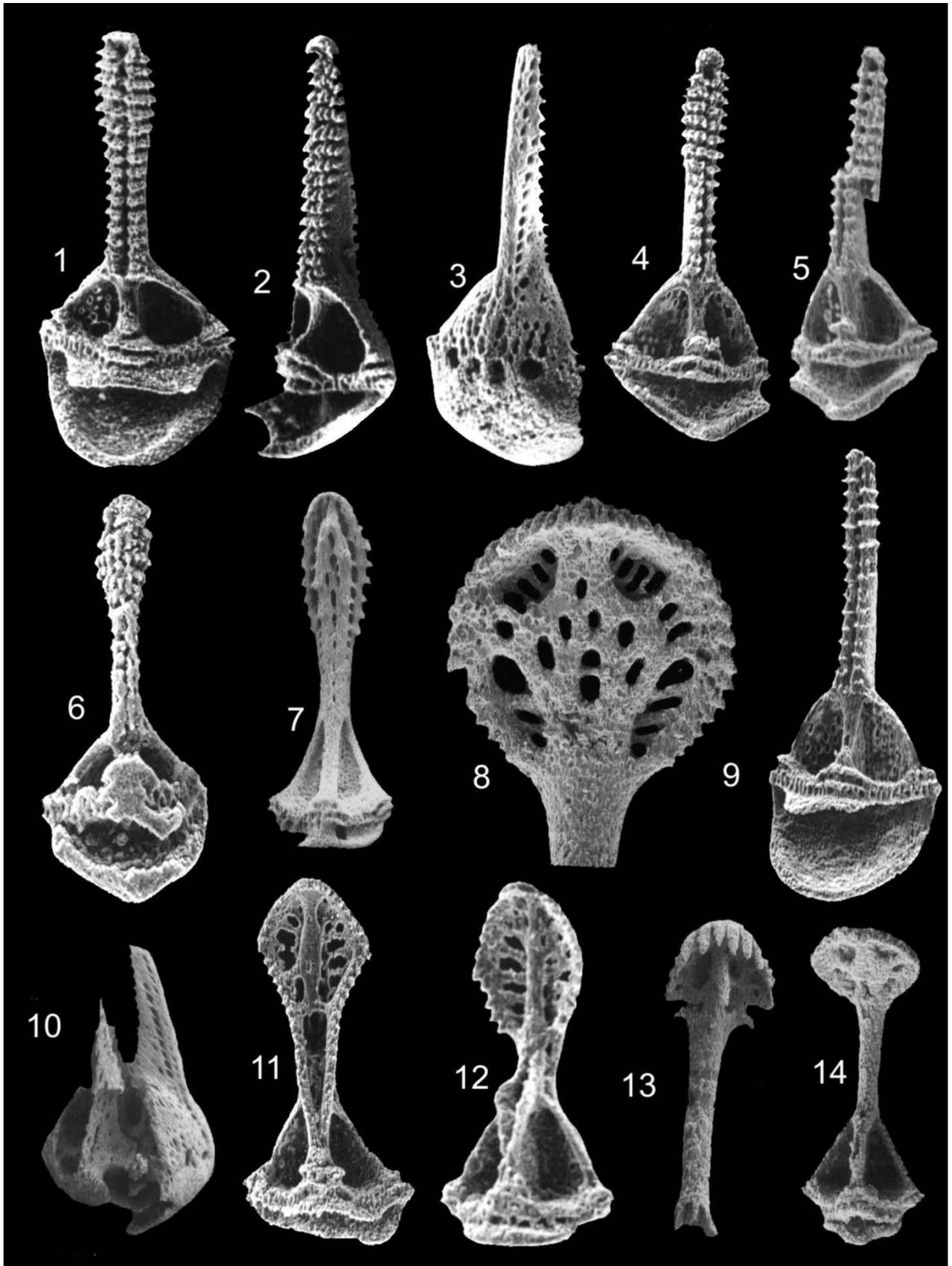
Tafel 3

- Fig. 1-3: globifere Pedicellarienklappen (Gruppe 1, Typus1); Fig. 1 (220x), Fig. 2 (200x), Fig. 3. (250x)
Fig. 4: globifere Klappe (Gruppe 1, Typus 2). 250x
Fig. 5: Globifere Pedicellarienklappe (Gruppe 1, Typus 3)
Fig. 6 - 8: Stark modifizierte rostrate Pedicellarienklappen (Gruppe1, Typus 3). Fig. 6 (280x), Fig. 7 (200x);
Fig. 8 (250x)
Fig. 9 - 10: Globifere Pedicellarienklappen (Gruppe 1, Typus 4) Fig. 9 (80x); Fig. 10 (200x)
Fig. 11, 12 und 15: Stark modifizierte rostrate Klappen (Gruppe 1, Typus 1). Fig. 11 (130x), Fig. 12 (220x);
Fig. 15 (200x)
Fig. 13 und 14: Stark modifizierte rostrate Klappen (Gruppe1, Typus 2) Fig. 13 (200x) Fig. 14 (230x).



Tafel 4

- Fig 1. und 2, 3?: ophicephale Klappen (Gruppe 2, Typus 1). Alle 180x
Fig. 4 - 5: Ophicephale Klappen (Gruppe 2, Typus 2) Fig. 4 (150x) Fig. 5 (120x)
Fig. 6: Ophicephale Klappe (bisher keiner Gruppe zugeordnet, Typus 2). 300x
Fig. 7: Ophicephale Klappe (ebenfalls keiner beschriebenen Gruppe zuordenbar; Typus 3). 120x
Fig. 8: Tennisschlägerartiger distaler Bereich einer ophicephale Klappe. 300x
Fig. 9: ophicephale Klappe (Gruppe 2, Typus 3). 170x
Fig. 10: Dreiklappige ophicephale Pedicellarie. 120x
Fig. 11: Ophicephale Klappe (Gruppe 1, Typus 1). 160x
Fig. 12: Ophicephale Klappe (Gruppe 1, Typus 2). 200x
Fig. 13: Röhrenförmiges Blatt einer fraglichen ophicephale Pedicellarienklappe. 150x
Fig. 14: Eine ophicephale Klappe, die von den übrigen Gruppen stark abweicht.



Tafel 5 (rezente Pedicellarien)

Fig. 1: Kalkstab eines Pedicellarienstieles. 120x

Fig. 2: Triphylle Pedicellarienklappe. 350x

Fig. 3: Geöffnete dreiklappige triphylle Pedicellarie mit einem Muskelband rechts oben im Bild sichtbar; man sieht auch das Inserieren der Muskelfasern in den beiden Muskelgruben. 600x

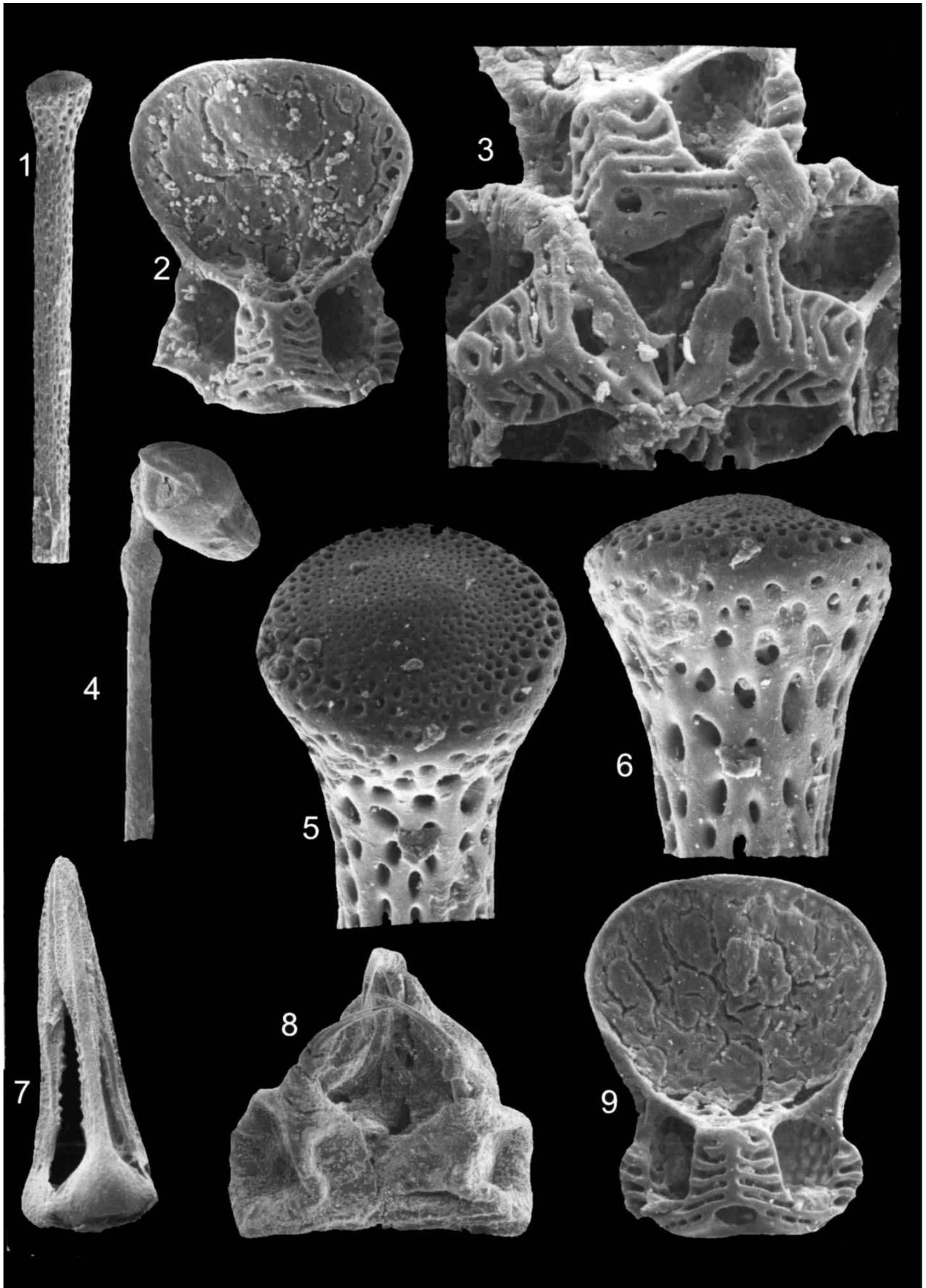
Fig. 4: Pedicellarienstiel noch mit dem Ligament verbunden und außen von der Epidermis überzogen. 150x

Fig. 5 und 6: Kalkstab eines Pedicellarienstieles. Fig. 5 von der Seite und Fig. 6 von oben um die Art der Perforation seitlich wie auch oben aufzuzeigen. 500x

Fig. 7: Tridentate dreiklappige Pedicellarie. 50x

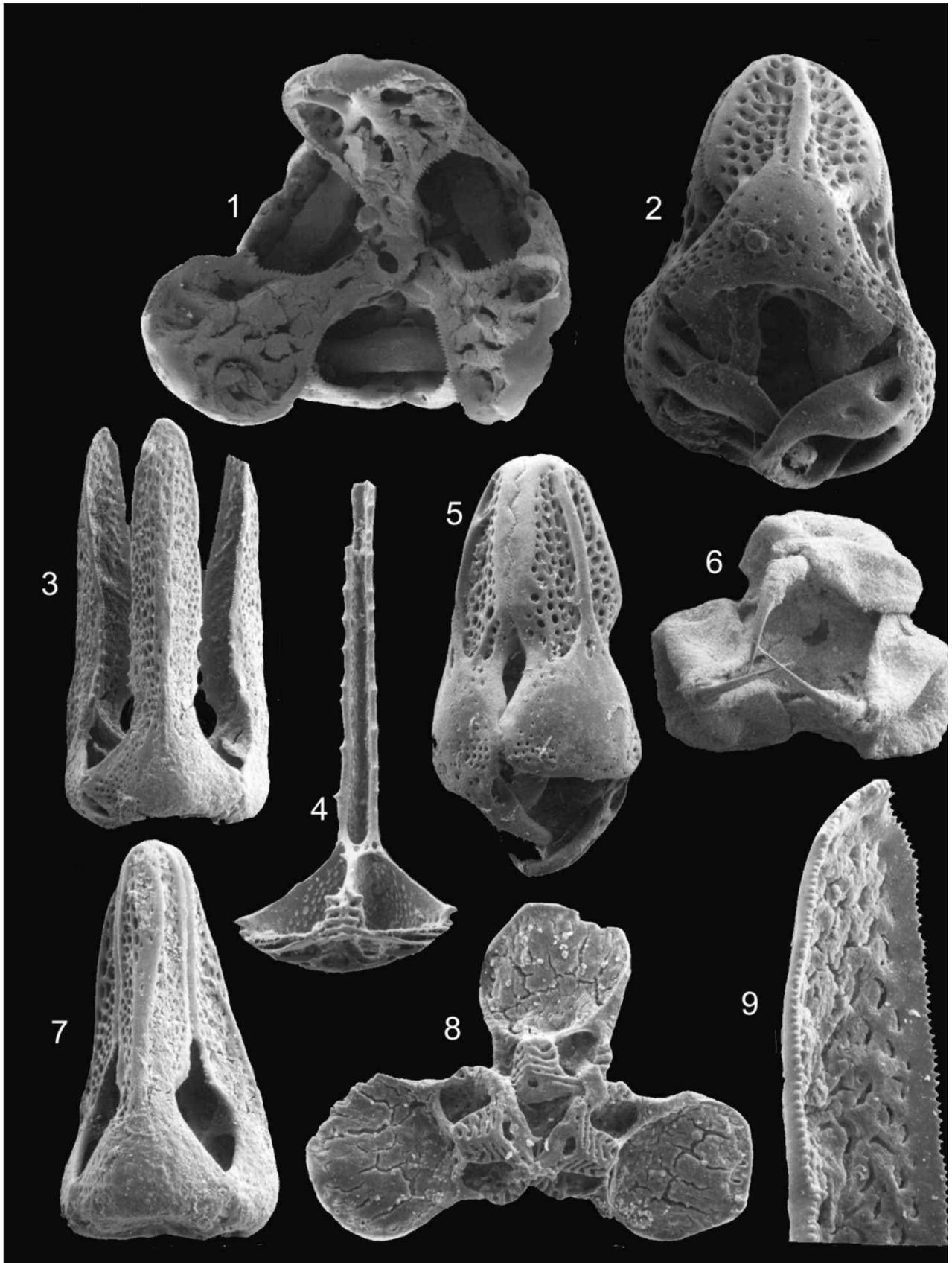
Fig. 8: Dreiklappige Pedicellarie mit aus den Weichteilen herausragenden Giftzähnen. 60x

Fig. 9: triphylle Pedicellarienklappe mit einer sehr breiten, in Lamellen gegliederten Apophyse, sehr tiefen langovalen Muskelgruben mit je drei Sperrzähnen am Rand ausgestattet und einem sehr breiten Blatt wobei die Breite des Blattes der Länge der gesamten Pedicellarienklappe entspricht. 350x



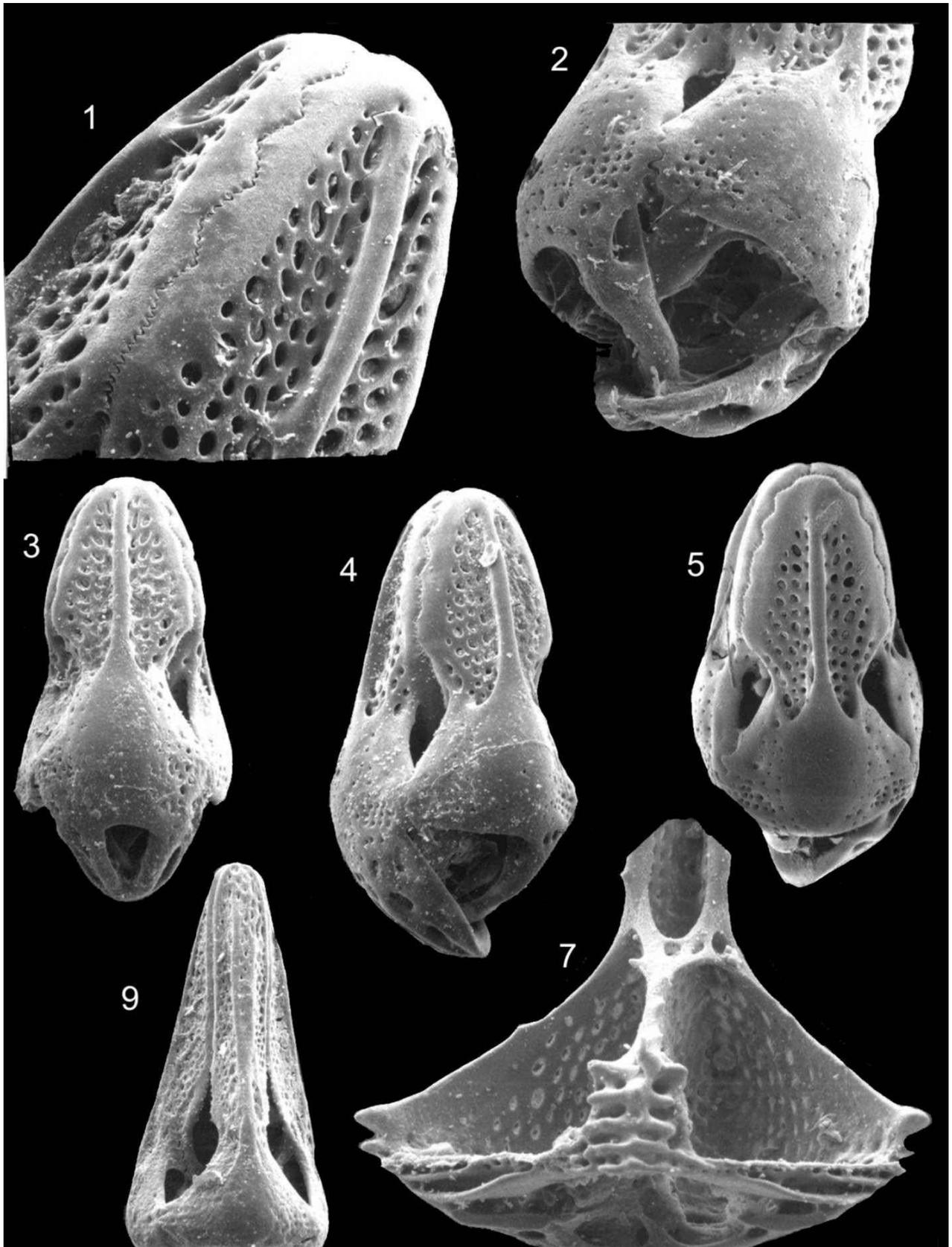
Tafel 6 (rezente Pedicellarien)

- Fig. 1: Nach oben offene dreiklappige ophicephale Pedicellarie mit den Muskelbändern die in den Gruben der Klappen inserieren. 140x
- Fig. 2: Ophicephales Pedicellarienköpfchen, von unten her aufgenommen um das intensive Ineinandergreifen der Artikulationsbögen darzulegen. 220x
- Fig. 3: Dreiklappiges Pedicellar (tridentate Klappen). 150x
- Fig. 4: Isolierte tridentate Pedicellarienklappe mit proximal massiver Apophyse und langen am Rand bezahnten Blatt. 160x
- Fig. 5: Außenansicht einer geschlossenen dreiklappigen ophicephalen Pedicellarie, auffallend ist die Zickzack-Naht der Blattränder, die außerdem noch verzahnt sind. 190 x
- Fig. 6: Globiferes Pedicellarienköpfchen von Weichteilen überzogen: auffallend sind die freiliegenden Spitzen der Giftzähne. 60x
- Fig. 7: Geschlossenes Pedicellar mit tridentaten Klappen, auch bei diesen Klappen sind die Ränder der Blätter bezahnt (siehe hierzu auch Detail in Figur 9). 130x
- Fig. 8: Dreiklappiges Pedicellar komplett geöffnet. Die triphyllen Klappen zeigen z.T. das Muskelband mit den einzelnen Muskelfasern die in den Muskelgruben inserieren. 200x
- Fig. 9: Vergrößerter Ausschnitt des mittleren bis distalen Teiles einer tridentaten Klappe, die sehr deutlich die kleinen Zähnchen wiedergibt, die ineinander greifen und so ein Verschieben der einzelnen Klappen zueinander unmöglich machen. 500x



Tafel 7 (rezente Pedicellarien)

- Fig. 1: stark vergrößerter Ausschnitt eines distalen ophicephalen Pedicellars. Man sieht sehr schön die Zickzack-Naht und das Ineinandergreifen der Bezahnung dieser Ränder. 370x
- Fig. 2: Basaler Abschnitt eines ophicephalen Köpfchens von unten aufgenommen um einmal das Ineinandergreifen der Seitenzähnen an der Basis, zum anderen das Ineinandergreifen der Artikulationsbögen aufzuzeigen. 250x
- Fig. 3 - 5: Verschiedene Ansichten ein und derselben dreiteiligen ophicephalen Pedicellarie, um einerseits die Struktur der Außenfläche der einzelnen Klappen aufzuzeigen, andererseits das Ineinandergreifen der Klappen durch Sperrzähne bzw. durch die Zähnen der Zickzack-Naht an den Rändern der Klappen. Fig. 3 (350x); Fig. 4 und 5 (180x)
- Fig. 6: Tridentate Pedicellarie von außen aufgenommen, um die Außenstruktur wiederzugeben. 140 x
- Fig. 7: Detail aus dem proximalen Abschnitt einer tridentaten Pedicellarienklappe. Die Gelenkfläche ist in mehrere Zahnleisten gegliedert. Darüber setzt eine in Lamellen aufgegliederte breite Apophyse ein die sich rasch verjüngt und auf den Seiten mit Dornen bzw. Stacheln ausgestattet ist. Auf der Seite der Basis sind jeweils zwei Winkelzähne ausgebildet. 400x



PALYNOPIEDIA: A NEW MICROSOFT ACCESS® DATABASE FOR PALEOPALYNOLOGY

Jacopo Dal Corso¹, Evelyn Kustatscher², Paolo Mietto¹, Guido Roghi³

With 5 figures and 2 tables

¹ Dipartimento di Geoscienze, Università degli Studi di Padova, via Giotto 1, 35137 Padova (Italy), e-mail: jacopo.dalcorso@unipd.it

² Museo di Scienze Naturali dell'Alto Adige, via Bottai 1, 39100 Bolzano (Italy)

³ Istituto di Geoscienze e Georisorse – CNR, c/o Dipartimento di Geoscienze, Università degli Studi di Padova, via Giotto 1, 35137 Padova (Italy)

Zusammenfassung

Here we present a preliminary version of *Palynopedia*, a new Microsoft Access® palynological database. *Palynopedia* has been built with the purpose of collecting data from as many Triassic sporomorph species as possible, including their relative stratigraphic and geographic distribution and botanical affinity, and to simplify the identification with a user-friendly search engine.

This preliminary version of the database was filled with a set of 200 records of Middle – Upper Triassic sporomorph species. For each species a dataset has been created composed of: name of the species, author, year of publication, synonyms, holotype, diagnosis, original description, *locus typicus* and *stratum typicum*, pictures of the holo- and/or paratypes, biostratigraphic and geographical distribution and botanical affinity.

A search in *Palynopedia* can be done in two ways: based on the systematic of the species or on the main morphological features of the sporomorph (form, type of saccus, aperture, sculptures, etc.). The query filters and groups the records on the basis of these features; it is possible to choose keywords from a simple pull-down menu. Results are displayed in a list and each record of species found can be reached from it by a click. Furthermore, the database allows to seek a word or a group of words contained in one of the record fields just typing them in an easy search engine.

An on-line version of *Palynopedia* with the same functions and features described is under construction. In the future the number of species should be extended hopefully to the entire Phanerozoic palynomorphs.

1. Introduction

Paleopalynology *sensu stricto*, as the study of fossil pollen and spores, has become widely used for many geological, palaeoecological and palaeoclimatological studies, as well as pure palynology. Sporomorphs are successfully used in stratigraphy, for dating rocks and correlating continental and marine sections from different localities. Quantitative palynological analyses allow to reconstruct past floras and to observe how they have changed through time; thus, it enables us to reconstruct (palaeo)climatic variations. Academics, oil companies and many other private or public institutes employ palynologists for various uses. Each of these palynological applications needs a strong accuracy in spores and pollen identification by the scientists, based on a deep and

solid taxonomical background. Over the years a huge amount of species has been instituted for the Triassic from various paleogeographical realms. Many of these species have been afterwards emended and become synonyms. New studies allowed to refine the sporomorph classification and the use of instruments like the Scanning Electron Microscope (SEM) and the Transmission Electron Microscope (TEM) has enriched the knowledge on pollen morphology and ultrastructure. Pollen and spores found *in situ* have improved the knowledge on the botanical affinity of many sporomorphs. A lot of paleopalynological literature has been produced, but data are dispersed in a sea of papers often written in languages other than English and hard to find. These factors could preclude a wide diffusion of knowledge and promote the proliferation of species and synonyms.

Several palynologists have tried to arrange literature to simplify the search of references, species and genera. Many catalogues and bibliographies were created in the past, such as the "Triassic Palynomorphs: index to genera and species" published by Boersma and colleagues in 1987. It is an index of genera and species with relative references, *stratum typicum* and *locus typicus*, not only limited to spores and pollen but also extended to other palynomorphs. A very famous catalogue of fossil sporomorphs has been created by Jansonius and colleagues (1976): the "Jansonius files" are a set of more than three thousand paper-cards catalogued in alphabetical order; every record card contains information about one genus including original descriptions, drawings and bibliography. It has been a precious tool for scientists but is: i) not easy to handle as it requires an a priori identification of the taxon, ii) not very simple to transport and iii) limited to a generic level. Many other paper-atlases have been developed for regional or local palynology and almost every palynologist has created his own one, jealously held near the microscope.

Computers and Internet have strongly simplified the search, collection and sharing of palynological data; search engines like Palynodata (Palynodata Inc. & White, 2006) has been created to help scientists in finding references using simple research criteria (taxon name, age, location, author, etc.) and a lot of modern papers could be easily found on the web and downloaded using for example "Web of Knowledge" or "Google Scholar". Furthermore, computer-based

pollen catalogues have been produced for private or public use mainly to collect photos and references. The "New Zealand fossil spores and pollen: an illustrated catalogue" (Raine et al., 2008) is an example of an on-line database built to collect pre-Pleistocene pollen and spore taxa that have been found in New Zealand strata. Species are listed following the Potonié & Kremp (1954) systematic system and for every taxon a brief description, pictures, chronostratigraphic distribution and references are available.

Most of the existing databases are private, so used by one palynologist or a small community of scientists working in the same lab, and often "regional", i.e. restricted to a palaeogeographical studied area, and limited to a studied geological time interval. The article 32.3 of the International Code of Botanical Nomenclature, Vienna Code (McNeill et al., 2006) says that geographical origin and geological age do not meet the requirements for the diagnosis of a taxon. This new provision could have a strong impact in the taxonomy of pollen and spores reducing the number of species and genera often distinguished only on these differences (Chaloner, 2008).

Arrangement of the knowledge on sporomorphs in one database comprehensive of all instituted species could resolve part of the problems that afflict taxonomy of paleopalynology as well as to simplify palynologists' lives.

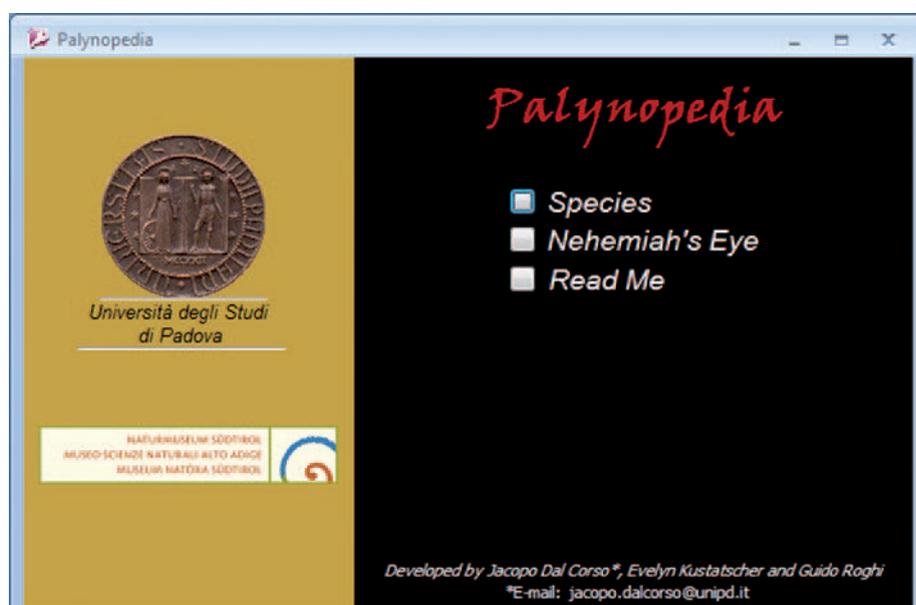


Fig. 1: Main mask of *Palynopedia*. It is possible to open the records of species (click on the button "Species"), the search engine ("Nehemiah's Eye") and a file with instructions ("Read Me").

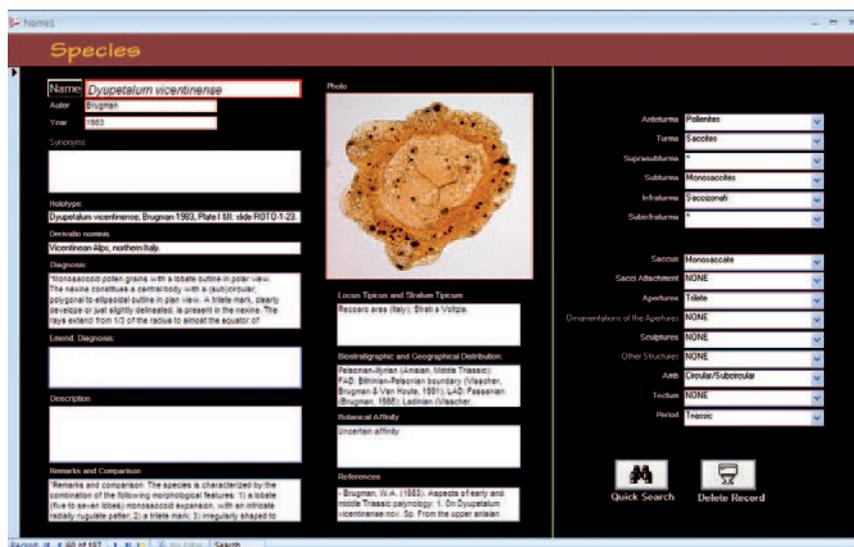


Fig. 2: Record of *Dyupetalum vicentinense* (Brugman, 1983). Every record contains the name of species, author, year of publication, synonyms, *derivatio nominis*, original diagnosis and description, remarks and comparisons, *locus typicus* and *stratum typicum*, biostratigraphic and geographical distribution, botanical affinity and references. Moreover, in the pull-down menus its taxonomy and main morphological features have been selected.

2. Palynopedia

We developed a new palynological database, *Palynopedia*, in order to collect in one tool as much as possible information on all Triassic sporomorph species to help palynologists during the sporomorphs' identification.

Palynopedia is a Microsoft Access based database that allows users to process and search stored data. We give here a description of the features of the database from a user's prospective; details of the structure and queries are beyond the scopes of this paper.

Through the main mask of *Palynopedia* (Fig. 1) it is possible to access a set of records ("Species") - each of them containing information on one species - a search engine ("Nehemiah's Eye") and a file with instructions ("Read me").

2.1 Records

Each record (Fig. 2) is composed of several fields containing the name of species, author, year of publication, synonyms, holotype, *derivatio nominis*, original (and emended) diagnosis and description, remarks and comparisons, *locus typicus* and *stratum typicum*, biostratigraphic and geographical distribution, botanical affinity and references. These are text boxes where information is entered manually for every species.

Photos (in transmitted light, SEM and TEM) are .jpg or .pdf files comprehensive of pictures of holotype and paratypes and could be viewed in the original resolution by a click on the thumbnail.

Some pull-down menus on the right hand side of the template allow selection of the taxonomical position of the pollen or spore grain and its main morphological features (Fig. 2). These are the same as used by the query (see Chapt. 2.2). The systematics proposed by Potonié & Kremp (1954) has been followed (Tab. 1): fossil sporomorphs are morphotaxa (art. 1.2 of the ICBN, McNeill et al., 2006) and could not be attributed to any suprageneric natural group; thus, fossil pollen and spores have been subdivided in artificial groups inspired by the roman army (Aneturma, Turma, Suprasubturma, Subturma, Infraturma and Subinfraturma in decreasing rank order) on the basis of some constant morphological features. In order to summarize the morphological characteristics of the species independently of its systematic position, the second group of pull-down menus allows to define the most important morphological features of each species such as the type of saccus (e.g. monosaccate, bisaccate, trisaccate) and its attachment to the corpus (haploxylo-noid or diploxylo-noid), the kind of aperture (e.g. trilete, monolete), the ornamentations of apertures (e.g. kytomes), the amb (e.g. circular, elliptical), the sculptures (e.g. baculae, spinae, teaniae, verrucae), other structures (e.g. cingulum), the type of the tectum (e.g. tectate) (Punt et al., 2007). It is also possible to choose the Period (for more information on the pull-down menu content see Tab. 2).

Furthermore, a quick search of a word or a group of words contained in one of the record fields can be performed just typing the word in the field on the bottom of the mask (Fig. 2) or opening the search

- Anteturma **Sporites** Potonié, 1893
- Turma **Triletes** (Reinsch, 1881) emend. Potonié & Kremp, 1954
 - Subturma **Azonotriletes** (Luber, 1935) emend. Dettmann 1963
 - Infraturma **Laevigati** (Bennie & Kidston, 1886) emend. Potonié 1956
 - Infraturma **Apiculati** (Bennie & Kidston, 1886) emend. Potonié 1956
 - Subinfraturma **Baculati**
 - Granulati**
 - Nodati**
 - Punctati**
 - Verrucati**
 - Infraturma **Muornati** Potonié et Kremp, 1954
 - Turma **Hylates** Dettmann 1963
 - Turma **Zonales**
 - Subturma **Zonotriletes** Watz, 1935
 - Infraturma **Auricolati** (Schopf, 1938) emend. Dettmann, 1963
 - Infraturma **Cingulati** (Potonié & Klaus, 1954) emend. Dettmann, 1963
 - Infraturma **Tricrassati** Dettmann, 1963
 - Subturma **Zonolaminatriletes**
 - Infraturma **Cavati**
 - Turma **Monoletes** Ibrahim, 1933
 - Suprasubturma **Cavatomonolete**
 - Turma **Aletes** Ibrahim 1933
- Anteturma **Pollenites** Potonié, 1931
- Turma **Saccites** Erdtman, 1947
 - Subturma **Monosaccites** (Chitaley, 1951) emend. Potonié et Kremp, 1954
 - Infraturma **Triletesaccites** Leschik 1956
 - Infraturma **Saccizonati** Bharadwaj, 1957
 - Subturma **Disaccites** Cookson, 1947
 - Infraturma **Alete**
 - Infraturma **Striatiti** Pant, 1954
 - Infraturma **Disaccitriletes** (Leschik, 1955) emend. Potonié, 1958
 - Turma **Monocolpates** Iversen & Troels-Smith, 1950
 - Turma **Plicates** (Naumova 1937) emend. Potonié, 1958
 - Subturma **Polyplicates** Erdtman, 1952
 - Turma **Kryptaperturati** Potonié, 1966
 - Subturma **Circumpolles** (Pflug, 1953) emend. Klaus, 1960
 - Turma **Alete** Ibrahim 1933
 - Subturma **Asaccites**

Tab. 1: Systematics used in the database following Potonié & Kremp (1954).

| | | | | | |
|------------------------------------|-----|---|-------------------------|-----|--|
| Saccus | ↓ * | NONE Bisaccate Monosaccate Saccate Trisaccate | Other Structures | ↓ * | NONE Camera Cingulum Operculum Rimula Taeniae Zona |
| Sacci Attachment | ↓ * | NONE Diploxytonoid Haploxytonoid | Amb | ↓ * | NONE Circular/Subcircular Elliptic Quadrangular Quinquangular Rectangular Rombic Triangular |
| Apertures | ↓ * | NONE Alete Monolete Trilete | Tectum | ↓ * | NONE Intectato Semitectato Tectato |
| Ornamentations of Apertures | ↓ * | NONE Kyrtoemes Labra Margo | Period | ↓ * | NONE Triassic - Jurassic Triassic Permian - Triassic |
| Sculptures | ↓ * | NONE Bacula Cingulum Clavae Columellae Coni Fossulae Gemmae Granula Muri Puncta Pila Spinae Verrucae | | | |

Tab. 2: Content of the pull-down menus of the morphological search and Period menu. Select star (*) if the field is undetermined or unspecified.

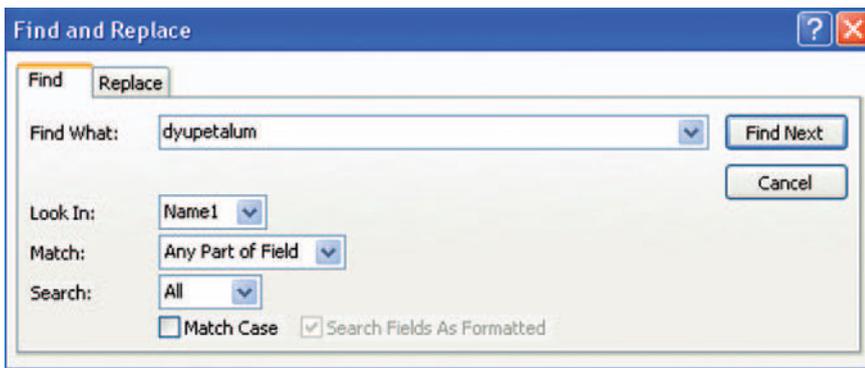


Fig. 3: Access® Search mask, e.g.: if the user wants to search for the species *Dyupetalum vicentinense* (Brugman, 1983) he has to: A) select the field "Name" on the record mask (Fig. 2); B) click on the button "Quick Search" (Fig. 2) to open the search mask; C) type the name in "Find What"; D) check if the field on which the search will be performed is correct ("Look in"); E) select "any part of the field" from "Match" and click "Find Next". The database will jump to the desired record.

mask ("Quick Search" button) (Fig. 3): in the first case the database performs the search in all of the records' text fields whereas in the latter case the field on which the user wants to perform the search can be selected.

2.2 Search Engine

Nehemiah's Eye (Fig. 4), after Nehemiah Grew (1641-1712), the first scientist who saw a pollen grain under the microscope, is a user-friendly search engine that filters and groups the records using simple predefined criteria (taxonomy and/or morphological features) (see Chapt. 2.1, Tab. 1 and Tab. 2). *Nehemiah's Eye* has been built to accelerate the identification processes. Except for some easy to define and well known species, indeed, during the microscope session most of our time is lost flipping through several publications and searching for a name or any information on the observed sporomorph. Thus, the identification of pollen and spores is often long-winded and our work becomes protracted and boring.

The search engine allows the classification of sporomorphs on the basis of some easily observable morphological features and/or taxonomy. When all available characteristics have been selected from the pull-down menus, the user only has to enter the query by a click on the eye-button (Fig. 4) and a list of species answering the requirements is displayed (Fig. 5). From there it is possible to open each species-record, see pictures, read descriptions and hopefully give a name to the sporomorph seen under the microscope. As an example, if the user wants to classify a monosaccate trilete pollen grain with subcircular form he only has to select from the menus "Saccus" ? "Monosaccate", "Aperture" ? "Trilete", "Form" ? "Sub-circular" and/or, if he is familiar with Potonié and Kremp (1954) taxonomy, "Anteturma" ? "Pollenites",

"Turma" ? "Saccites", "Subturma" ? "Monosaccites", than it is enough to click on the eye-button and a list of species with these features will be displayed (see also Fig. 4-5).

3. Conclusions

Palynopedia has been created for Triassic sporomorphs but could be extended to all published species of spores and pollen from the Paleozoic to the Cenozoic and to other palynomorphs (Acritarchs, Dinoflagellates, Algae, Chitinozoans, Scolecodonts, etc.) finding appropriate search keys to perform searches and speed up the identification.

It is clear that this database could become a complete tool for palynology. With the aid of "*Nehemiah's Eye*" users can find all the information about a taxon in few simple steps. The search engine can strongly simplify the classification process, but it can be used also in many other ways: it can be used to identify sporomorphs having the same characters, the same botanical affinity and/or belonging to the same period or stage, etc.

The database has been created in a preliminary version on 200 taxa from the Middle Triassic of Europe. In the future each palynologist could contribute to expand and enrich the database in order to create a network of information to share.

We are working on an internet-based version of *Palynopedia* with the same functions and features. This on-line database will allow to overcome the problems of compatibility due to the Windows®-only availability of Access®. Furthermore, its use will be easier, wherever an Internet connection is available.

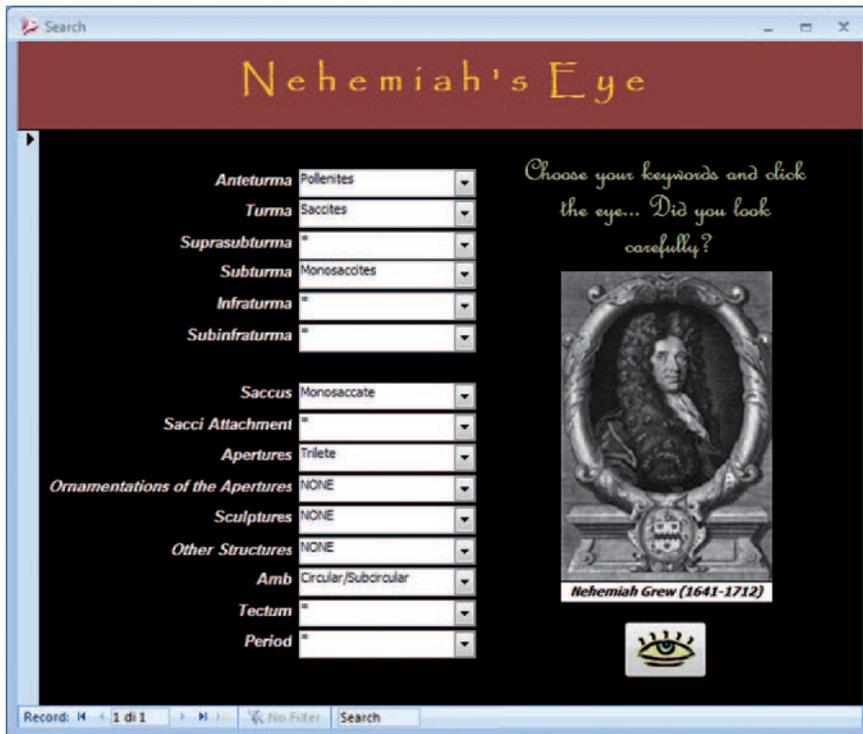


Fig. 4: *Nehemiah's Eye*. It is a search engine that filters and groups species records using simple criteria (taxonomy and/or morphological features). Once all the interested search criteria are selected the user only has to enter the query by a click on the eye-button.

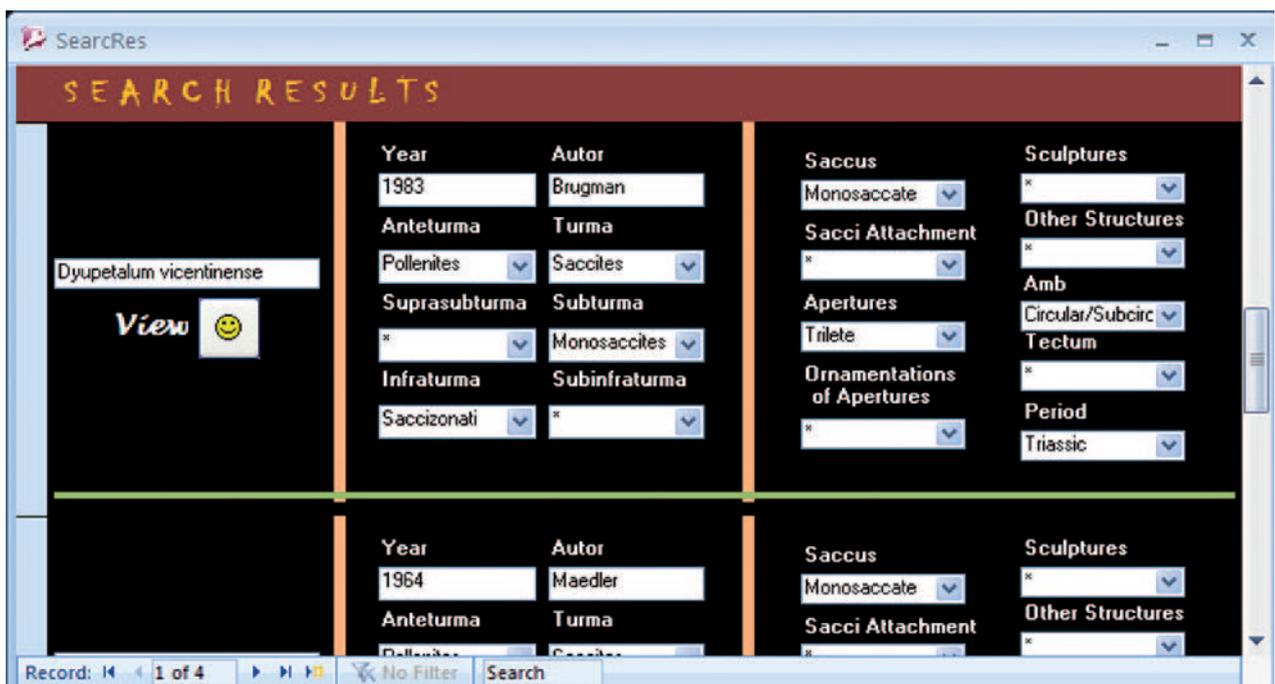


Fig. 5: Result of the query: species answering the requirements of the query in Fig. 4 are displayed. By clicking on the button "view" details on the species are shown as in Fig. 2. On the bottom of the slide the total number of datasets compatible to the query are shown as well.

Acknowledgments

We are grateful to Nicola Tisato for many technical discussions, to Matteo Belvedere who kindly revised the English version of the manuscript and to Marco Franceschi for many suggestions. We thank Peter Hochuli for his reviews which helped to improve the manuscript. This work was supported by the Museo di Scienze Naturali dell'Alto Adige (Bolzano).

References:

- Boersma, M., Brugman, W. A., Veld, H. (1987): Triassic palynomorphs: index to genera and species. – Laboratory of Palaeobotany and Palynology State University of Utrecht, 1987-02: 1-230.
- Brugman, W. A. (1983): Aspects of Early and Middle Triassic palynology: 1. On *Dyupetalum vicentinense* nov. sp. from the upper Anisian of Southern Alps. – Rev. Palaeobot. Palynol., 39: 47-64.
- Chaloner, W. G. (2008): Names of fossil spore genera: does age matter? – Terra Nostra, 2008/2, IPC-XII / IOPC-VIII Bonn, Germany 2008, Abstract Volume.
- Jansonius, J., Hills, L. V., Hartkopf-Froeder, C. (1976): Genera file of fossil spores and pollen. – Spec. Pub., Department of Geology, University of Calgary, Alberta.
- McNeill, J., Barrie, F. R., Burdet, H. M., Demoulin, V., Hawksworth, D. L., Marhold, K., Nicolson, D. H., Prado, J., Silva, P. C., Skog, J. E., Wiersema, J., Turland, N. J. (2006): International Code of Botanical Nomenclature (Vienna Code) – XVI-568 pp., Regnum Vegetabile 146, Koeltz Scientific Books, Königstein.
- Palynodata Inc., White, J. M. (2006): Palynodata Datafile: 2006 version – Geological Survey of Canada, Open File 5793, 2008.
- Potoniè, R., Kremp, G. (1954): Die Gattungen der Palaeozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie. – Geol. Jb., 69: 111-194.
- Punt, W., Hoen, P.P., Blackmore, S., Nilsson, S., Le Thomas, A. (2007): Glossary of pollen and spore terminology. – Review of Palaeobotany and Palynology, 143: 1-81.
- Raine, J. I., Mildenhall, D. C., Kennedy, E. M. (2008): New Zealand fossil spores and pollen: an illustrated catalogue (3rd ed.). – Science miscellaneous series no.4. http://www.gns.cri.nz/what/earthhist/fossils/spore_pollen/catalog/index.htm.

Manuscript submitted: 13.2.2009

Revised manuscript accepted: 7.4.2009

LITHOLOGISCHE KARTIERUNG, PETROLOGIE UND STRUKTURGEOLOGIE AM TAUERNFENSTER-SÜDRAND IM AHRNTAL (SÜDTIROL, ITALIEN)

Ulrike Forer¹, Peter Tropper¹, Volkmar Mair²

Mit 19 Abbildungen

¹Institut für Mineralogie und Petrographie, Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften, Universität Innsbruck, Innrain 52f, A-6020 Innsbruck, Österreich

²Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Eggentalerstrasse 48, I-39053 Kardaun (BZ), Italien

E-mail: Peter.Tropper@uibk.ac.at

Zusammenfassung

Das Kartiergebiet befindet sich im hinteren Ahrntal südlich des Zillertaler Hauptkammes in der Durreck-Gruppe und somit am Südrand des Tauernfensters (Südtirol, N-Italien). Es umfasst penninische Lithologien wie Bündnerschiefer, Gesteine eines Serpentinikomplexes (Ophiolithe) und südlich des Tauernfensters gelegenes austroalpines Basement. Eine geologische Kartierung wurde im Maßstab 1:5000 durchgeführt. Mit Hilfe struktureller und petrologischer Untersuchungen wurde versucht, eine Zuordnung des Serpentinikomplexes zu den nördlich und südlich angrenzenden Einheiten zu treffen. Die Lithologien des Serpentinikomplexes sind Metabasite, Metakarbonate, Ophiolithe, Serizit-Quarzite bis Serizit-Schiefer und Kalkglimmerschiefer. Eine ähnliche Wechselfolge wird von verschiedenen Autoren (z.B. Tollmann, 1977) in Osttirol beschrieben und als Matreier Schuppenzone bezeichnet. Das austroalpine Basement südlich des Serpentinikomplexes ist durch Ortho-, Paragneise und Amphibolite gekennzeichnet. Die Schieferungsflächen der Bündnerschiefer, des Serpentinikomplexes und des Austroalpins streichen größtenteils Ost-West und fallen steil nach Süden ein. Insgesamt weisen die Bündnerschiefer und der Serpentinikomplex sehr ähnliche Faltenstrukturen und ähnliche Lithologien auf. Der mylonitische Kontakt zwischen dem Serpentinikomplex und dem ostalpinen Kristallin ist ebenfalls konkordant und kann aufgrund der unterschiedlichen Lithologien entlang eines auffälligen mylonitischen Serizit-Quarzits gezogen werden. Die Grenze zwischen dem ostalpinen Kristallin und dem Serpentinikomplex kann durch eine unterschiedliche Metamorphoseentwicklung der beiden Einheiten nachgewiesen werden. Für die Metabasite des Tauernfensters ergaben sich mit Hilfe des Kalzit-Dolomit Solvusthermometers Temperaturen von ca. 390–500°C und mittels der Multiequilibrium-Thermobarometrie Drucke von 7–8 kbar und Temperaturen von ca. 500°C für die alpidische Überprägung. Da kein tektonischer Kontakt zwischen den Bündnerschiefern und dem Serpentinikomplex nachgewiesen werden konnte, jedoch zwischen dem Serpentinikomplex und dem südlich angrenzenden austroalpinen Basement eine markante mylonitische Deckengrenze verläuft, wird der Serpentinikomplex als Teil des Südrandes des Tauernfensters gesehen. Er bildet keine eigenständige Einheit sondern kann aufgrund von konkordanten Strukturen und der gleichen Metamorphoseentwicklung dem Tauernfenster zugeordnet werden.

Abstract

The area of this investigation is in the Durreck Group in the Ahrn Valley (South Tyrol, northern Italy) at the southern rim of the Tauern Window and contains Penninic lithologies such as Bündnerschists, a serpentinite complex (ophiolites?) and Austroalpine basement rocks. In the course of this project a detailed mapping at a scale of 1:5000 was undertaken in order to attribute the serpentinite complex to either the Penninic or the Austroalpine units based on structural and petrological observations. The serpentinite complex is composed of metabasites, metacarbonates, sericite-quartzites and sericite-schists as well as calcareous schists.

A similar succession has been described from Eastern Tyrol and has been attributed to the Matri Schuppenzone (Tollmann, 1977). The Austroalpine basement consists of orthogneisses, paragneisses and amphibolites. The foliation of all units observed strike east-west and dip steeply towards the south. A quartzite mylonite is assumed to represent the tectonic border between the Penninic and Austroalpine units. Petrological investigations show that the metamorphic evolution of the units south and north of this mylonite is different, where the units to the north display a monometamorphic overprint and the units to the south show a polymetamorphic overprint. The *P-T* conditions of the Penninic units result in 390–500°C and 7–8 kbar for the Alpine metamorphic overprint. Due to the lack of a tectonic contact between the serpentinite complex and the underlying Bündnerschiefs, the serpentinite complex can unambiguously attributed to the Penninic units of the Tauern Window.

1. Einleitung

Das Kartiergebiet befindet sich im hinteren Ahrntal südlich des Zillertaler Hauptkammes in der Durreck-Gruppe (Südtirol) und somit am Südrand des Tauernfensters. Der lithologisch abwechslungsreiche, etwa 1000 m mächtige Bereich zwischen den Kalkglimmerschiefern (Bündnerschiefer) und dem südlich angrenzenden ostalpinen Basement beinhaltet einen mehrere 100 m mächtigen Serpentinikörper, welcher in dieser Arbeit als Serpentinikomplex bezeichnet wird. Dieser Komplex umfasst folgende Lithologien: Grünschiefer, Kalkglimmerschiefer, Dolomit-, Kalzit- und mineralreichen Marmor, Zellendolomit und Karbonatbrekzie, Serpentin, Ophikarbonat, Epidotfels, Talk-Karbonat-, Talk-Magnetit-, Talk-Tremolit-Schiefer, Glimmerschiefer, Serizit-Quarzit bis Serizit-Quarzit-Schiefer und kalkreiche Glimmerschiefer. Um die Strukturen in den stark tektonisch beanspruchten Bereichen an den Übergängen Bündnerschiefer/Serpentinikomplex und Serpentinikomplex/austroalpines Basement richtig interpretieren zu können, wurde eine Detailkartierung im Maßstab 1:5000 durchgeführt. Während dieser Kartierung wurden Proben vom Serpentin, den Grünschiefern, dem Epidotfels, den Amphiboliten, den Kalk- bzw. Schwarzphylliten und dem Marmor genommen und zu Dünnschliffen bzw. Sondenschliffen verarbeitet, um die *P-T* Daten zu gewinnen. Mit den Ergebnissen und Erkenntnissen aus diesen Untersuchungen wurde die tektonische Zugehörigkeit des Serpentinikomplexes im Bezug auf die umliegenden Großeinheiten bestimmt.

2. Geographische Übersicht

Das Kartiergebiet liegt nördlich der Rieserferner Gruppe am Nordhang der Durreck-Gruppe auf einer Höhe von 1800 m bis knapp 3000 m, wobei sich das Gebiet in etwa Ost - West parallel zum Verlauf des Hauptgrates und damit auch des Serpentinikörpers erstreckt. Die Grenze zwischen dem Serpentinikomplex und ostalpinen Kristallin, wie auch im Norden der Übergang vom Serpentinikomplex zu den Bündnerschiefern lassen sich morphologisch als Einkerbungen in den NNW-SSE verlaufenden Seitengraten erkennen (Abb. 1). Das Kartiergebiet verläuft quer über fünf Seitentäler des Ahrntales, welche in etwa senkrecht zum Grat streichen. Im Westen beginnt das Gebiet im Großklaustal, in welchem der westlichste Aufschluss des Serpentinikörpers ansteht. Darauf folgt in Richtung Osten das Bärental, das Pürschtal, das Poinland und das Hasental. Im Osten endet das Kartiergebiet im Knuttental (Abb. 1). Im Norden wird es in etwa vom ersten Auftreten der Kalkglimmerschiefer bzw. Graphitglimmerschiefer begrenzt (ca. 1,5 km nördlich der Grenze zwischen Bündnerschiefer und Serpentinikomplex) und im Süden größtenteils vom Grat der Durreck-Gruppe, wobei sich die Grenze aber vom Reiner Jöchl nach Ost-südosten in Richtung Talboden verschiebt. Dies erfolgt aufgrund des schleifenden Streichens des Serpentinikomplexes in Bezug auf den Hauptgrat, was besonders im Bereich der Weißen Wand sehr gut sichtbar ist.

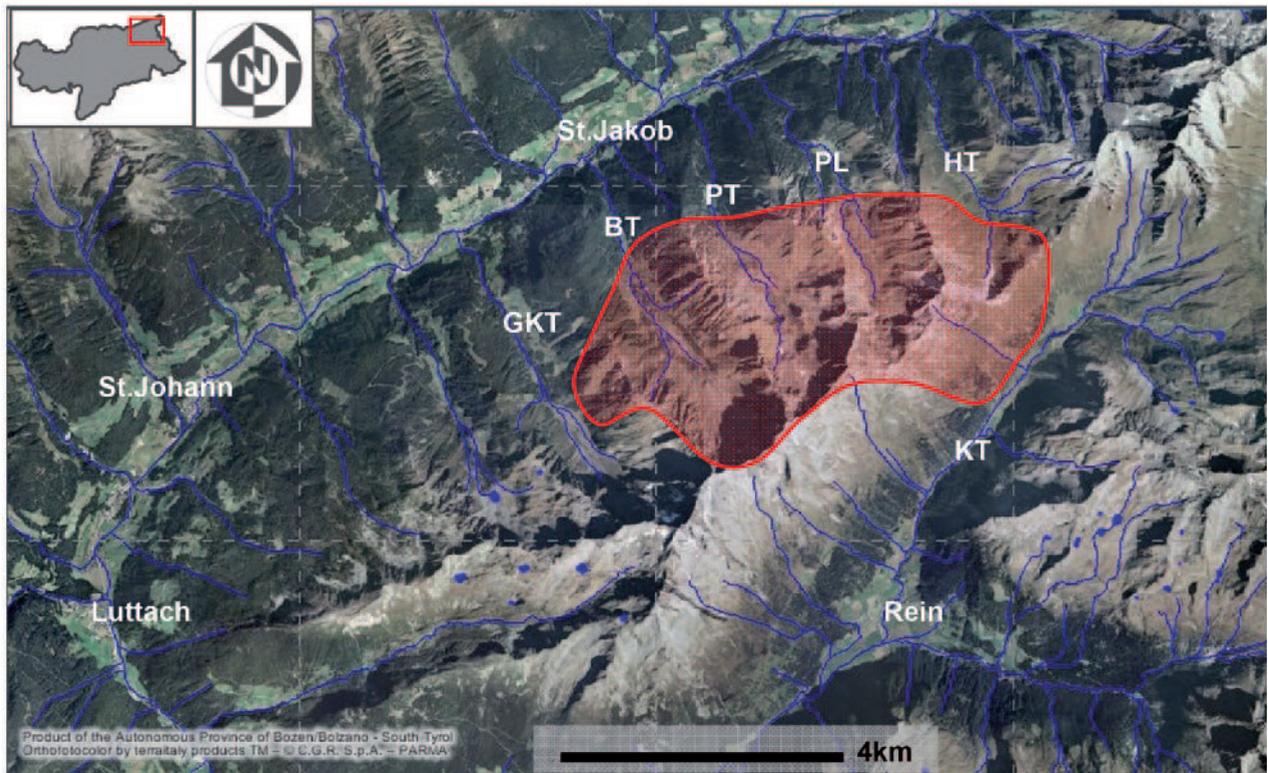


Abb. 1: Geographische Überblick über das Ahrntal mit den Seitentälern und dem Kartiergebiet (GKT: Großklaustal, BT: Bärental, PT: Pürschtal, PL: Poinland, HT: Hasental, KT: Knuttental) (http://www.provinz.bz.it/umweltagentur/geobrowserpro/index_d.htm)

3. Geologischer Überblick

Nach Bianchi et al. (1930) wird die Zone im hinteren Tauferer Ahrntal (siehe Abb. 1) als eine Wechselfolge aus Matreier Schuppenzone und Unterostalpin gesehen, wobei der Serpentinikörper vollständig zum Penninikum gezählt wird. Im Süden schließt sich das Kristallin des Ostalpins an. Für Klebelsberg (1935) gehört die Schuppenzone der Oberen Schiefernhülle an. Tollmann (1963) hält die Schuppenzone als die Wurzelzone des Unterostalpins und Thiele (1980) zählt den Serpentinikörper und seine umgebenden, stark verschuppten Lithologien zur penninisch-unterostalpinen Mischzone. Nach Frisch (1984, 1987) bildet die Matreier Schuppenzone das höchste Element der Bündnerschiefer innerhalb der Glocknerdecke, und besteht aus kretazischen Sedimenten in der Bündnerschiefer-Fazies, in denen Olistholithe und Schürflinge von Gesteinen schwimmen, die dem ostalpinen Faziesraum entstammen. Als Äquivalent zur Matreier Zone im Süden gilt die nördliche Rahmenzone des Tauernfensters. Für Rost (1989) gilt sie als das höchste tektonische Element des Tauernfensters. Wie bereits andere Autoren hält auch er ihre genaue

Abgrenzung von der Oberen Schiefernhülle und dem ostalpinen Kristallin aufgrund ihrer Verschuppungen als problematisch. Neben den Bündnerschiefern treten in der Matreier Zone unter anderem Grünschiefer, Serpentinite, Quarzite, Quarzphyllite, Marmore und Dolomitbrekzien auf. Die intensiv verschuppte Zone markiert im Süden des Tauernfensters die Grenze zwischen Penninikum und Ostalpin. Nach Stingl & Mair (2005) belegt die Matreier Schuppenzone die Schließung des Penninischen Ozeans (in der Kreide) durch das Heranrücken der ostalpinen Einheiten, bei welcher Schollen des Ostalpins und auch Relikte des Penninischen Ozeans in die Überschiebungszone eingearbeitet worden waren und gilt somit als Mischzone von penninischen und ostalpinen Gesteinen. Fuchs & Linner (2005) stellen die Matreier Zone in das eigenständige Unterostalpin. Trotzdem standen sich ihrer Ansicht nach die Großenheiten, das Penninikum und das Ostalpin, in ihrer ursprünglichen räumlichen Anordnung näher, als früher angenommen und somit können keine klaren Grenzen zwischen dem Tauernfenster, dem Unterostalpin und dem ostalpinen Kristallin gezogen werden. In der Matreier Zone können gut Isoklinalfalten beobachtet werden, wel-

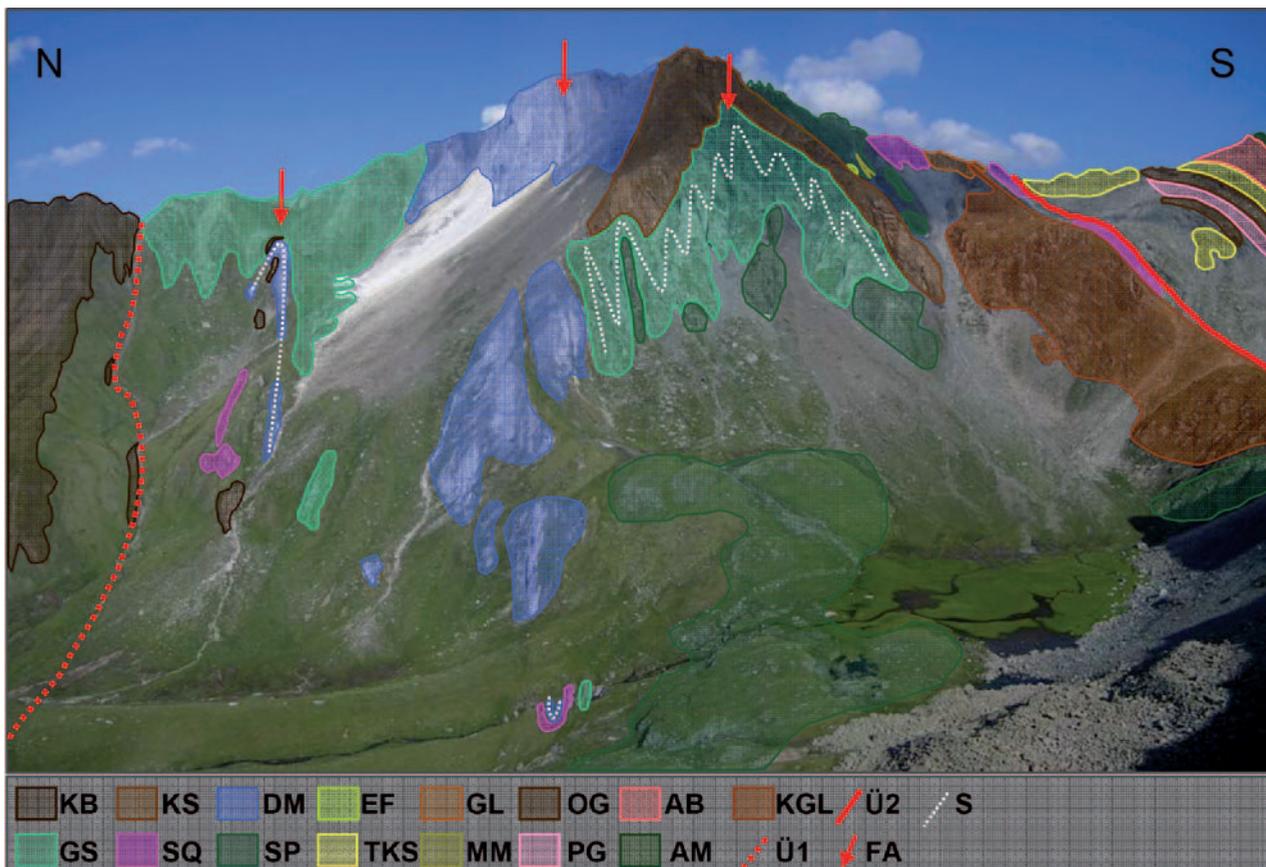


Abb. 2: Übersicht der Lithologien im Gelände am Schwarzspitz (Poinland) mit dem Übergang Bündnerschiefer – Serpentinittkomplex (Ü1) und Serpentinittkomplex – Ostalpin (Ü2). Die Falten streichen E-W, wobei die Faltenachsen (FA) steil nach Osten abtauchen; im Bild sind die verfalteten Schieferungsflächen (S) der Grünschiefer und Dolomitmarmore angedeutet. Links: die Bündnerschiefer mit Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit (KB); Bildmitte: Serpentinittkörper mit Grünschiefern (GS), Dolomitmarmor (DM), Kalkglimmerschiefer (KS), Epidotfels (EF), Talk-Karbonat – Schiefer (TKS), Serpentinitt (SP), Serizit-Quarzit (SQ), Glimmerschiefer (GL), kalkreicher Glimmerschiefer (KGL); Rechts: Metamergel (MM), Orthogneis (OG), Paragneis (PG), Albitblasten-Schiefer (AB), Amphibolit (AM)

che als inverse, noch mit dem Kristallin verbundene Sedimentabfolgen ausgemacht werden können, wie auch in anderen unterostalpinen Einheiten.

Bezüglich der Metamorphoseentwicklung wurde das Tauernfenster alpidisch (*P*-Maximum im Eozän, *T*-Maximum 35-25 Ma) metamorph überprägt und weist am Tauernfenster-Südrand Hinweise auf den grünschiefer/amphibolitfaziellen Abschnitt des retrograden *P-T* Pfades auf (Hoinkes et al., 1999; Thöni, 1999).

4. Lithologien

Im untersuchten Gebiet besteht der Tauernfenster-Südrand aus einer abwechslungsreichen Abfolge von verschiedenen Lithologien. Von Norden nach Süden treten als erstes die Bündnerschiefer der Oberen Schieferhülle mit ihren Kalkglimmerschiefern und

Schwarzphylliten auf. Darauf folgen die Grünschiefer, welche mit den Bündnerschiefern randlich verschuppt sind, aber zum Serpentinitt-Komplex gerechnet werden. Auf die Grünschiefer folgt im Hangenden ein mächtiger Dolomitmarmor mit Einschaltungen von einigen Meter mächtigen Lagen von Kalzitmarmor, Serizit-Quarzit, Glimmerschiefer und Grünschiefer. Südlich davon befindet sich der Kalkglimmerschiefer des Serpentinittkomplexes, der von einem weiteren mächtigen Grünschiefer unterlagert wird. Mit diesem Grünschiefer ist der Serpentinitt verschuppt, welcher diese Zone prägt. Der Serpentinitt weist randlich relativ kleine Aufschlüsse von mineralreichem Marmor, Zellendolomit, Karbonatbrekzie, Ophikarbonat, Epidotfels, Talk-Karbonat-, Talk-Magnetit- und Talk-Tremolit-Schiefer auf. Des Weiteren folgt eine Wechsellagerung von Kalkglimmerschiefer, Glimmerschiefer und Serizit-Quarzit. Diese Wechselfolge wird von einem kalkreichen Glimmerschiefer unterlagert.

Der Serizit-Quarzit stellt die südliche Grenze des Serpentin-Komplexes zum Ostalpin dar. Im austroalpinen Basement folgen dann verschiedene Paragneise (granatfreie Albit-Blastenschiefer oder granatführende Paragneise), Amphibolite, Orthogneise und Metamergel. Letztere setzen sich aus Glimmerschiefern, Grünschiefern und Amphiboliten bzw. Amphibol-Plagioklas-Felsen zusammen (Abb. 2).

5. Geologische Lagerung

Bereits während der Geländebegehung für die Kartierung im Maßstab 1:5000 konnte aufgrund der unterschiedlichen Lithologien die Grenze zwischen dem Serpentin-Komplex und dem Ostalpin gezogen werden. Die tektonische Grenze wurde mit der Lithologie des stark mylonitisierten Serizit-Quarzites festgelegt, welcher von ROST (1989) als Silberquarzit bezeichnet wird. Dieses steil nach Süden einfallende Gestein

gehört aufgrund der Zusammensetzung und der Entstehungsgeschichte dem Tauernfenster an. Es entstand durch die metamorphe Überprägung radiolarienreicher Tiefsee-Ablagerungen im Penninischen Ozean.

In der geologischen Karte ist die orogenparallele Ausdehnung des Serpentin-Komplexes sehr gut erkennbar. So wie die nördlich anschließenden Bündnerschiefer und das im Süden angrenzende ostalpine Kristallin besitzt er Ost-West streichende Hauptschieferungsflächen (Abb. 3). Im westlichen Bereich des Arbeitsgebietes, im Großklaustal, Bärental und Pürschtal, konnten keine Falten im größeren Maßstab gefunden werden. Hingegen treten in Richtung Osten erst am Joch auf 2595 m zwischen dem Pürschtal und dem Poinland, südlich des Serpentin-Komplexes, die ersten Isoklinalfalten mit Amplituden im Meterbereich auf. Dort sind der Glimmerschiefer und der Kalzitmarmor miteinander verfaltet, direkt südlich darauf folgt der stark verfaltete Serizit-Quarzit. Alle drei Lithologien

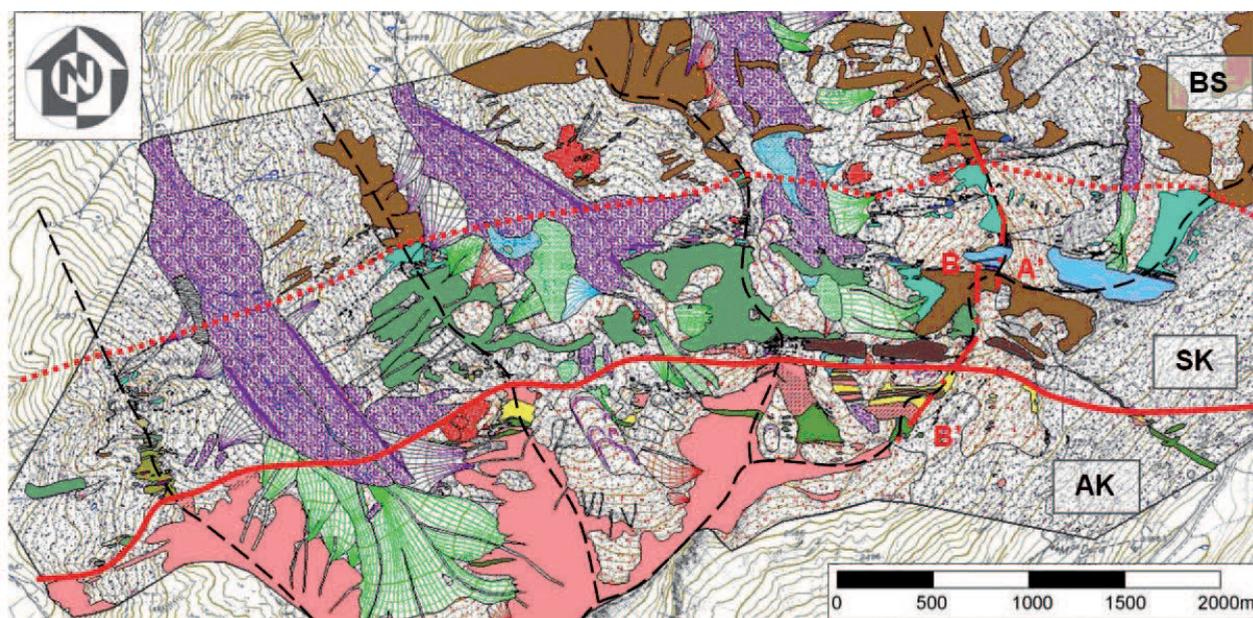
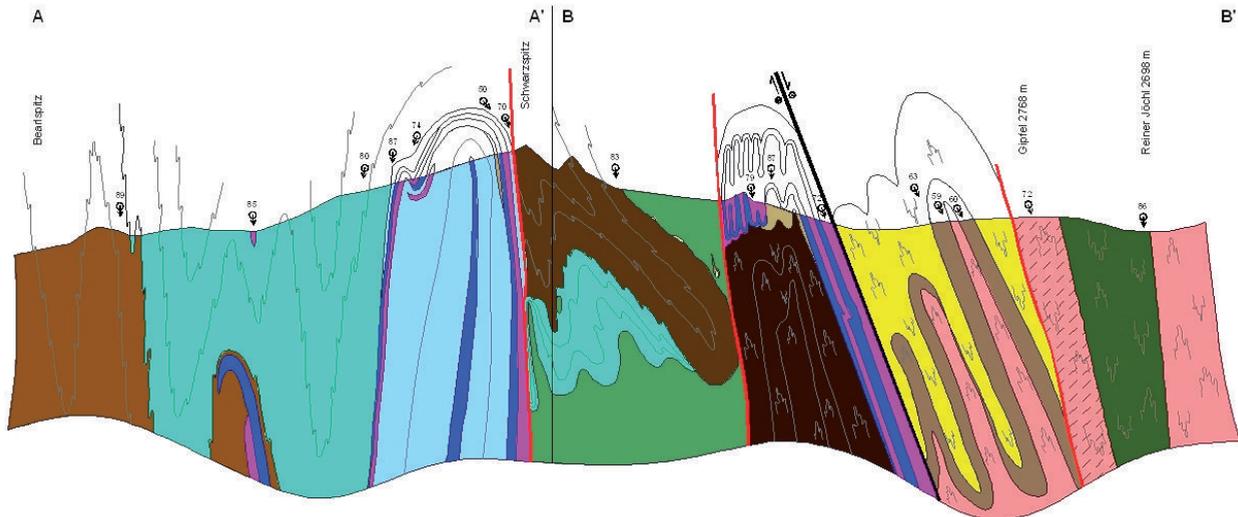


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte des Kartiergebietes. Zur besseren Darstellung wurden die Hauptgrate und die Nebengrate mit den schwarz gestrichelten Linien gekennzeichnet. Die rot durchgehende Linie stellt die Grenze zwischen dem ostalpinen Kristallin (OK) und dem Serpentin-Komplex (SK) dar, die rot punktierte Linie zeigt den Übergang vom Serpentin-Komplex zu den Bündnerschiefern (BS). Die Spur des geteilten Profilschnittes (A – A' und B – B') verläuft entlang des Nordgrates des Schwarzspitzes und des Hauptgrates (in etwa N – S).





LEGENDE

- Q 84 Fallzeichen mit Einfallswinkel
- ↔ Hauptstörung mit Seiten- und Höhenversatz (entspricht der Deckengrenze)
- Störung

Abb. 4: Das geologische Profil (Spur A – A' und B – B' in Abbildung 3) verläuft in etwa Nord-Süd über den Bearfispitz, den Schwarzspitz, den Gipfel 2768 m bis zum Reiner Jöchel und ist in dieser Abbildung nicht maßstabsgetreu dargestellt (Legende für die Lithologien siehe Abbildung 3).

weisen flach nach Westen abtauchende Faltenachsen auf. Ein analoges Bild zeigt sich weiter in Richtung Osten, südlich des Schwarzspitzes. Dort steht der Kalzitmarmor im direkten Kontakt mit Serizit-Quarzit, teilweise auch mit Glimmerschiefer und ist mit diesen intensiv verfaltet. Im östlichen Poinland, im Bereich Schwarzspitz, sind in mehreren Lithologien wie dem Grünschiefer, dem Dolomitmarmor und dem Kalkglimmerschiefer des Serpentinikomplexes steil nach Osten fallende Faltenachsen messbar. Die nach Osten abtauchenden Faltenachsen wurden wahrscheinlich während der nach Osten gerichteten Exhumation des Tauernfensters steil gestellt. Als einer der Hinweise dafür können die gebogenen Faltenachsen des Grünschiefers angesehen werden.

Vom Poinland über das Hasental bis in das Knutental kann eine auffallende Zunahme der Mächtigkeit mehrerer Lithologien aus dem Tauernfenster und dem kristallinen Basement erkannt werden. Im Westen betragen die Mächtigkeiten teilweise nur wenige Meter bis Zehner Meter, im Osten erreichen sie Mächtigkeiten bis zu 400 m. Dies ist durch die starke Isoklinalverfaltung zu erklären, wobei die Schenkel dieser Falten nach Westen hin extrem gelängt und somit ausgedünnt wurden.

6. Geologisches Detailprofil durch Bündnerschiefer, Serpentinikomplex und ostalpine Kristallin

Im geologischen Profil in Abbildung 4 sind die südlichen Bündnerschiefer, der Serpentinikomplex und das nördliche ostalpine Kristallin mit Internstrukturen, Störungen und Hauptstörung, welche der Deckengrenze entspricht, dargestellt. Im Norden beginnt es mit den liegendsten Einheiten, und zwar den Ost-West streichenden Kalkglimmerschiefen und Schwarzphylliten der Bündnerschiefer, welche steil mit über 85 Grad nach Süden einfallen. Darauf folgen die Grünschiefer mit teils Süd und teils Nord vergenteten Falten, mit ebenfalls steil über 80 Grad einfallenden Schieferungsflächen. Unterhalb der mächtigen Grünschiefer befindet sich ein anti-formes Faltencharnier aus Kalzitmarmor, begleitet von ebenfalls verfaltetem Kalkglimmerschiefer und einem unverfalteten Serizit-Quarzit-Schiefer. Die Faltenachse fällt steil nach Osten ein, der nördliche Schenkel kann nur 150 m nach Westen verfolgt werden, der südliche Faltenchenkel verjüngt sich in derselben Richtung erst nach etwa 600 m.

Nach über 400 m Grünschiefer folgt im Hangenden eine Wechsellagerung von Dolomitmarmor, Kalzit-

marmor, Serizit-Quarzit bis Serizit-Quarzit-Schiefer, geringmächtigen Grünschiefer- und Glimmerschieferlagen, wobei der Dolomitmarmor eindeutig dominiert und die anderen Lithologien nur als einige m- bis 10er m mächtige Lagen auftreten. Dieses gesamte Gesteinspaket ist ebenfalls isoklinal verfaultet mit steil nach Osten (088/85) einfallenden Faltenachsen. Innerhalb dieses karbonatreichen Gesteinspakets können weit unterhalb und westlich des Grates neben den steil nach Osten einfallenden Achsen auch steil nach Westen einfallende Faltenachsen im Zentimeter Bereich gemessen werden (270/75). Die Ost-West streichende Achsenebene (185/85) fällt nahezu senkrecht ein. Die aufgrund dieser Isoklinalverfaltung erreichte große Mächtigkeit erstreckt sich nach Osten durch das Hasental bis über die Weiße Wand mit einer parallelen Führung der Lithologiegrenzen und ohne jegliche Verjüngung. Folgt man den Grenzen dieser Lithologie hingegen in Richtung Westen, kann schon nach kurzer Distanz in der Talsohle des Poinlandes die starke Verjüngung der Mächtigkeit des Dolomitmarmors erkannt werden.

Der Marmor wird durch eine annähernd senkrecht stehende, Ost-West streichende Störung von den südlich anschließenden Kalkglimmerschiefern des Serpentinittkomplexes getrennt. Der Kalkglimmerschiefer wurde wie die restlichen Lithologien stark isoklinal verfaultet. Die Antiform, welche eine mäßig steil nach Süden einfallende Achsenebene besitzt, zeigt in ihren beiden Schenkeln jeweils eine Synform. Die nördliche Synform ist aber im Gegensatz zur Südlichen von der Störung zum Marmor hin abgesichert worden. Dieser Kalkglimmerschiefer kann aufgrund der steil nach Osten einfallenden Faltenachse nur nach Osten hin verfolgt werden. Er bildet den Gipfelbereich des Schwarzspitzes und zieht mehrere Hundert Meter in das Knuttental hinab und wird dort auf beiden Seiten von Störungen begrenzt.

Der Kalkglimmerschiefer liegt über einem ebenfalls isoklinal verfaulteten Grünschiefer. Seine Antiform ist auch sehr gut in der geologischen Karte erkennbar. Der Scheitel tritt aufgrund seiner steil nach Osten einfallenden Faltenachse im Profil erst tief bei etwa 2665 m auf. Ein ausgedünnter Schenkel dieses Grünschiefers kann weit nach Westen verfolgt werden.

Unterhalb des Grünschiefers befindet sich der Serpentinittkörper, welcher zusammen mit dem Grünschiefer nach Osten hin abtaucht. Somit verschwindet er in Richtung Osten vollkommen, aber nach Westen ist er über mehrere Kilometer in einer beträchtlichen Mächtigkeit von bis zu 600 Metern zu verfolgen. Eine

Serpentinittlinse wurde durch die Bildung der südlichen Synform des Kalkglimmerschiefers in größere Höhe am Südgrat des Schwarzspitzes gehoben. Dort steht er aufgrund des fehlenden Grünschiefers direkt im Kontakt mit dem Kalkglimmerschiefer. Diese große Serpentinittlinse, welche 200 m in die Tiefe reicht, weist randlich kleine Linsen mit Epidotfels und Talk-Karbonat-Schiefer auf.

Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer und Serpentinittkörper stehen noch in ihrem ursprünglichen Zusammenhang. So wie im Norden werden sie auch im Süden von einer steil stehenden Störung von den anschließenden Lithologien getrennt. Auf die südliche Störung folgt eine weitere Antiform, gebildet von kalkreichem Glimmerschiefer. Darüber befindet sich eine verfaultete Isoklinalfalte aus Serizit-Quarzit, Kalzitmarmor und Glimmerschiefer. Der kalkreiche Glimmerschiefer besitzt eine Ost-West streichende Achsenebenenschieferung mit einer durchschnittlichen Einfallrichtung von 180 und einem Einfallen von 45 bis 84°. Die Steckungslineare und Faltenachsen zeigen ein flaches Abtauchen in Richtung Westen, wie auch die Faltenachsen des Serizit-Quarzites und des Kalzitmarmors. Die Schenkel der verfaulteten Isoklinalfalte dieser beiden Lithologien fallen mäßig steil nach Süden ein und streichen ebenso Ost-West. Der verfaultete Bereich ist auch am westlichen Nebengrat im Joch 2696 m auszumachen.

Die stark mylonitisierten Schenkel des Serizit-Quarzites können hingegen vom Knuttental bis in das Bärenental verfolgt werden. Dieser Serizit-Quarzit bildet eine mäßig steil nach Süden einfallende Scherzone, welche die Deckengrenze zum Ostalpin darstellt. An ihr hat ein großer Seitenversatz, aber auch ein nicht feststellbarer Höhenversatz der beiden Größeneinheiten stattgefunden.

Das südlich folgende, hangende austroalpine kristalline Basement streicht ebenfalls Ost-West und fällt im Schnitt mit 50-75° nach Süden ein. Der Metamergel steht in Wechselfolge mit geringmächtigen Lagen an Ortho- und Paragneis, was auf einen Isoklinalfaltenbau mit Amplituden im Hundert-Meter-Bereich dieser Lithologien schließen lässt. Der anschließende Paragneis, ein Albit-Blasten-Schiefer im Bereich des Gipfels 2768 m, wurde wie der südlich darauf folgende Amphibolitkörper intern isoklinal verfaultet. Beide erreichen somit im Bereich zwischen Katzenkofl und Gipfel 2768 m eine beträchtliche Mächtigkeit. Um den Gipfel 2768 m sind beide Lithologien wieder bereits verjüngt, wobei der Paragneis bzw. Albit-Blasten-Schiefer nach Osten hin noch stärker ausdünn. Der Amphibolit hingegen

| | Gesamte Messungen | Tauernfenster | Nördliches ostalpines Kristallin |
|-------------------------------|-------------------|---------------|----------------------------------|
| S | 175/74 | 174/74 | 178/74 |
| AE | 173/83 | 172/80 | 171/88 |
| L (flach nach Osten) | 089/20 | 085/20 | 100/28 |
| L (steil nach Osten) | 087/62 | 087/62 | - |
| L (flach nach Westen) | 261/23 | 258/23 | 263/23 |
| L (steil nach Westen) | 256/54 | 255/58 | 254/51 |
| FA (flach nach Osten) | 093/25 | 083/28 | - |
| FA (steil nach Osten) | 083/65 | 082/68 | - |
| FA (flach nach Westen) | 259/26 | 257/25 | 262/25 |
| FA (steil nach Westen) | 273/60 | 275/63 | - |

Tab. 1: Durchschnittswerte für Einfallrichtung und Einfallen der Schieferungsflächen (S), Achsenebenen (AE), Linearen (L) und Faltenachsen (FA) aus dem gesamten Kartiergebiet und aufgeteilt in Tauernfenster und nördliches ostalpines Kristallin. (-: nicht gemessen oder nur vereinzelt vorhanden)

erreicht in Richtung Knuttental wieder eine größere Mächtigkeit.

Auf den albitblastenführenden bzw. granatfreien Paragneis folgt ein granatführender und albitblastenfreier Paragneis südwestlich des Reiner Jöchls. Dieser erreicht in Richtung Süden eine Mächtigkeit von mehreren Hundert Metern (Abb. 4).

7. Strukturgeologie des Untersuchungsgebietes

Die strukturgeologischen Daten stammen aus dem nördlichen Bereich des ostalpinen Kristallins, aus dem Serpentinikomplex und den Bündnerschiefern, und wurden in der flächentreuen stereographischen Projektion der Flächen als Polpunkte bzw. Durchstoßpunkte in der nach oben geöffneten Halbkugel im Schmidt'schen Netz dargestellt und verglichen. Im Serpentinikörper konnten keine verwertbaren Strukturdaten gemessen werden. Die Einfallrichtungen und die Einfallwinkel der Schieferungsflächen über das gesamte Kartiergebiet wurden an 333 Aufschlusspunkten aufgenommen. Mittels Konturplots (Abb. 5) wurde jener Bereich festgelegt, über welchen der Durchschnittswert berechnet wurde. Die verwendeten Daten ergeben Durchschnittswerte der Einfallrichtung und des Einfallens von 175/74 über das gesamte Kartiergebiet (Tab. 1). Um einen möglichen Unterschied zwischen den Einfallrichtungen und -winkeln des Tauernfensters einschließlich des Serpentinikomplexes und dem Austroalpin feststellen zu können, wurden die Daten auch in zwei getrennten Plots dargestellt. Dabei erhält man Werte, die kaum voneinander abweichen, und zwar für das Tauernfenster 174/74 und für das südliche Austroal-

pin 178/74 (Abb. 6 und 7). Die gemessenen Achsenebenen sind konkordant mit den gemessenen Hauptschieferungsflächen, was aufgrund der im Gelände erkennbaren Strukturen zu erwarten war. Die gesamten Achsenebenen besitzen einen Durchschnittswert von 173/83. Auch für die Achsenebenen wurden die Daten des Tauernfensters und des Austroalpins in zwei verschiedenen Plots abgebildet. Hier erkennt man ebenso eine große Übereinstimmung beider Werte. Für den Serpentinikomplex einschließlich der Bündnerschiefer ergibt sich ein Wert von 172/80 und für das Austroalpin 171/88 (Tab. 1).

Die Durchstoßpunkte der Streckungslineare zeigen einen Ost-West gerichteten Trend, wobei die Lineare aber von steil bis flach nach Osten und Westen einfallen können. Daher wurden alle Werte in vier Gruppen eingeteilt. Die Einfallrichtungen und -winkel der Lineare ergeben für flach nach Westen einfallende

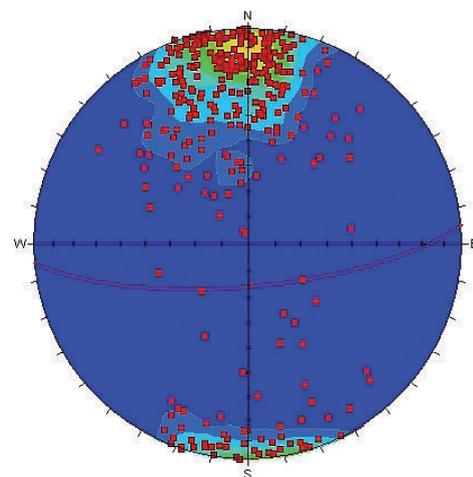


Abb. 5: Konturplot mit den Polpunkten der Schieferungsflächen im Schmidt'schen Netz (333 Datensätze).

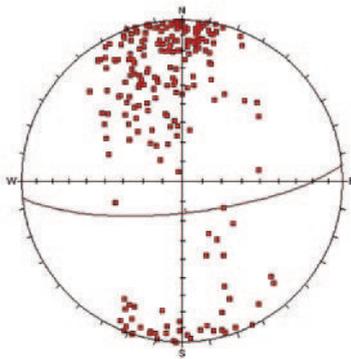


Abb. 6: Schieferungsflächen aus dem Tauernfenster mit einem Durchschnittswert von 174/74 (Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel, 218 Daten).

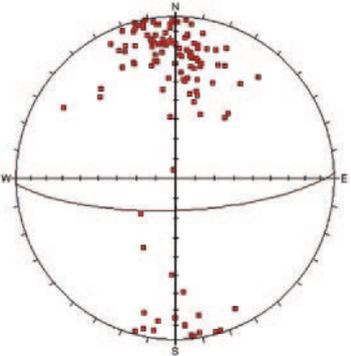


Abb. 7: Schieferungsflächen aus dem ostalpinen Kristallin mit einem Durchschnittswert von 178/74 (Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel, 115 Daten).

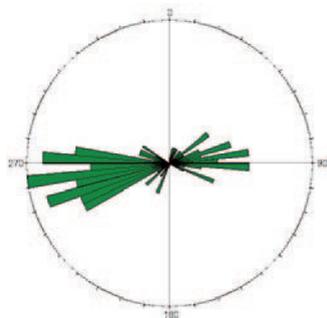


Abb. 8: Das unipolare Rosendiagramm zeigt gut den Ost-West gerichteten Trend der Streckungslineare im gesamten Kartiergebiet (106 Datensätze mit einem Intervall von 5°).

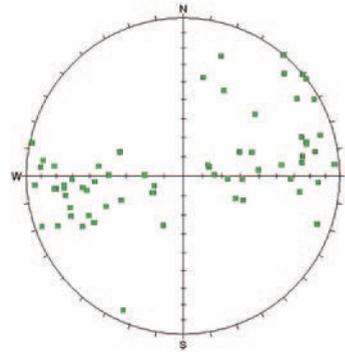


Abb. 9: Die Durchstoßpunkte der Streckungslineare aus dem Tauernfenster im Schmidt'schen Netz (untere Halbkugel) zeigen steil und flach stehende Werte nach Osten und nach Westen (65 Daten).

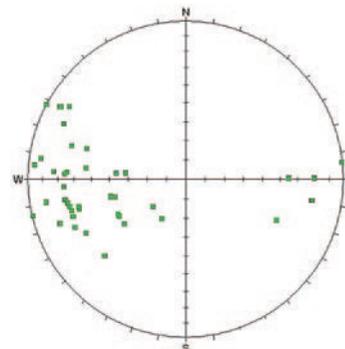


Abb. 10: Die Durchstoßpunkte der Streckungslineare aus dem Ostalpin im Schmidt'schen Netz (untere Halbkugel) weisen keine steil nach Osten einfallenden Werte auf (41 Daten).

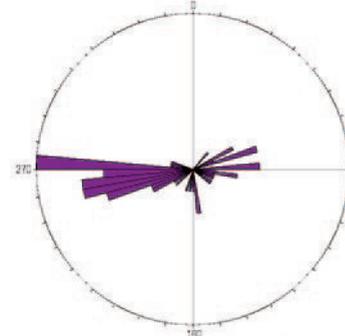


Abb. 11: Das unipolare Rosendiagramm zeigt gut den ebenfalls Ost-West gerichteten Trend der Faltenachsen im gesamten Kartiergebiet (57 Datensätze mit einem Intervall von 5°).

Lineare einen Durchschnittswert von 261/23, für die flach nach Osten einfallenden Lineare 089/20. Für steiler einfallende Lineare ergaben die Werte nach Westen 256/54 und nach Osten 087/62. Alle Streckungslineare wurden zusätzlich im Rosendiagramm (Abb. 8) dargestellt. Um auch für die Streckungslineare die eventuellen Abweichungen zwischen den beiden Einheiten erkennen zu können, wurden ebenfalls zwei Plots erstellt, in welchen man größere Unterschiede als bei den Schieferungsflächen und Achsenebenen erkennen kann. Jene des Tauernfensters fallen flach nach Westen mit 258/23 und flach nach Osten mit 085/20 ein. Weitere stehen steil nach Westen mit dem Wert 255/58 und steil nach Osten mit einem Durchschnittswert von 087/62. Im Austroalpin ergeben sich für die flach nach Westen einfallenden Lineare Werte von 263/23 und nach Osten 100/28. Steiler einfallende Lineare fallen nur nach Westen

mit 254/51, die flach nach Osten einfallenden Streckungslineare fehlen vollständig (Abb. 9 und 10).

Wie die Streckungslineare weisen auch die Faltenachsen einen West-Ost gerichteten Trend auf, mit denselben Variationen in Einfallrichtung und -winkel von steil bis flach. Die Faltenachsen zeigen einen noch deutlicheren Unterschied zwischen den Werten des Tauernfensters und jenen des Austroalpins. Die durchschnittlichen Daten der gesamten Messungen für die Faltenachsen ergeben für die flachen Faltenachsen nach Westen 259/26 und nach Osten 093/25, für die steileren Achsen nach Westen 273/60 und nach Osten den Wert 083/65. Die Faltenachsen wurden wie die Streckungslineare zusätzlich im Rosendiagramm (Abb. 11) dargestellt. Das Tauernfenster besitzt Faltenachsen mit durchschnittlichen Werten für die Einfallrichtung und den Einfallwinkel flach nach

Westen von 257/25 und nach Osten 083/28, steiler nach Westen 275/63 und Osten 082/68. Im Austroalpin konnten hauptsächlich flach verlaufende Faltenachsen nach Westen gemessen werden (262/25), die flach nach Osten einfallenden und die steiler nach Westen und Osten einfallenden Faltenachsen sind kaum vertreten.

8. Arbeitsmethoden

Elektronenstrahl-Mikrosonde

Die ersten Untersuchungen sind am Rasterelektronenmikroskop des Typs JEOL JSM 5310 LV am Institut für Baustofflehre der Universität Innsbruck durchgeführt worden. Darauf folgend wurde die Elektronenstrahl-Mikrosonde des Typs JEOL 8100 SUPERPROBE des Institutes für Mineralogie und Petrographie an der Universität Innsbruck verwendet. Die Beschleunigungsspannung betrug 15 kV und der Probenstrom 10 nA bzw. 20 nA. Die Messzeiten lagen bei 20 sec. (Peak) und 10 sec. (Background). Die Rohdaten wurden nach der $\phi\rho z$ -Methode korrigiert. Die qualitative Messung der Minerale wurde energiedispersiv durchgeführt. Um eine quantitative Aussage zu erhalten, wurde wellenlängendispersiv gemessen. Die verwendeten Standards waren synthetische bzw. natürliche Minerale wie Al_2O_3 und TiO_2 bzw. Almandin, Quarz, Pyrop, Jadeit und Chromit. Na-, K-, OH-, CO_2 -hältige Minerale wurden mit einem Raster von $15 \times 15 \mu m^2$ bzw. $20 \times 20 \mu m^2$ gemessen, um den Verlust dieser leicht flüchtigen Elemente bzw. Moleküle möglichst gering zu halten. Andere Minerale wie Amphibole, Granate, Epidote, Hämatit bzw. Magnetit oder Pentlandit wurden punktförmig gemessen.

Mit den BSE-Bildern (backscattered electron images) können im submikroskopischen Bereich Texturen und Details der Minerale abgebildet und die Darstellung feinsten Unterschiede in der Zusammensetzung eines Kornes ermöglicht werden. Bei den so genannten Röntgenverteilungsbildern wird die Verteilung der einzelnen Elemente über einen festgelegten Bereich des Sondenschliffes in den Mineralen veranschaulicht. Um nach den Messungen thermobarometrische Untersuchungen durchführen zu können, wurden mittels der resultierenden Daten vorerst die Mineralformeln und die entsprechenden Anteile der Endglieder berechnet. Die Amphibole sind mit dem Programm Amph-IMA04 von Mogessie et al. (2004) berechnet worden. Die Antigorite wurden mit dem Programm NORM II 4.0 (Ulmer, 1993, schriftl. Mitt.)

normiert und die restlichen Minerale mit dem Programm THERMOCALC 3.21 nach Holland & Powell (1998). Die Minerale der Kalzitmarmore wurden zusätzlich mit eigenen Tabellenberechnungen (EXCEL) verrechnet. Zum Berechnen der P - T Bedingungen wurde das Programm THERMOCALC 3.21 verwendet.

Röntgen Fluoreszenz Analyse

Die Haupt- und Spurenelemente von vier Serpentinproben wurden mittels der Röntgen Fluoreszenz Analyse (RFA) am Institut für Erdwissenschaften, Bereich Mineralogie und Petrologie der Karl-Franzens-Universität Graz gemessen. Bei diesem Gerät handelt es sich um eine wellenlängendispersive RFA (S4 PIONEER) mit einer 4 kW Endfenster – Rhodium Röntgenröhre der Firma BRUCKER. Die Pulver wurden am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck vorbereitet. Dazu wurden die Bruchstücke der Proben in einer Achatmühle zermahlen. Das angefertigte Gesteinspulver wurde in Graz vor dem Weiterverarbeiten im Trockenschrank bei ca. 80°C getrocknet. Das Pulver wurde an einer Präzisionswaage auf 4 Nachkommastellen in einen Platintiegel genau eingewogen. 1 g des Probenpulvers wurde mit der 7-fachen Menge an Flussmittel (Dilithiumtetraborat $Li_2B_4O_7$) gut durchmischt. Das Gemisch wurde im Platintiegel unter ständigen Schwenken über einer Flamme zur besseren Homogenisierung an der FUSION MACHINE der HD ELEKTRONIK und ELEKTROTECHNIK GmbH geschmolzen und anschließend in eine Platinform gegossen. Nach dem Abkühlen wurde die fertige Schmelztablette aus der Form gedrückt.

9. Petrographie

Die Petrographie wurde anhand von Dünnschliffen unter dem Polarisationsmikroskop ausgearbeitet. Die Hauptgemengteile werden nachfolgend aufgelistet, die Nebengemengteile werden nur allgemein als Akzessorien (Titanit, Zirkon, Apatit, Turmalin und/oder opake Minerale) bezeichnet. Die Bildbreite bei 2-facher Vergrößerung (x2) beträgt 4 mm, bei 4-facher Vergrößerung (x4) 2 mm und bei 10-facher Vergrößerung (x10) 1 mm. Aufgrund der Vielzahl der Lithologien wird im Folgenden nur auf eine Auflistung der Mineralparagenesen in den Gesteinen eingegangen.

Obere Schieferhülle (Bündnerschiefer)

Kalkglimmerschiefer: Quarz + Karbonat + Feldspat + Muskovit ± Biotit ± Chlorit + Akzessorien.

Schwarzglimmerschiefer bzw. -phyllit: Quarz + Muskovit + Feldspat + Graphit ± Biotit + Akzessorien (Abb. 12).

Serpentinitkomplex

Kalkglimmerschiefer: Quarz + Karbonat + Feldspat + Muskovit ± Biotit ± Chlorit + Akzessorien.

Glimmerschiefer: Quarz + Feldspat + Muskovit + Klinozoisit/Epidot + Chlorit + Turmalin ± Biotit ± Stilpnomelan? + Akzessorien.

Dolomitmarmor: Karbonat + Talk ± Muskovit + Akzessorien.

Kalzitmarmor : Karbonat ± Muskovit + Akzessorien.

Mineralreicher Marmor: Karbonat + Muskovit ± Quarz ± Plagioklas ± Chlorit + Akzessorien.

Zellendolomit: Karbonat + Akzessorien.

Karbonatbreckie: xenolithische Bruchstücke + karbonatische Matrix.

Serizit-Quarzit: Quarz + Muskovit (Serizit) + Akzessorien.

Grünschiefer: Epidot + Chlorit + Biotit + Amphibol + Quarz + Feldspat + Plagioklas + Karbonat + Akzessorien (Abb. 13).

Talk-Karbonat-Schiefer: Talk + Karbonat + Akzessorien (Abb. 14).

Talk-Magnetit-Schiefer: Talk + Karbonat + Amphibol + Muskovit + Quarz + Akzessorien.

Talk-Tremolit-Schiefer: Talk + Amphibol + Karbonat ± Muskovit ± Quarz + Akzessorien.

Ophikarbonat: Serpentin + Karbonat + Muskovit + Amphibol + Talk + Chlorit ± Plagioklas + Akzessorien.

Serpentinit: Serpentin + Pyroxen + Amphibol + Karbonat + Spinell ± Muskovit ± Chlorit + Akzessorien (Abb. 15).

Epidotfels: Epidot + Amphibol + Plagioklas + Quarz + Chlorit ± Karbonat ± Biotit ± Muskovit + Akzessorien.

Kalkreicher Glimmerschiefer: Feldspat + Quarz + Karbonat + Biotit + Muskovit + Chlorit + Akzessorien.

Austroalpines Basement

Orthogneis: Feldspat + Quarz + Muskovit + Akzessorien.

Granatfreier Paragneis: Feldspat + Quarz + Muskovit ± Biotit ± Chlorit + Akzessorien.

Granat-führender Paragneis: Feldspat + Quarz + Granat + Biotit + Chlorit + Karbonat ± Klinozoisit/Epidot ± Muskovit + Akzessorien.

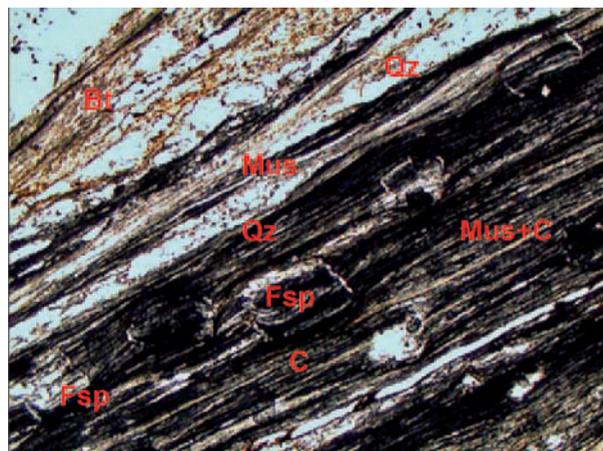


Abb. 12: Durchlichtaufnahme eines Schwarzglimmerschiefers mit Graphiteinschlüssen in den Feldspatblasten und Glimmern (parallele Nicols, Objektiv mit 4-facher Vergrößerung).

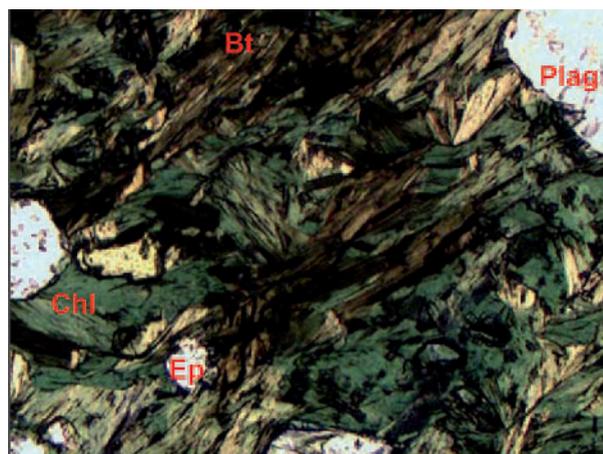


Abb. 13: Durchlichtaufnahme eines Grünschiefers mit porphyroblastischer Struktur: Die Paragenese besteht aus erwachsenen Chloriten und Biotiten mit farblosen Plagioklasen und Epidot (parallele Nicols, Objektiv mit 10-facher Vergrößerung).

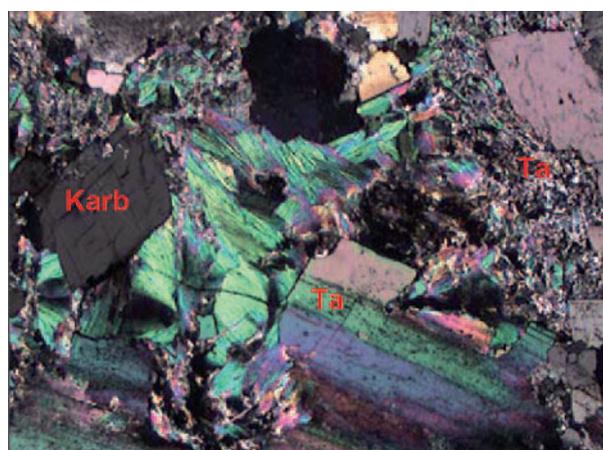


Abb. 14: Durchlichtaufnahme eines Talk-Karbonat-Schiefers mit fein- und grobschuppigem Talk und einzelnen Karbonatkörnern (parallele Nicols, Objektiv mit 4-facher Vergrößerung).

Amphibolit: Amphibol + Plagioklas + Quarz + Biotit + Chlorit ± Klinozoisit/Epidot ± Karbonat ± Muskovit + Akzessorien.

Metamergel besteht aus Glimmerschiefern, Grünschiefern und Amphiboliten. Glimmerschiefer: Quarz + Biotit + Muskovit + Feldspat. Grünschiefer: Epidot + Chlorit + Amphibol + Plagioklas + Quarz + Biotit. Amphibolit: Amphibol + Feldspat + Quarz + Biotit + Muskovit + Chlorit + Epidot + Akzessorien.

10. Mineralchemie

Mittels der Elektronenstrahl-Mikrosonde wurden die einzelnen Minerale auf ihre Zusammensetzung untersucht. Der Einbau bestimmter Elemente in die Struktur oder eventuelle Elementzonierungen einzelner Minerale lassen Schlüsse auf die Metamorphoseentwicklung zu. Dazu wurden einerseits BSE Bilder bzw. Elementverteilungsbilder (Röntgenverteilung) aufgenommen und einzelne Punkt- bzw. Rastermessungen durchgeführt. Markante Zonierungen weisen hauptsächlich Epidot und Amphibol aus dem Epidotfels (Abb. 16), die Amphibole der Grünschiefer des Serpentinikomplexes und die Amphibole des Amphibolites auf. Die Karbonate im mineralreichen Marmor zeigen ebenfalls eine chemische Zonierung.

Plagioklas, Chlorit und Biotit zeigen hingegen keine oder nur eine sehr schwache chemische Zonierung. Die Änderung der Zusammensetzung der Amphibole aus dem Epidotfels wurde mittels BSE-Bildern und Röntgenverteilungsbildern dargestellt. Die Kationenzahlen werden in apfu (atoms per formula unit) angegeben. Im Folgenden werden die Mineralchemismen nach den Mineralarten beschrieben. Für die Tabellen mit den gesamten mineralchemischen Daten wird auf die Diplomarbeit von Forer (2008) hingewiesen.

10.1 Epidot

Epidotfels: Die Epidote der Probe UF/772a besitzen einen dunklen, Fe-armen und Al-reichen Kern und einen helleren, Fe-reicheren und Al-ärmeren Rand. Die Zonierung der Epidote zeigt im Kern einen relativ hohen Al-Gehalt und im Randbereich einen relativ niederen Al-Gehalt und weist damit auf den retrograden Metamorphosepfad während des Kornwachstums hin.

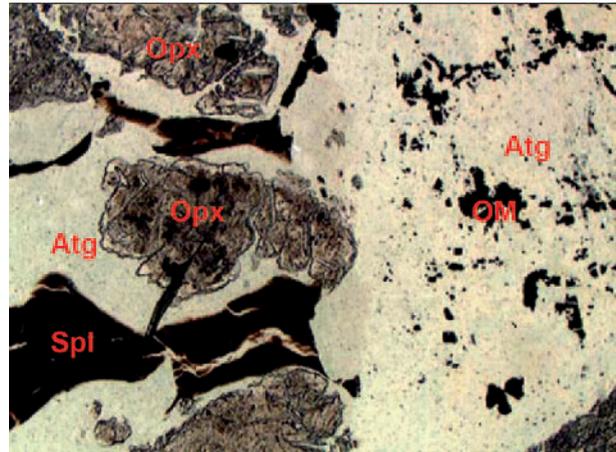


Abb. 15: Durchlichtaufnahme eines Serpentinits mit reliktischem Klinopyroxen, Spinellen und opaken Mineralen in einer Matrix aus feinfaserigen Serpentin (parallele Nicols, Objektiv mit 4-facher Vergrößerung).

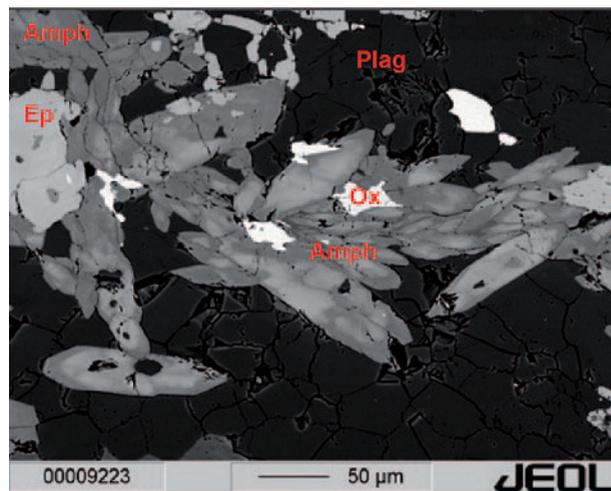


Abb. 16: BSE Aufnahme einer Probe aus dem Epidotfels mit Plagioklas, Epidot, Fe-Oxid und Amphibol mit gut erkennbarer Amphibolzonierung (heller Kern und dunkler Rand).

10.2 Amphibol

Epidotfels: Die Amphibole aus dem Epidotfels zeigen eine deutliche Zonierung mit hellem Kern und dunklem Rand. Die chemische Zusammensetzung der Amphibole weist auf den Verlauf des Metamorphosepfades während des Amphibolwachstums hin. Die Zusammensetzung der Kerne entspricht nach Moggessie et al. (2004) Winchiten, die Zusammensetzung der Amphibolränder Aktinolithen. Dies weist auf eine Druckentlastung hin und entspricht somit einem retrograden Metamorphosepfad. Bereits im BSE-Bild

(Abb. 16) ist die Zonierung im stängeligen Amphibol sehr gut zu erkennen. Vom Kern zum Rand hin nimmt Na auf der M(4)-Position und auf der A-Position ab. Ca und Mg nehmen hingegen zu, während Fe^{2+} und Fe^{3+} abnehmen. Al auf der VI- und IV-Position nimmt zum Rand hin ebenfalls ab und Si nimmt zu ($\text{Al}^{\text{VI}}\downarrow$, $\text{Al}^{\text{IV}}\downarrow$, $\text{Ca}\uparrow$, $\text{Fe}\downarrow$, $\text{Mg}\uparrow$, $\text{Na}^{\text{M4}}\downarrow$, $\text{Na}^{\text{A}}\downarrow$, $\text{Si}\uparrow$). Daraus können Vektoren abgeleitet werden, anhand derer man einen Teil des Metamorphosepfades rekonstruieren kann. Neben einem Fe-Mg Austausch finden drei weiteren Vektoren statt. Der Tschermak-Vektor (TS), der Edenit-Vektor (ED) und der Glaukophan-Vektor (GL) laufen während der Metamorphose ab. Laufen der Edenit- und der Glaukophan-Vektor vom Kern zum Rand hin ab, weist der ED auf eine Temperatur-Abnahme und der GL auf eine Druck-Abnahme während des Kornwachstums hin.

Grünschiefer: In diesem Kapitel wurden Amphibole aus verschiedenen Grünschieferproben (UF/370a, UF/408, UF/406a, UF/407a) des Serpentinitskomplexes untersucht. Aus den errechneten Mineralformeln wurden die Werte für Na, Ca, Al und Si entnommen und nachfolgende Verhältnisse berechnet, welche im Diagramm nach Laird and Albee (1981) dargestellt wurden ($100\text{Na}/(\text{Ca} + \text{Na})$ und $100\text{Al}/(\text{Si} + \text{Al})$). Die Punkte der Kerne und Ränder wurden farblich unterschiedlich dargestellt, um einen eventuellen Trend erkennen zu können. Die Resultate für die Amphibolkerne, als gelbe Dreiecke dargestellt, liegen bei verhältnismäßig hohen $100\text{Al}/(\text{Si} + \text{Al})$ – Werten und niedrigeren $100\text{Na}/(\text{Ca} + \text{Na})$ – Werten. Die Amphibolränder besitzen relativ zu den Kernen niedrigere $100\text{Al}/(\text{Si} + \text{Al})$ – Werte und ebenfalls niedrigere $100\text{Na}/(\text{Ca} + \text{Na})$ – Werte. Man kann somit sehr gut auf die *P-T* Entwicklung während der Wachstumsphase schliessen, obwohl nur eine relative Druckänderung zwischen dem Kern- bzw. Randbereich der Mineralkörner und keine Aussage über den absoluten Druck abgeleitet werden kann. Die Kerne befinden sich deutlich im Bereich der Hochdruck, Sanbagawa & Franciscan Zone, hingegen liegt die chemische Zusammensetzung der Ränder in der Mitteldruck, Dalradian Zone nach Laird and Albee (1981). Die Kerne haben somit relativ zum Rand eindeutig höhere Drücke erfahren (Abb. 17).

Austroalpin: Die Amphibole aus den Amphiboliten des Austroalpins besitzen nach Mogessie et al. (2004)

randlich eine aktinolithische Zusammensetzung. Im Kern gibt es leichte chemische Variationen von Magnesiohornblende, Tschermakit oder Ferropargasit.

Serpentin: Bei den Amphibolen aus dem Serpentin handelt sich nach Mogessie et al. (2004) ausschließlich um Tremolit mit einer Kationenzahl für das Si von 7.90–8.00 apfu, für Mg von 4.70–4.90 apfu und für Ca 1.93–2.00 apfu.

Talk-Tremolitschiefer: Bei den Amphibolen aus dem Talk-Tremolit – Schiefer handelt sich nach MOGESSIE et al. (2004) ausschließlich um Tremolit mit einer Kationenzahl für das Si von 7.90–7.98 apfu, für Mg von 4.73–4.81 apfu und für Ca 1.89–2.00 apfu. Bei den Amphibolen aus Amphiboliten des Metamergel handelt sich nach Mogessie et al. (2004) im Rand um Aktinolith und im Kern um Tschermakite. Der Tschermakit besitzt folgende Kationenzahlen: für das Si 6.43 apfu, für Al 2.38 apfu, für Mg 1.95 apfu, für Fe^{2+} 1.95 apfu. Im Aktinolith beträgt die Kationenzahl für das Si 7.89 apfu, für Al 0.19 apfu, für Mg 3.35 apfu und für Fe^{2+} 0.93 apfu.

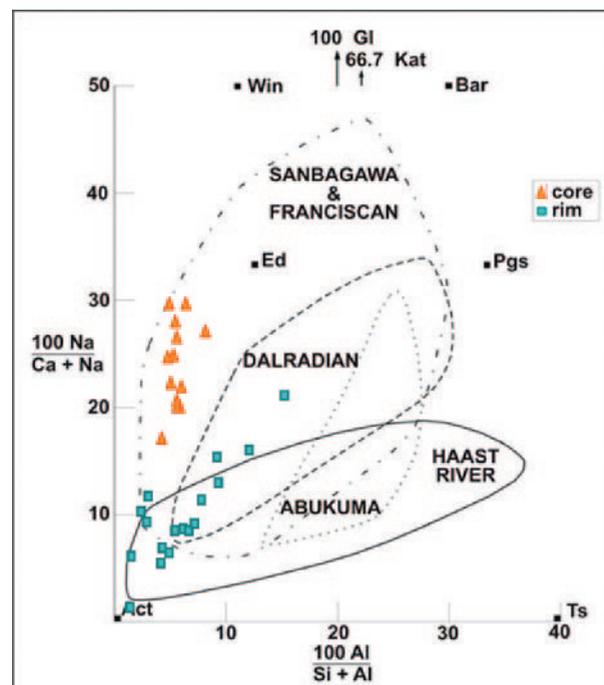


Abb. 17: Amphibole aus dem Grünschiefer: $100\text{Na}/(\text{Ca} + \text{Na})$ – $100\text{Al}/(\text{Si} + \text{Al})$ Diagramm von Laird and Albee (1981). Kern, Rand. Nach der Klassifikation von Leake et al. (2004) handelt es sich im Kern um Aktinolith und randlich um Magnesiohornblende.

10.3 Plagioklas

Die Plagioklase sind in allen Lithologien annähernd reine Albite und weisen nur in den Amphiboliten des Austroalpins eine schwache Zonierung auf. Dort weisen die Kerne folgende Kationenzahlen für Si 2.908 apfu, Al 1.083 apfu, Ca 0.075 apfu, Na 0.940 apfu auf. Die Ränder besitzen für Si 3.002 apfu, für Al 0.998 apfu, für Ca 0.006 apfu und für Na 0.957 apfu. Alle Plagioklase der anderen Lithologien liegen in etwa bei Werten wie die oben angeführten Ränder.

10.4 Biotit

Die Biotite aus dem Amphibolit weisen Schwankungen der Werte für Mg und Fe²⁺ auf, trotzdem können optisch keine eindeutigen Zonierungen festgestellt werden. Die Kationenzahlen für Si betragen 2.848 apfu, für Al 1.330 apfu, für Mg 1.128-1.2 apfu und für Fe²⁺ 1.450-1.505 apfu. Für die Biotite aus den Lithologien des Serpentinittkomplexes wurden Werte für Si von 2.811-2.886 apfu erhalten, für Al 1.315-1.442 apfu, für Mg 1.307-1.579 apfu und für Fe²⁺ 0.943-1.154 apfu.

10.5 Chlorit

Im Chlorit konnte keine chemische Zonierung festgestellt werden. Die Kationenzahlen der Chlorite aus den Serpentinitten und dem Talk-Tremolit-Schiefer liegen für Si bei 3.2-3.3 apfu für Al 1.2 apfu, für Mg 4.9 apfu und für Fe²⁺ bei 0.3 apfu. Jene der Grünschiefer und Epidotfelse liegen für Si bei 2.8 apfu, für Al bei 2.4 apfu, für Mg bei 3.1 apfu und für Fe²⁺ bei 1.6 apfu.

10.6 Muskovit

Im Muskovit aus dem mineralreichen Marmor wurde eine schwache Zonierung festgestellt. Der in den anderen Lithologien annähernd fehlende Cr-Gehalt ist hier erhöht. Die Kationenzahlen für Si ist 3.2 apfu, für Al 2.2 apfu, für Mg 0.19 apfu, für Fe²⁺ 0.24 apfu und für Cr bei 0.11 bis 0.22 apfu. Die Muskovite der Amphibolite zeigen eine unregelmäßige, schwache Zonierung. Die Kationenzahlen im Kernbereich betragen für Si 3.268 apfu, für Al 2.383 apfu, für Mg 0.197 apfu, für Fe²⁺ 0.104 apfu und für Na 0.248 apfu. Für den Randbereich betragen sie für Si 3.201 apfu, für Al 2.497 apfu, für Mg 0.221 apfu, für Fe²⁺ 0.120 apfu und für Na 0.044 apfu.

Die Kationenzahlen der Muskovite aus dem Epidotfels liegen für Si bei 3.4 apfu, für Al bei 2.1 apfu, für Mg bei 0.4 apfu, für Fe²⁺ 0.1 apfu und für Cr <0,01 apfu.

10.7 Karbonat

In den Dolomitkörnern aus den mineralreichen Marmoren ist eine starke chemische Zonierung erkennbar. Im Gegensatz dazu gibt es im Kalzit nur eine schwache Zonierung. In den anderen Lithologien erkennt man an den BSE-Bildern und auch anhand der Messdaten im Karbonat keine Zonierung. Die Karbonatanalysen aus den unterschiedlichen Lithologien sind wie folgt:

Epidotfels: Die Kationenzahl des Kalzites aus dem Epidotfels ist für Ca 1.90-1.96 apfu für Mg 0.01-0.02 apfu, für Mn 0.02-0.04 apfu und für Fe²⁺ 0.01-0.02 apfu.

Grünschiefer: Die Kationenzahl des Kalzites aus dem Grünschiefer ist für Ca 1.97-1.98 apfu, für Mg 0.01 apfu, für Mn 0.01 apfu und für Fe²⁺ 0.01 apfu.

Mineralreicher Marmor: Die Kationenzahl des Kalzitkerns ist für Ca 1.93 apfu, für Mg 0.06 apfu, für Mn 0.01 apfu und für Fe²⁺ 0.01 apfu. Die Kationenzahl des Kalzitrandes ist für Ca 1.92 apfu, für Mg 0.05 apfu, für Mn 0.01 apfu und für Fe²⁺ 0.03 apfu. Die Kationenzahl des Dolomitkerns aus dem Grünschiefer ist für Ca 1.02 apfu, für Mg 0.89 apfu, für Mn <0.01 apfu und für Fe²⁺ 0.09 apfu. Die Kationenzahl des Dolomitrandes ist für Ca 1.99 apfu, für Mg 0.77 apfu, für Mn 0.01 apfu und für Fe²⁺ 0.17 apfu.

Talk-Tremolitschiefer: Die Kationenzahl des Kalzites ist für Ca 1.94 apfu, für Mg 0.04 apfu, für Mn 0.01 apfu und für Fe²⁺ <0.01 apfu. Die Kationenzahl des Dolomits aus dem Grünschiefer ist für Ca 0.99 apfu, für Mg 0.94 apfu, für Mn 0.01 apfu und für Fe²⁺ 0.06 apfu.

Serpentinitt: Kalzit: Die Kationenzahl des Kalzites beträgt für Ca 1.89 apfu, für Mg 0.09 apfu, für Mn 0.01 apfu und für Fe²⁺ 0.01 apfu. Dolomit: Die Kationenzahl des Dolomits ist für Ca 0.93-0.97 apfu, für Mg 0.95-1.01 apfu, für Mn 0.01 apfu und für Fe²⁺ 0.03-0.04 apfu. Magnesit: Die Kationenzahl des Magnesits ist für Ca <0.03 apfu, für Mg 1.73-1.83 apfu, für Mn 0.01-0.02 apfu und für Fe²⁺ 0.15-0.18 apfu.

10.8 Serpentinminerale

Aus der Mikrosondenanalyse geht lediglich hervor, dass es sich um ein Serpentinmineral handelt. Die Mineralformelberechnung wurde mit dem Programm NORM II 4.0 durchgeführt. Die Kationenzahlen der Serpentinminerale sind für Si 1.643–1.914 apfu, für Al 0.149–0.675 apfu, für Mg 2.503–2.723 apfu und für Fe²⁺ 0.142–0.184 apfu. Die Kationenzahlen der Serpentinminerale aus dem Talk-Karbonat-Schiefer sind für Si 1.990 apfu, für Al 0.090 apfu, für Mg 2.649 apfu und für Fe²⁺ 0.225 apfu. Um die Serpentinmodifikation bestimmen zu können, wurde eine qualitative Analyse mittels Pulverröntgendiffraktometrie durchgeführt. Das Pulver der vier Proben verschiedener Serpentinite wurde auf die Probenträger gegeben. Die Serpentinmodifikation wurde durch Vergleich mit vorgegebenen Datensätzen bestimmt. Daraus geht hervor, dass die Serpentinminerale der massiven Serpentinite nahezu ausschließlich Antigorit (Blätterserpentin) sind. Die Kluffüllungen bestehen aus Chrysotilasbest (Faserserpentin).

10.9 Klinopyroxen

Die reliktschen Klinopyroxene aus dem Serpentin zeigen keine Zonierung. Die Kationenzahlen sind für Si 1.990 apfu, für Mg 0.980 apfu, für Ca 1.978 apfu und für Fe²⁺ 0.040 apfu.

10.10 Chromspinell

Die Chromspinelle aus den Serpentiniten sind rekrystallisierte Magnetite mit einer Cr-Komponente von 2.24 – 6.68 Gew. % Cr₂O₃.

11. Geochemie der Serpentinite

Melcher et al. (2002) stellen anhand der untersuchten Haupt- und Spurenelemente von Serpentiniten einen Zusammenhang zwischen den geochemischen Daten und der Genese der ehemaligen Ultramafite her. Daher wurde versucht, die Serpentinite des Arbeitsgebietes geochemisch zu charakterisieren. Drei von vier Proben stammen aus dem massiven Serpentinittkörper. Die vierte Probe besteht zum Teil aus Serpentin, zum Teil aus karbonatischer Kluffüllung, daher konnten für diese Probe keine verwertbaren Daten gewonnen werden. Für die Haupt-

elemente erhielt man interpretierbare Daten. Die Spurenelementgehalte lagen zum Teil deutlich unter der Messgrenze, sodass nicht genügend verwertbare Daten produziert werden konnten. Aufgrund des relativ niedrigen Mg-Gehaltes der untersuchten Gesteine kann in den nachfolgenden Diagrammen keine Zuordnung zu vergleichbaren Gebieten wie dem Ochsner und dem Stubachtal erkannt werden. Aufgrund des Al₂O₃-Gehaltes erfolgt eine Zuweisung eher zu den Lherzolithen (Abb. 18). Die von Melcher et al. (2002) untersuchten mesozoischen Einheiten des Penninikums aus der Matreier Zone entsprechen daher den

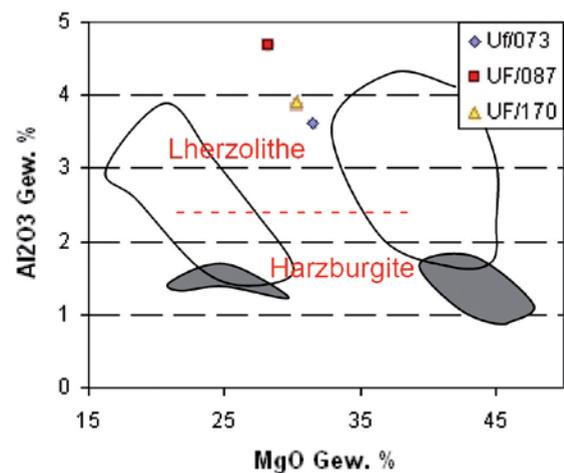


Abb. 18: MgO - Al₂O₃ Diagramm für ultramafische Gesteine der Penninischen Einheiten (ungefüllte Flächen: Ochsner, graue Felder: Stubachtal – Melcher et al., 2002) und den drei Proben (UF/073, UF/087, UF/170) aus dem Serpentinittkomplex (Schönberg-Spitz).

Serpentiniten aus dem Serpentinittkomplex dieser Arbeit (Bärental, Pürschthal, Poinland – entspricht dem Buinland aus Melcher et al., 2002).

Die Klassifikation der Ultramafite basiert auf dem Modalbestand von verwendeten Relikten primärer magmatischer Minerale. Die Gesteine aus dem Poinland sind demnach ehemalige Lherzolithen und Harzburgite. In der Matreier Zone wurden die meisten ultramafischen Gesteine vollkommen in Serpentinitt umgewandelt. Tremolit, Chlorit, und Karbonat ersetzen die primären Klinopyroxene und diese werden wiederum von Antigorit ersetzt. Primäre Spinelle sind im Allgemeinen zu chromhaltigen Magnetiten rekrystallisiert. Die Serpentinite von Matrei in Osttirol sind weniger deformiert und weisen oft charakteristische Texturen einer Pseudomorphose auf (Melcher et al., 2002).

12. Thermobarometrie:

Thermometrie

Um die Temperaturen der alpidischen Metamorphose in den untersuchten Gesteinen feststellen zu können, wurden das Kalzit-Dolomit-Solvusthermometer an drei verschiedenen Lithologien angewandt. Das Kalzit-Dolomit Thermometer nach Rice (1977) und Anovitz & Essene (1987) wurde an drei verschiedenen Lithologien angewandt: Am mineralreichen Marmor (UF/015a), am Serpentin (UF/087) und am Talk-Tremolit-Schiefer (UF/410). Dieses System re-equilibriert relativ schnell, was zu einer Erniedrigung der Temperaturen führen kann. Die durchschnittlichen Temperaturen nach Rice (1977) liegen zwischen 387°C und 496°C, nach Anovitz & Essene (1987) liegen die Temperaturen ein wenig tiefer, und zwar zwischen 335°C und 481°C.

Multiequilibrium-Thermobarometrie

Mittels der Multiequilibrium-Thermobarometrie kann man die P - T Bedingungen der alpidischen Metamorphose simultan berechnen. Die Daten wurden mit dem Programm THERMOCALC 3.21 (Holland & Powell, 1998) eruiert. Bei dieser Art von Berechnung werden alle möglichen Mineralreaktionen zwischen einem definierten Set an Phasenkomponenten berechnet. Aus diesen ergeben sich einzelne Gruppen an Reaktionen, welche einen Schnittpunkt ergeben. Die Berechnungen von zwei Grünschieferproben ergaben P - T Bedingungen von 7.3 – 8.6 kbar und 480 – 504°C.

13. Diskussion

Mit Hilfe struktureller, mineralchemischer und petrologischer Untersuchungen wurde versucht, eine Zuordnung des Serpentin Komplexes zu den nördlich (Bündnerschiefer) und südlich (ostalpinen Kristallin) angrenzenden Einheiten zu treffen. Wie aus den strukturellen Daten eindeutig hervorgeht, verlaufen die Achsenebenen annähernd parallel zu den Schieferungsflächen und die Faltenachsen nahezu parallel zu den Linearen. Die untersuchten Einheiten müssen bereits während dem letzten Metamorphose/Deformationsereignis im Verband gestanden haben, so dass sich über das gesamte Untersuchungsgebiet diese konkordanten Hauptschieferungsflächen bilden konnten. Auffallend ist, dass im Austroalpin die flach nach Osten fallenden Lineare und Faltenachsen fast vollständig fehlen, aber auch die steil nach Westen

und Osten verlaufenden kaum vorzufinden sind. Dies weist auf eine unterschiedliche strukturelle Entwicklung der beiden Groseinheiten vor der letzten Deformation hin. Im mylonitisierten Serpentin-Quarzit, welcher die Grenze zwischen dem Serpentin Komplex (Liegendblock) im Norden und dem Austroalpin (Hangendblock) im Süden darstellt, kann ein dextraler Schersinn anhand der Glimmerfische erkannt werden. Diese dextrale Scherbewegung und die flach verlaufenden Streckungslineare (257/25) bestätigen die ENE-gerichtete, orogen-parallele Extension und Exhumation des Tauernfensters (Fügenshuh et al., 1997). Da kein tektonischer Kontakt zwischen den Bündnerschiefern und dem Serpentin Komplex nachgewiesen werden konnte, jedoch zwischen dem Serpentin Komplex und dem südlich angrenzenden austroalpinen Basement eine markante mylonitische Deckengrenze verläuft, wird der Serpentin Komplex als Südrand des Tauernfensters angesehen. Er bildet keine eigenständige Einheit sondern kann aufgrund von konkordanten Strukturen und der gleichen Metamorphoseentwicklung dem Tauernfenster zugeordnet werden.

Aufgrund der chemischen Zonierung der Amphibole kann eine deutliche Unterscheidung zwischen den penninischen und den austroalpinen Einheiten im Gebiet getroffen werden. Die Zusammensetzung der Amphibolkerne aus Grünschiefern im Serpentin Komplex entspricht Winchiten, die Zusammensetzung der Amphibolränder Aktinolithen. Die Amphibole aus den Amphiboliten des Austroalpins besitzen zwar randlich ebenfalls eine aktinolithische Zusammensetzung, im Kern können sie aber als Magnesiohornblende, Tschermakit oder Ferropargasit klassifiziert werden. Korreliert man die mineralchemischen Daten mit Altersdaten aus dem Penninikum und dem Austroalpin (siehe Thöni, 1999) zeigt sich, dass die Gesteine des Serpentin Komplexes eine alpidische blauschieferfazielle Entwicklung aufweisen, während die Gesteine des Austroalpins eine polyphase Entwicklung mit variszisch, amphibolitfaziell und eoalpidisch grünschieferfaziell Amphibolwachstum aufweisen.

Die Metamorphosetemperaturen des Serpentin Komplexes und jene der Bündnerschiefer sind ähnlich. In den Bündnerschiefern wurde mittels des Kristallisationsgrades von graphitischem Material nach Beyssac et al. (2002) eine maximal erreichte Temperatur von 420–540°C ermittelt (Forer et al., 2009). Die Temperaturen des Serpentin Komplexes, welche mittels des Kalzit-Dolomit Solvus Thermometers be-

stimmt wurden, liegen zwischen 334°C und 496°C. Bickle & Powell (1977) ermittelten Temperaturen von 410°C am Top der Matreier Zone im Glocknergebiet. Der geothermische Gradient bis hin zum Großglockner beträgt 25°C/km und somit steigt die Temperatur im Tauernfenster bis auf 490°C an (siehe Hoinkes et al., 1999). Der ermittelte Temperaturbereich für den Serpentinithkomplex nach der Kalzit-Dolomit Solvus-thermometrie ist somit gut mit den Daten von Bickle & Powell (1977) für den Tauernfenster-Südrand korrelierbar und daher in Übereinstimmung mit dem grünschiefer/amphibolitfaziellen Abschnitt des retrograden alpidischen *P-T* Pfades des Tauernfensters vor 35-25 Ma (siehe Thöni, 1999). Die Druck- und Temperaturbedingungen nach der Berechnung mit THERMOCALC 3.21 für den Serpentinithkomplex entsprechen denen der unteren Blauschieferfazies bzw. oberen Grünschieferfazies mit einem Druck von etwa 7 – 8 kbar und einer Temperatur von ca. 500°C. Die Amphibolzonierung im Grünschiefer weist auf eine blauschiefer-, grünschieferfazielle Metamorphoseentwicklung hin in Übereinstimmung mit der druckbetonten alpidischen Metamorphose im Tauernfenster, die sich in Lawsonitpseudomorphosen äußert (siehe Hoinkes et al., 1999). Für den alpidischen Metamorphosepfad ergibt sich daraus ein „clockwise *P-T* path“ mit Druck- und Temperaturabnahme während des Mineralwachstums (Abb. 19).

Diese offensichtlich gut übereinstimmenden *P-T* Bedingungen der alpidischen Metamorphose zwischen den Bündnerschiefern, dem Serpentinithkom-

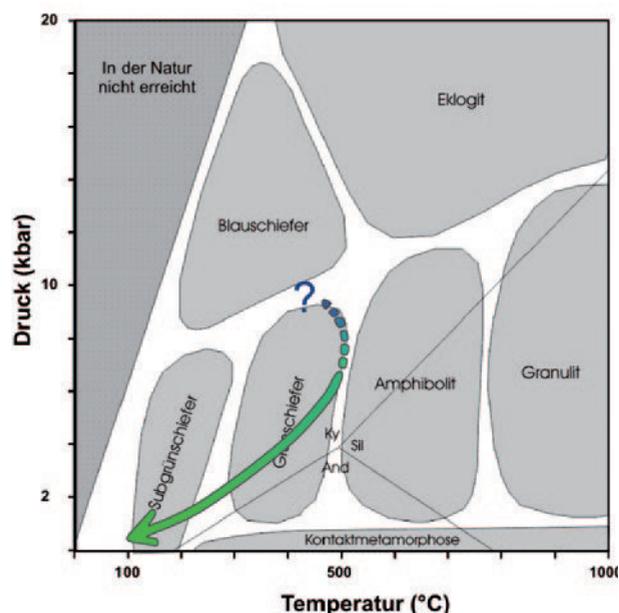


Abb. 19: Metamorphosepfad des Serpentinithkomplexes.

plex und dem Ostalpin bestätigen daher die strukturgeologischen Ergebnisse, die darauf hinweisen, dass diese Einheiten während der alpidischen Metamorphose bereits im Verband waren.

Danksagung

Dank gilt Dr. Reinhard Kaindl für die Unterstützung am Raman-Spektrometer, Dr. Richard Tessadri für die Messungen am Pulverröntgendiffraktometer, Prof. Bernhard Fügenschuh für die Diskussion über die Strukturgeologie, Prof. Christoph Hauzenberger, Universität Graz, für die Röntgen Fluoreszenz Analysen und Dr. Andreas Saxer für die Einweisung am Rasterelektronenmikroskop. Herrn Dr. Manfred Rockenschau wird für die Durchsicht des Manuskriptes und die Kommentare gedankt.

Literatur

Literatur

- Anovitz, L.M. & Essene, E.J. (1987): Phase Equilibria in the System $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$. - *Journal of Petrology*, 28: 389-415.
- Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C. & Rouzaud, J. N. (2002): Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. - *Journal of Metamorphic Geology*, 20: 859-871.
- Bianchi, A., Dal Piaz, G. & Merla, G. (1930): Carta geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100000, Foglio Monguelfo.
- Bickle, M.J. & Powell, R. (1977): Calcite-dolomite geothermometry for iron-bearing carbonates. - *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 59(3): 281-292.
- Forer, U. (2008): Petrologie und Strukturgeologie am Tauernfenster-Südrand im Ahrntal. -Unveröffentl. Diplomarb., Universität Innsbruck, 150 S.
- Forer, U., Kaindl, R., Tropper P. & Mair, V. (2009): Mikro-Ramanspektroskopische Thermometrie an graphithältigen Bündnerschiefern am Tauernfenstersüdrand im Ahrntal (S-Tirol, Italien). - *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* (in Druck).
- Frisch, W. (1984): Sedimentological response to late Mesozoic subduction in the Penninic windows of the Eastern Alps. - *Geologische Rundschau*, 73: 33-45.

- Frisch, W. (1987): Die Matreier Zone und ihre Bedeutung für die alpidische Orogenese. – Uni-Aktuell, Universität Salzburg, 10, 15 S.
- Fuchs, G. & Linner, M. (2005): Die geologische Karte der Sadnig-Gruppe: Ostalpines Kristallin in Bezug zur Matreier Zone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 145: 293-301.
- Fügenschuh, B., Seward, D. & Mancktelow, N.S. (1997): Exhumation in a convergent orogen: The Western Tauern Window. – Terra Nova 9: 213-217.
- Hoinkes, G., Koller, F., Rantitsch, G., Dachs, E., Höck, V., Neubauer, F. & Schuster, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 79: 155-181.
- Holland, T.J.B. & Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. – Journal of Metamorphic Geology, 16: 309-343.
- Klebsberg, R. von (1935): Geologie von Tirol. – Gebrüder Bornträger, Berlin, 872 S.
- Laird, J. & Albee, A.L. (1981): Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist; their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. – American Journal of Science, 281: 127-175.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S. & Birch, W.D. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. – Mineralogical Magazine, 405: 295-321.
- Melcher, F., Meisel, T., Puhl, J. & Koller, F. (2002): Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry. – Lithos, 65: 69-112.
- Mogessie, A., Ettinger, K. & Leake, B.E. (2004): AMPH-IMA04, a revised Hypercard program to determine the name of an amphibole from chemical analyses according to the 2004 International Mineralogical Association scheme. – Mineralogical Magazine, 68: 825-830.
- Rice, J.M. (1977): Contact metamorphism of impure dolomitic limestone in the Boulder Aureole, Montana. – Contributions to Mineralogy and Petrology, 59: 237-259.
- Rost, H. (1989): Zur Geologie, Petrographie und Tektonik des Pennins, der Matreier Zone und des Altkristallins zwischen Püschbach und Großklausbach (Durreck-Gruppe, Ahrntal, Südtirol). – Unveröffentlichte Diplomarbeit Universität Erlangen-Nürnberg, 192 S.
- Stingl, V. & Mair, V. (2005): Einführung in die Geologie Südtirols. – Autonome Provinz Bozen, Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Kardaun (BZ), 80 S.
- Stöckher, B. (1982): Deformation und retrograde Metamorphose im Altkristallin NW' Bruneck (Südtirol). – Unveröffentlichte Dissertation Universität Erlangen-Nürnberg; 215 S.
- Thiele, O. (1980): Das Tauern Fenster. – In: Oberhauser, R. (Hrsg.), Der Geologische Aufbau Österreichs. Springer Verlag, Wien, 300-314.
- Thöni, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 79: 209-230.
- Tollmann, A. (1963): Ostalpensynthese. – Deuticke, Wien, 256 S.
- Tollmann, A. (1977): Geologie von Österreich, Band 1, Die Zentralalpen. – Deuticke, Wien, 766 S.

Manuskript eingereicht: 9.4.2009

Überarbeitetes Manuskript angenommen: 3.7.2009

THE CARNIAN PLUVIAL EVENT IN THE TOFANE AREA (CORTINA D'AMPEZZO, DOLOMITES, ITALY)

Anna Breda¹, Nereo Preto^{1,2}, Guido Roghi², Stefano Furin³, Renata Meneguolo^{1,4}, Eugenio Ragazzi⁵, Paolo Fedele⁶, Piero Gianolla³.

With 24 figures

¹ Department of Geosciences, University of Padova, Italy;

² Institute of Geosciences and Earth Resources, CNR, Padova, Italy;

³ Department of Earth Science, University of Ferrara, Italy;

⁴ StatoilHydro ASA, Stavanger, Norway;

⁵ Department of Pharmacology, University of Padova, Italy;

⁶ Museo delle Regole, Cortina D'Ampezzo.

Introduction

What happened at the end of the Early Carnian, some 235–230 million years ago? All over the Dolomites, the lower–upper Carnian transition is evident from the distance as a break between the majestic rock walls of the massive Cassian Dolomite and those of the well bedded Dolomia Principale. This morphological step is strikingly evident, for example, all around the Sella Platform, and locally evolved to extended plateaus, as below the Tre Cime di Lavaredo or at Lagazuoi, north of Passo Falzarego. Even the slopes of Col Gallina and Nuvolau, uniformly dipping northward toward Passo Falzarego, are structural surfaces representing the exhumed platform top of the demised lower Carnian Cassian Dolomite (Fig. 1). And here our excursion starts.

The aim of this field trip is twofold.

On the one hand, evidence will be shown of a climatic swing from arid, to humid, and back to arid climate in the Carnian of the Tofane area. We here denote the whole climatic episode, regardless of its polyphase nature, as the “Carnian Pluvial Event”.

On the other hand, the effects of this climatic event on sedimentation and biota will be illustrated, from the km scale of carbonate platform geometries to the smaller scale of facies associations and lithologies. The morphological features of famous mountain groups of the Dolomites, as depicted above, are a direct consequence of the sedimentary turnover triggered by the Carnian Pluvial Event.

The locality we have chosen for this purpose is the area at the foot of the Tofane mountains, with the sections at Passo Falzarego and Rifugio Dibona, the last one probably the best exposed and complete section encompassing the Carnian Pluvial Event (Fig. 1). The Tofane mountains face the “conca di Cortina”, at the heart of the Dolomites, a paradise for mountain lovers. We hope to convince you that this is also a paradise for earth scientists.

THE CARNIAN PLUVIAL EVENT

The term “Carnian Pluvial Event” denotes an episode of increased rainfall which had a well recognizable and widespread influence on Carnian marine and continental sedimentary systems. Its onset is da-

ted to the latest Early Carnian (Julian), by ammonoid and conodont biostratigraphy (Fig. 2). Initially identified as one of the major turnovers in the stratigraphic evolution of the Northern Calcareous Alps (the “Reingrabener Wende” of Schlager and Schöllnberger, 1974), it was then interpreted as a shift towards

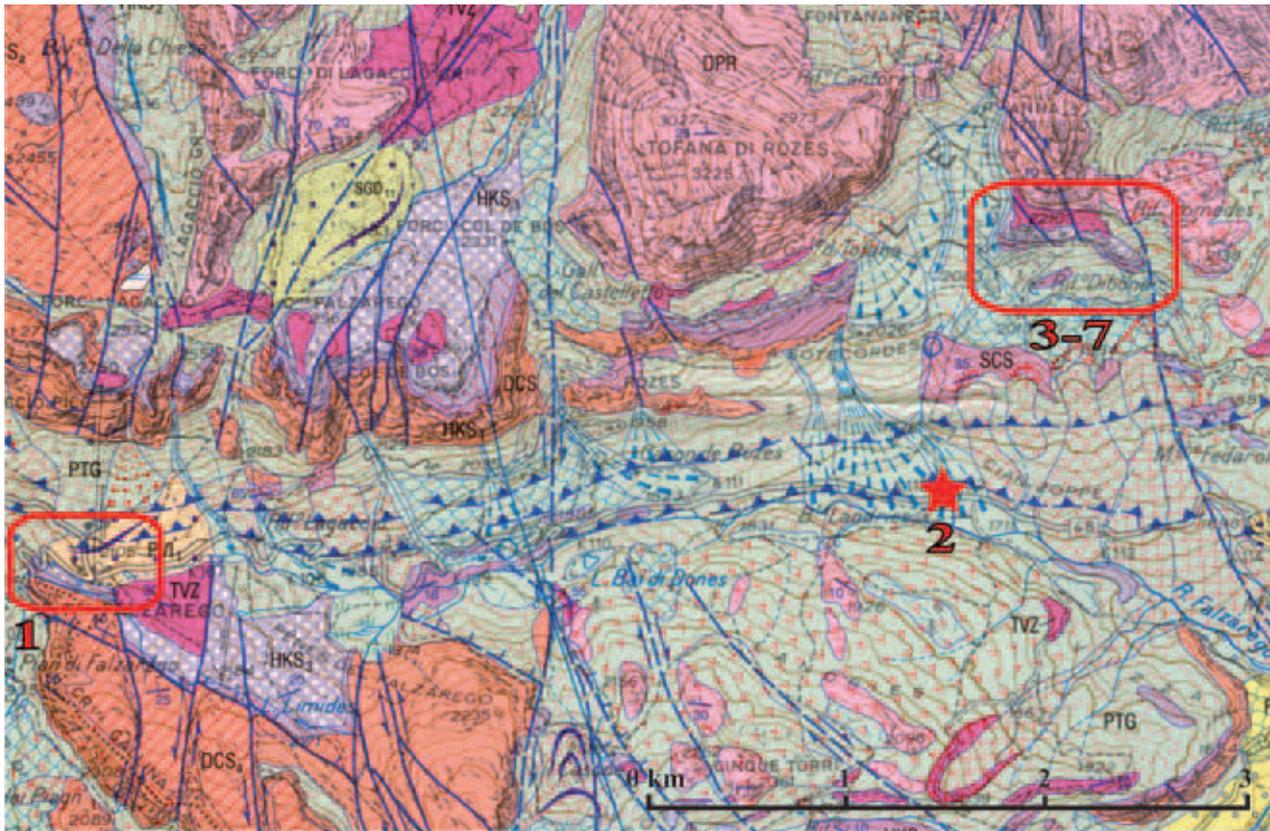


Fig. 1: Location of stops and geology of the Passo Falzarego - Tofane - Rif. Dibona area. DCS (peach-colored): Cassian Dolomite, Lower Carnian carbonate platform; SCS (Lilac, red dots): San Cassiano Formation, Lower Carnian basinal marls and calcarenites; HKS (various colors): Heiligkreuz Formation, Lower-Upper Carnian mixed sedimentation; TVZ (purple): Travenanzes Formation, Upper Carnian alluvial plain to carbonate lagoon; DPR (pink): Dolomia Principale/Hauptdolomit, Upper Carnian - Norian carbonate tidal flat and lagoon. Geological map 1:50000 (from Neri et al. 2007, modified).

humid climate (Carnian Pluvial Episode of Simms and Ruffell, 1989).

In the area of this field trip, the Carnian Pluvial Event had a strong impact on virtually all aspects of sedimentation.

- The best evidence for a climate episode comes from the study of paleosols (Fig. 3). During the Carnian Pluvial Event, paleosols forming in this region were associated with well developed paleokarst, and by the formation of histic and spodic horizons. All these features require a positive water budget throughout the year, and are generally missing in paleosols formed before and after the event (see Paleosol box).

- As in most parts of the Tethys and Europe, the Carnian Pluvial Event is here marked by the sudden input of coarse siliciclastics, which we attribute to increased rainfall and runoff. Arenites and conglomerates often contain plant debris, testifying for a

well developed vegetation cover. Palynological assemblages within plant-bearing arenites and shales show xerophytic elements associated with highly diversified hygrophytic elements (see Pollen box).

- Amber that occurs in millimetre-sized droplets is abundant in sediments deposited during the Carnian Pluvial Event (see Amber box).

- The growth of the Early Carnian rimmed carbonate platforms was suddenly interrupted, similarly to what occurred in the Northern Calcareous Alps (Reingrabener Wende, Schlager and Schöllnberger, 1974). After the demise of the Early Carnian platforms (Keim et al., 2001), depositional geometries switched to ramp (Preto and Hinnov, 2003; Bosellini et al., 2003) and carbonate production recovered fully only with the onset of the Dolomia Principale (Gianolla et al., 2003).

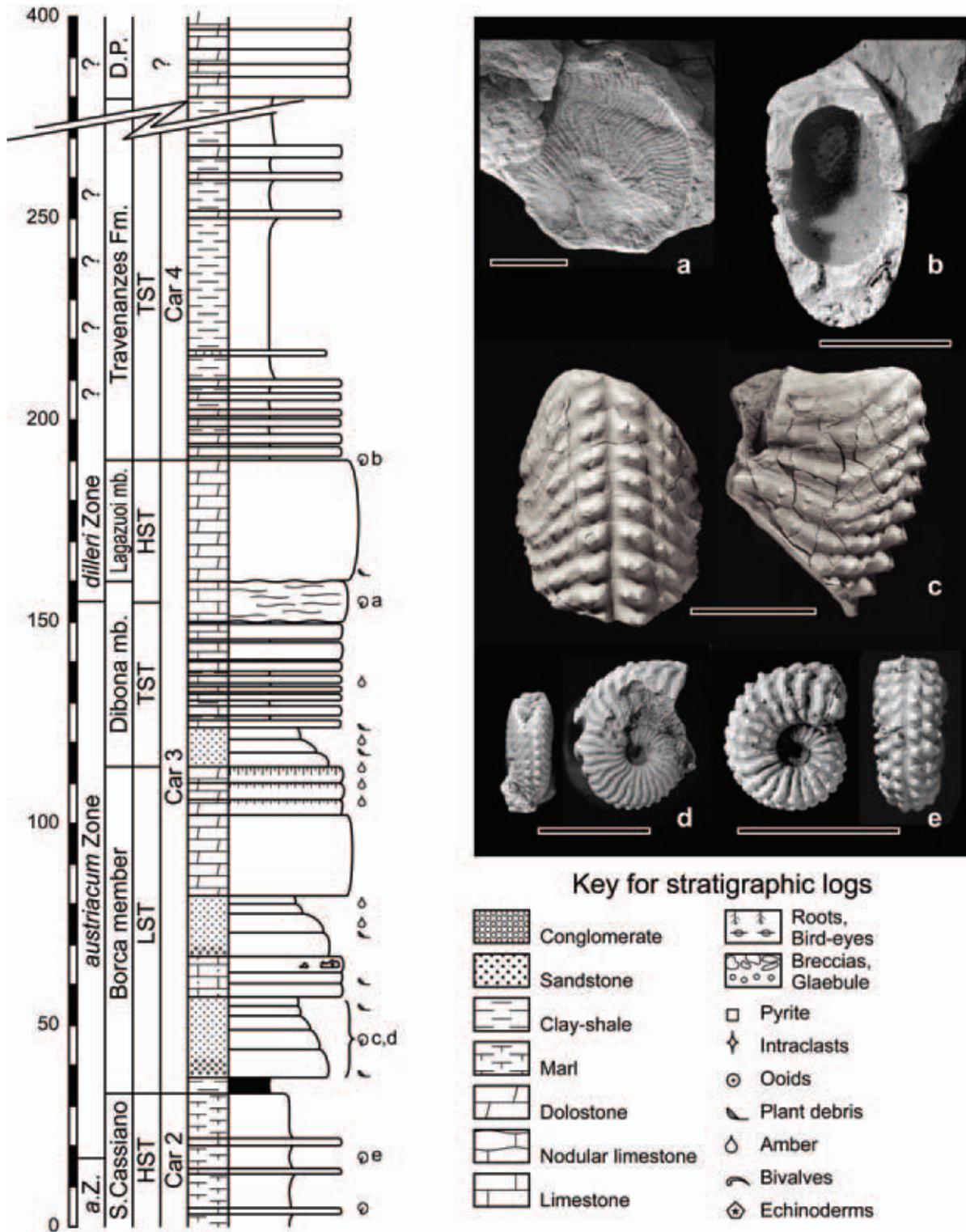


Fig. 2: Composite synthetic stratigraphic section of the Heiligkreuz and Travenanzes Formations in basinal settings of the Cortina area. D.P. = Dolomia Principale. Thickness in metres. a.Z. = *aonoides* Zone; V. = Vallandro Member; HST = Highstand Systems Tract; TST = Transgressive Systems Tract; LST = Lowstand Systems Tract. Some significant ammonoids are also illustrated. a) *Shastites* cf. *pilari* (Hauer), Col dei Bos (West of Rif. Dibona), Upper Dibona member, *dilleri* Zone. Other well preserved specimens of this species, collected from the same horizon but in different localities, are illustrated by De Zanche et al. (2000). b) cf. *Jovites* sp., Col dei Bos (West of Rif. Dibona), upper Lagazuoi member, ?*dilleri* Zone. c) cf. *Austrotrachyceras* sp., Rif. Dibona, Borca member, *austriacum* Zone. d) *Sirenites senticosus* (Dittmar), Rumerlo (East of Rif. Dibona), Borca member, *austriacum* Zone. e) *Sirenites betulinus* (Mojsisovics), Boa Staolin (Cortina d'Ampezzo), upper San Cassiano Fm., *aonoides* VS *austriacum* Zone. Scale bars = 1 cm.

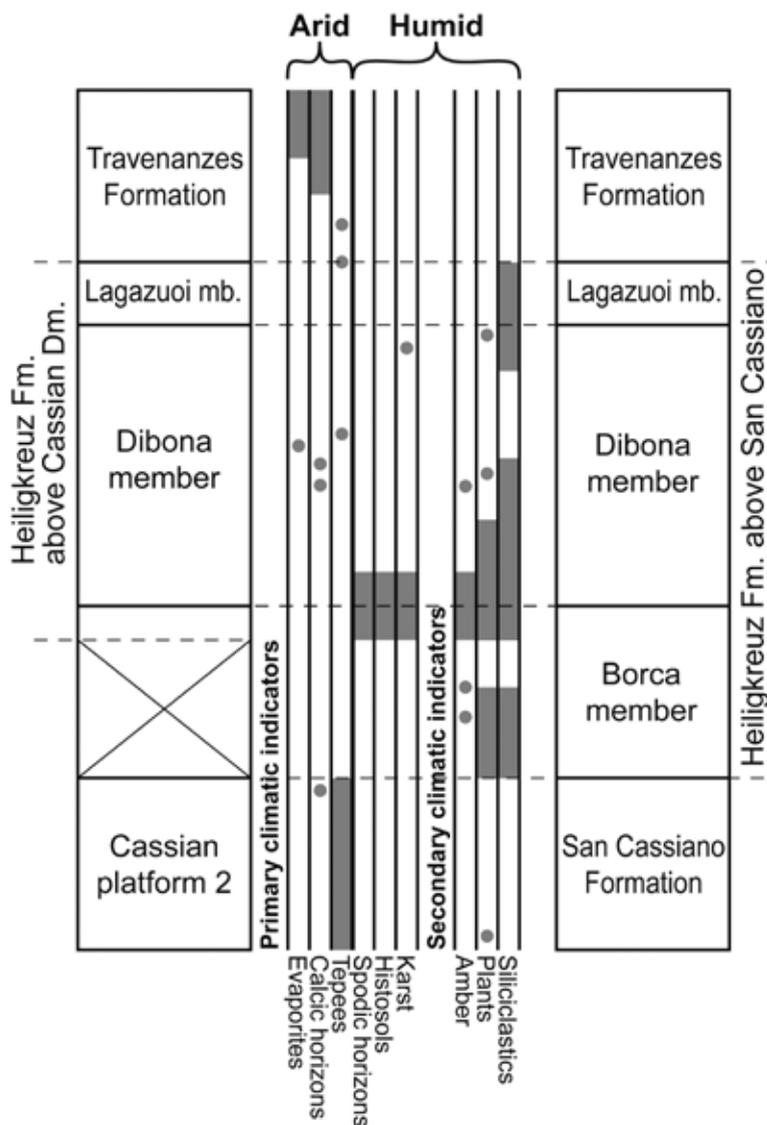


Fig. 3: Distribution of climatic indicators in the Cassian Dolomite, Heiligkreuz Fm. and Travenanzes Fm. This compilation is based on several localities of the central-eastern Dolomites including Rifugio Dibona. Gray bars indicate common occurrences; gray circles indicate isolated occurrences. Humid climate indicators are concentrated within the lower Heiligkreuz Fm.; a complex organization of the climate pulse with at least three more humid sub-pulses can be hypothesized.

GEOLOGICAL SETTING

The Dolomites are part of the Southern Alps, a structural domain of the Alps characterized by south to south-east vergent thrusts and folds, and by the absence of Alpine metamorphism. Within the Southern Alps, the Dolomites are a ca. 35 km large pop-up structure (Castellarin and Doglioni, 1985). Alpine deformation is mostly confined outside the pop-up, thus, the Dolomites constitute a low-strain

domain: Alpine thrusts are present, but produced relatively minor dislocations and did not obliterate completely pre-Alpine tectonics.

A volcanic and sedimentary succession, encompassing a stratigraphic interval from the lower Permian to the Tertiary, and lying on a Variscan metamorphic basement, is documented in the Dolomites (Fig. 4). The stratigraphic interval relevant to this field trip is the Carnian (Upper Triassic). During the Upper Triassic, this region was located in a north tropical paleolatitude as suggested by the samples collected some 5-6 km west of Passo Falzarego, in the basinal Wengen and San Cassiano formations, where the GSSP candidate of the Ladinian-Carnian Boundary at Stuores has been suggested (Broglia Loriga et al., 1999).

The Cassian Dolomite

The lower Carnian (Julian) starts with the growth of rimmed carbonate platforms (Leonardi, 1968; Bosellini, 1984), isolated in some cases, as for the Sella Platform connected with a continental area in other cases (Bosellini et al., 2003). Two generations of rimmed carbonate platforms, represented by Cassian Dolomite 1 and 2 (cf. De Zanche et al., 1993) were prograding onto the basins of the S. Cassiano Fm., some hundreds of meters deep (Fig. 5). The distribution of basinal areas was mainly controlled by the position and shape of carbonate buildups (Fig. 6). The S. Cassiano Fm. is composed of marls and shales with intercalated carbonate turbidites and oozes shed from nearby platforms.

Cassian platforms are often intensely dolomitized; nevertheless, depositional geometries are recognizable and at least two facies associations can be distinguished in the field: the inner platform and the slopes (Gianolla et al., 2008).

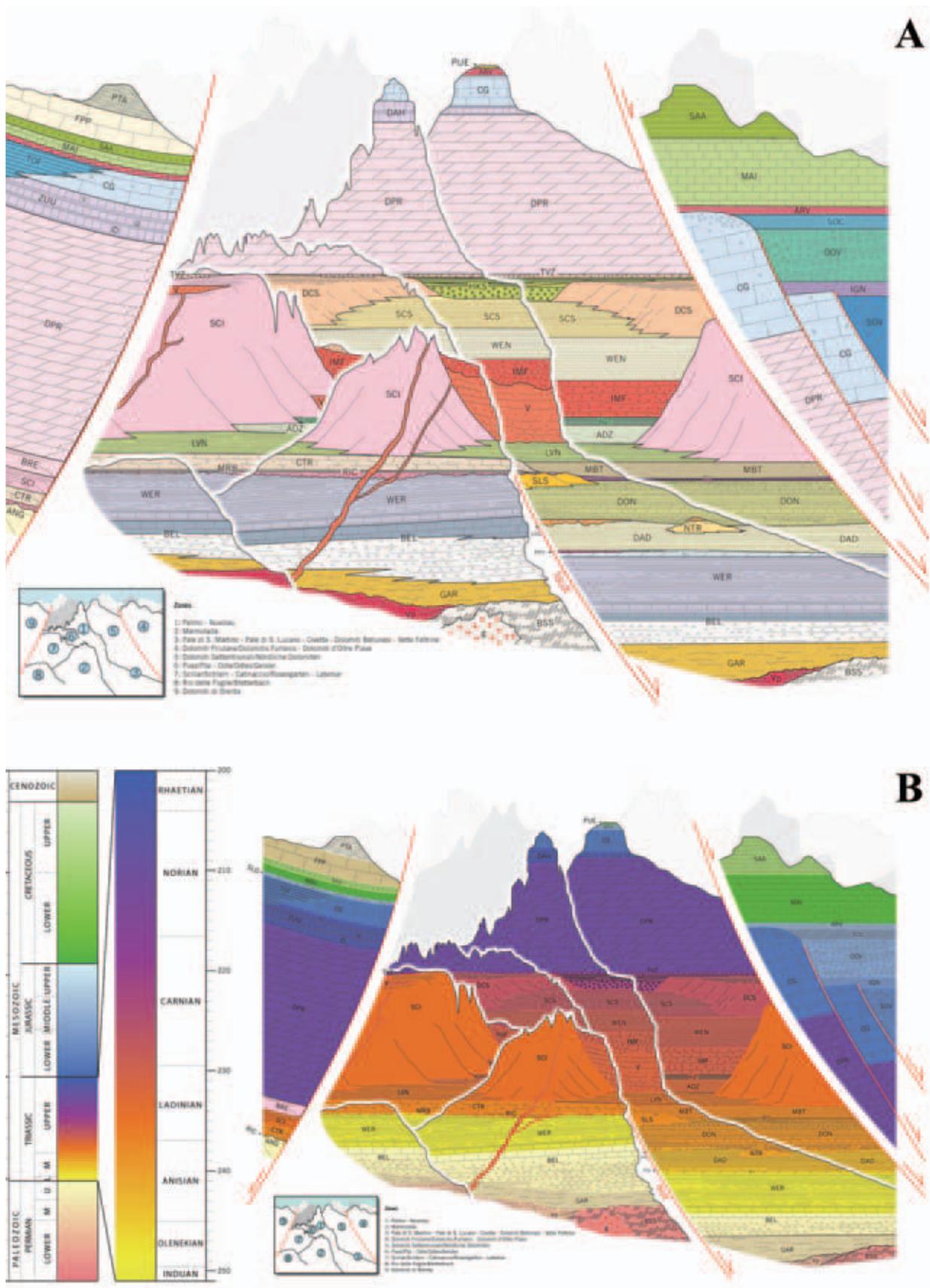


Fig. 4: Lithostratigraphic (A) and chronostratigraphic (B) framework of the Dolomites and surrounding areas (from Gianolla et al., 2008). s a

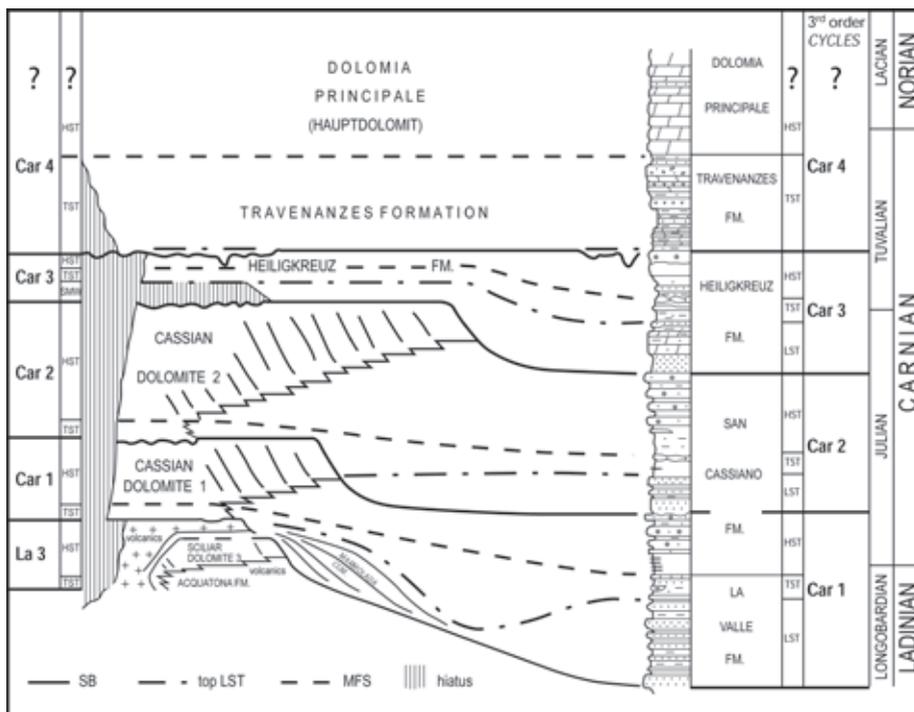


Fig. 5: Detail of the Carnian stratigraphy of the Dolomites. From De Zanche et al. (1993), modified.

The Heiligkreuz Formation

The articulated topography outlined by the Cassian platforms began to flatten out during the latest Julian (Early Carnian) with the infilling of the basins which were, at this point, only a few hundreds of meters deep. Cassian platforms are characterized by climbing progradation geometries and clinoforms become less steep. With the deposition of the Heiligkreuz Formation (ex Dürrenstein Fm. auctorum) this infilling phase is completed (Fig. 7).

The Heiligkreuz Fm. is subdivided into three members (Neri et al., 2007) that document suc-

Slopes are recognized by their prominent clinoforms, dipping up to 30–35° and tangentially joining the basins. Most common facies are grainstones and megabreccias, with boulders often composed of microbialitic boundstones rich in early marine cements, originated at platform margins and/or upper slopes (Gianolla et al., 2008).

The platform margin is narrow and its facies association is rarely recognizable (Keim and Schlager, 2001) because of dolomitization.

The platform interior consists of metre-scale peritidal sedimentary cycles with fine-grained fossiliferous carbonates (dolomites with large gastropods, bivalve moulds, heads of colonial corals) of subtidal environment, alternating with metre-scale tepees, pisolitic beds and stromatolitic laminites indicating supratidal deposition.

Tetrapod footprints, including those of small dinosaurs, are common in the southern sector where platforms were probably attached to an emerged land (Avanzini et al., 2000).

cessive filling phases of the remaining Cassian basins and record the crisis of rimmed carbonate platforms. The Borca member (HKS1) documents the first phase of basin infilling. It comprises dolomitic limestones, arenaceous dolomites and well-stratified hybrid arenites with abundant pelitic intervals. Locally large-scale cross bedding is recognized (as at Rif. Dibona). At the base boundstones with sponges, stromatopora and colonial corals are present in places (Member a in Russo et al., 1991), followed by bioturbated dolostones/dolomitic limestones with a benthic mollusk fauna. At the top well-stratified, light-gray to whitish dolomites with centimeter thick intercalations of black, gray or greenish marls, often arranged in peritidal cycles with stromatolitic horizons and topped by paleosols predominate.

This member is followed by the Dibona Sandstones member (HKS2), characterized by polymict conglomerates, dark, cross-bedded sandstones, brown, gray or blackish pelites, with frequent oolitic-bioclastic packstone-grainstone beds. Plant remains are present represented by centimeter-thick levels of coal and/or structured plant remains. Marine benthic fauna is abundant and differentiated, and associated with isolated remains of marine and terrestrial vertebra-

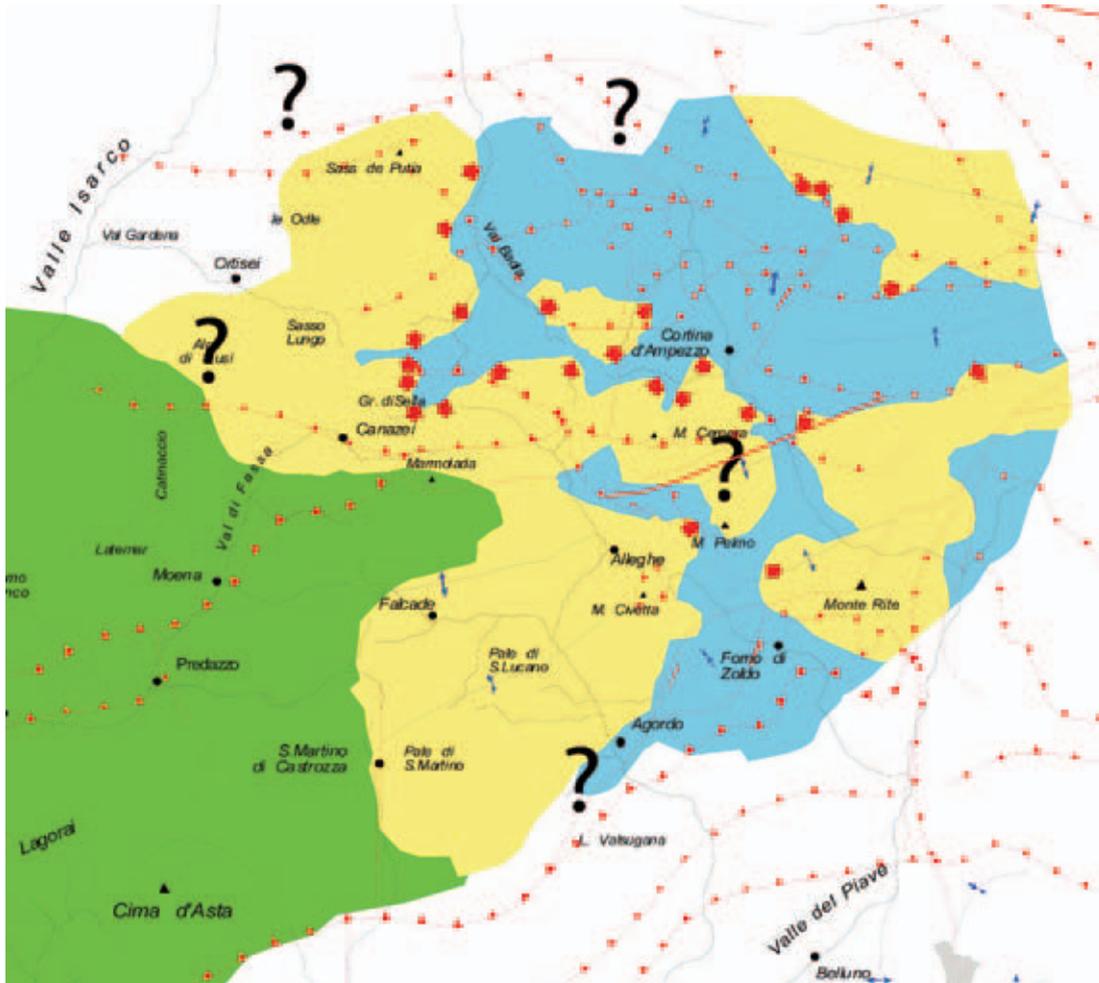


Fig. 6: Paleogeography of the Dolomites at the maximum development of the lower Carnian Cassian platforms. Green: emerged land; yellow: Cassian carbonate platform (red arrows indicate clinoform dip); light blue: San Cassiano Fm. (basin). Passo Falzarego (immediately west of Cortina d'Ampezzo) is located in a narrow intraplatform basin between the Lagazuoi-Tofane isolated platform and the Averau-Nuvolau block, connected to emerged lands.

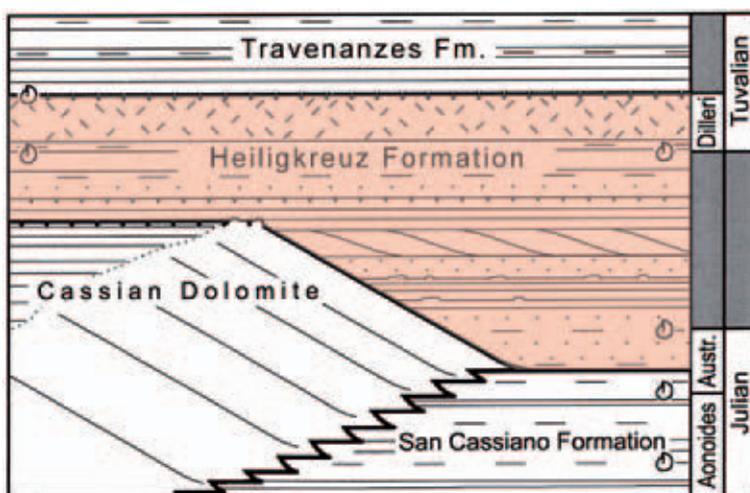


Fig. 7: Simplified stratigraphic setting of the Heiligkreuz Fm. (pink shading) in the Cortina area. The infilling of the inherited lower Carnian San Cassiano basin is completed already with the prograding shoal barrier and lagoon at the top of the Borca member (from Preto and Hinnov, 2003, modified).

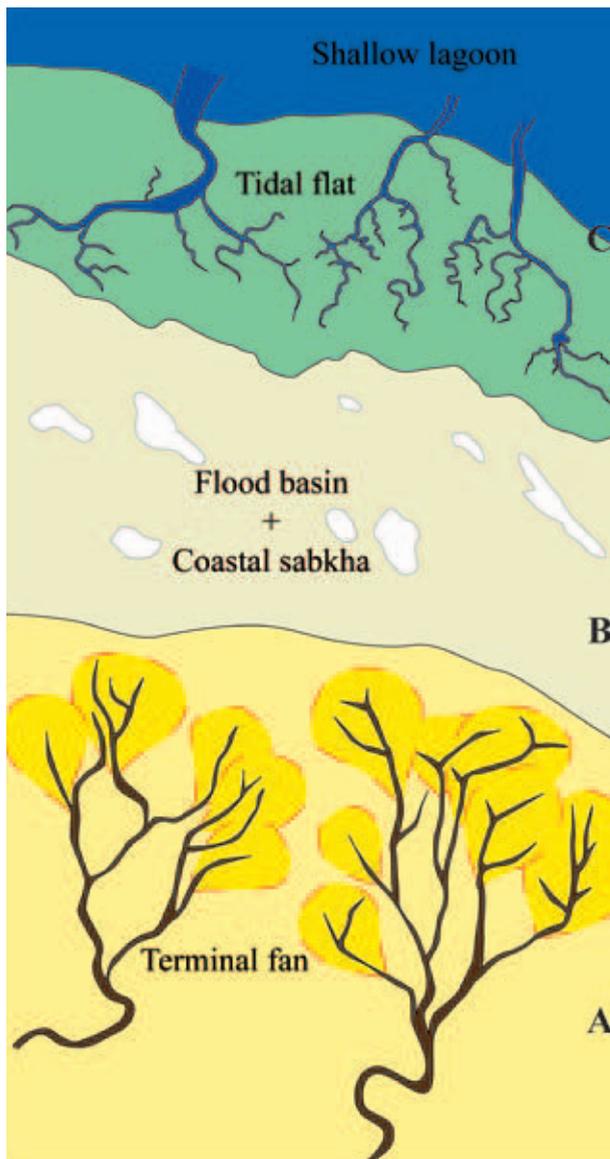


Fig. 8: Tentative reconstruction of the marginal depositional environments of the Travenanzes Fm. highlighting the interfingering among the A) terminal fan, B) flood basin (with coastal sabkha), and C) carbonate tidal flat + shallow lagoon environments. From Breda and Preto, 2008, modified.

tes. Amber is particularly abundant at the top of this member as well as at the top of the Borca member (see Amber box).

Finally, the Heiligkreuz Fm. is topped by the strongly dolomitized oolitic-bioclastic grainstones of the Lagazuoi member (HKS3). This unit is correlative to the Portella Dolomite of the Julian Alps (De Zanche et al., 2000; Preto et al., 2005). Locally, as at Passo Falzarego, this member is substituted by cross-bedded hybrid arenites (Falzarego Sandstones). With the deposition of the Lagazuoi member the paleotopography of the area was finally flattened.

The Travenanzes Formation

In the Late Carnian (Tuvalian) the subsequent depositional system represented by the Travenanzes Formation (ex Raibl Fm. auctorum) and by the Dolomia Principale records the return to mainly arid or semi-arid conditions and formed on a flat surface with a minimal topographical gradient (Breda and Preto, 2008).

The Travenanzes Fm. is a terrestrial to shallow-marine, mixed siliciclastic-carbonate succession (Bosellini et al., 1996; Neri et al., 2007). Deposition took place on a low-gradient coastal area fed by sediments originating from highlands located southwards, and opened to the north-northeast to the Tethys Ocean.

In the study area the Travenanzes Fm. consists of almost 200 m of aphanitic and crystalline dolostones, multicoloured mudstones with sandstone to conglomerate intercalations, and evaporitic intervals. Facies analysis and paleoenvironmental interpretation suggest the interfingering of alluvial plain, flood basin, and shallow lagoon deposits (Fig. 8), and a transition from continental to marine facies belts in a northerly direction.

The continental portion of this depositional system is constituted by an alluvial environment of terminal fan type (Kelly and Olsen, 1993) characterized by dominantly fine-grained floodplain mudstones with scattered, laterally-migrating conglomerate channels passing downslope to small ephemeral streams and sheetflood sandstones, and vanishing in a muddy flood basin. The association of calcic and vertic paleosols (see Paleosols box) indicates a semiarid to arid climate with seasonal precipitation or strongly intermittent discharge.

The flood basin is a low-lying coastal mudflat at the transition between terrestrial and marine deposition. Mudstones were deposited as suspension load during the temporary inundation of the (otherwise emerged) flood basin, both by sea water during storm surges and by the major river floods. Due to the dominantly arid climate the flood basin became the ideal site for evaporite deposition with the local development of a coastal sabkha.

The marine portion of this depositional system is constituted by carbonate tidal-flat and shallow-lagoon deposition characterized by aphanitic dolomites, granular dolostones rich in bivalves (Megalodontida) in growth position, foraminifera and diffuse bioturbation, algal-laminated and marly dolostones, with subordinate intercalations of prevalently dark mudstones and shales. Peritidal dolostones are at places indistinguishable from those of the overlying

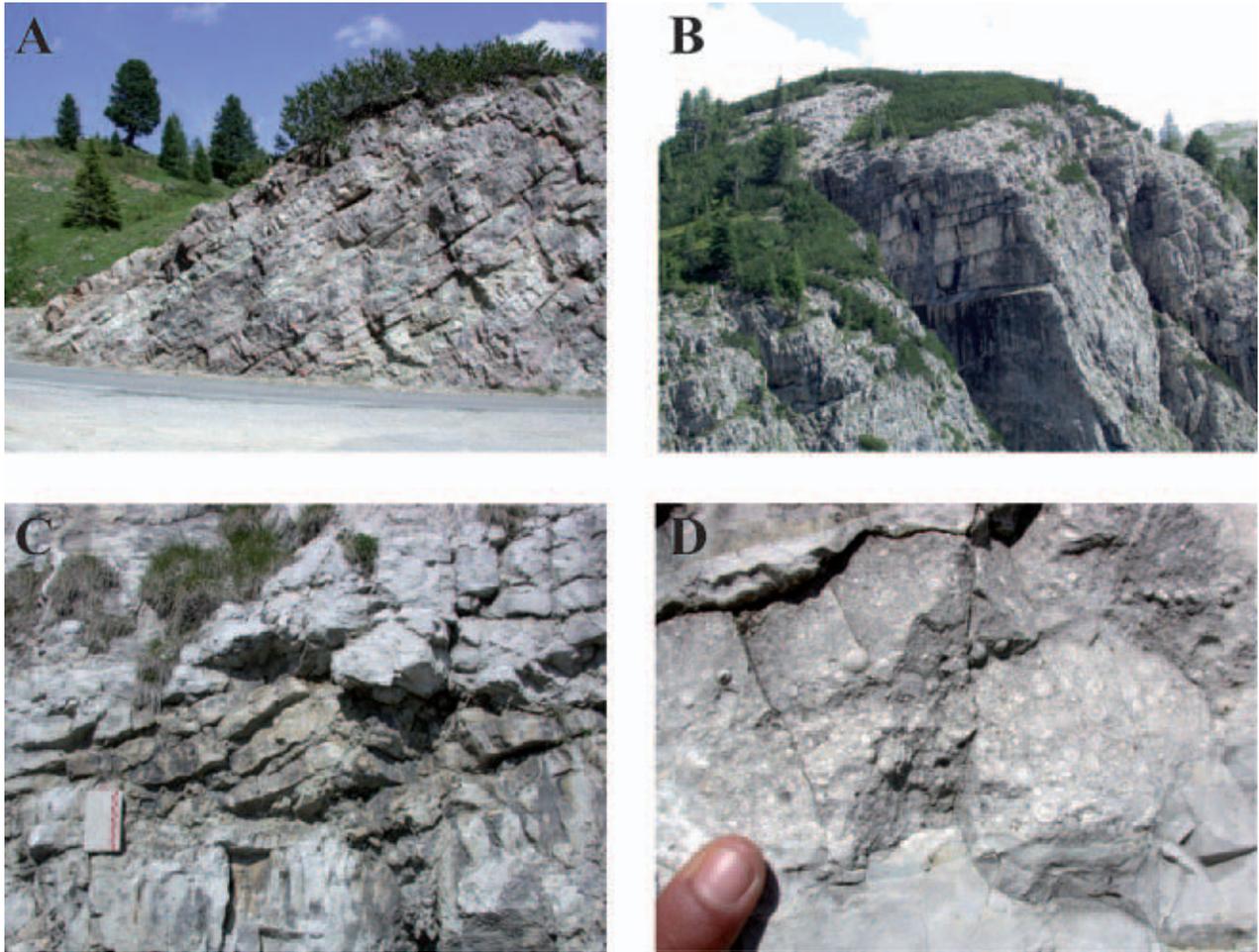


Fig. 9: Outcrop views of the Cassian Dm. (lower Carnian) at Passo Falzarego. A) top of the platform interior succession; above, the Heiligkreuz Fm. is poorly exposed; B) platform interior succession towards Col Gallina, with an evident upward decrease of bed thickness; C) tepee structure; D) marine pisoids within tepee cavity.

Dolomia Principale (Rossi, 1964; Bosellini, 1967; Bosellini and Hardie, 1988; Neri et al., 2007).

The Dolomia Principale

Near the end of the Tuvanian (Late Carnian) an important transgression in concomitance with a gradual climatic change to dryer conditions produced the southward migration of the shoreline and the disappearance of the terrigenous input, marking the onset of the Dolomia Principale peritidal deposition (Gianolla et al., 1998a). The onset of the broad peritidal environments that will characterize the Southern Alps for several million years is associated with more homogeneous subsidence trends and with the general restoration of shallow-water carbonate sedimentation also in those areas that were emerged for long time.

DESCRIPTION OF OUTCROPS

1. Cassian platform interior (lower Carnian) at Passo Falzarego

The excursion will start from the lower Carnian of Passo Falzarego and will proceed in stratigraphic order. The topic of the first stop is the characterization of the subaerial exposure surfaces within the uppermost Cassian Dolomite, immediately before its demise.

Passo Falzarego stays between a steep wall to the north and a relatively gently dipping slope to the south. This morphological arrangement is structurally controlled. Bedding dips uniformly to the north in the area, but the succession is dislocated by a major

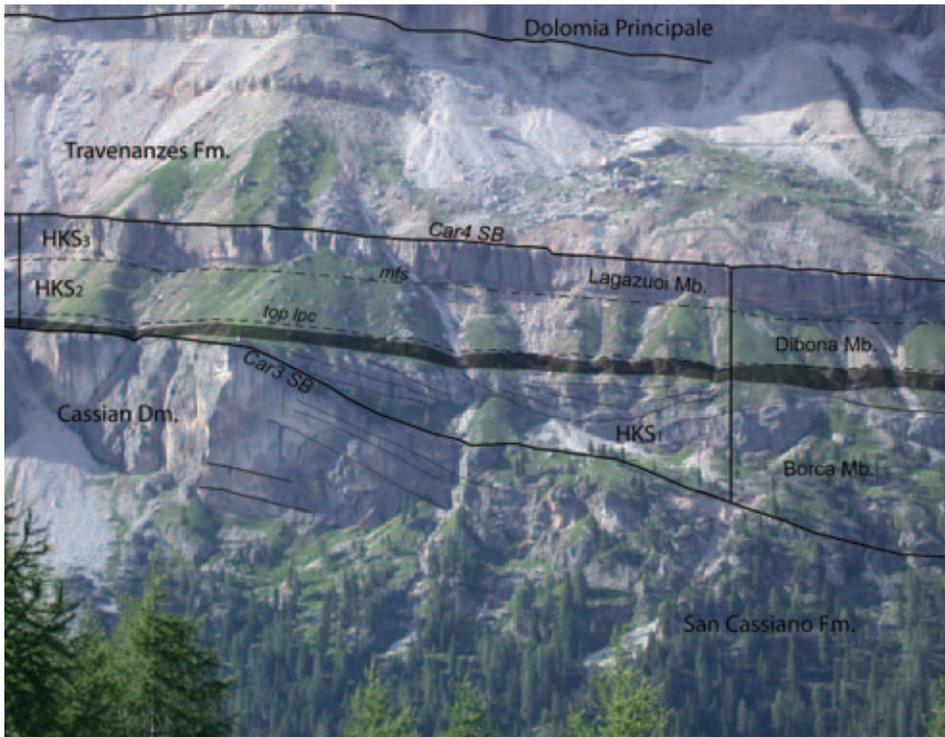


Fig. 10: Onlap of the Heiligkreuz Fm. on the slope of the second Cassian platform as seen from Cinque Torri. The Cassian platform is completely dolomitized; however, the reef zone is easily identified from the depositional geometries. The light dolomite unit (colored in grey) onlapping the slope is the prograding oolitic-bioclastic shoal of the upper Borca member (See stops 3-4); the tabular, massive dolomite ledge is the Lagazuoi member (from Stefani et al., 2004; Neri et al., 2007; Gianolla et al., 2008; modified).

south-vergent Alpine thrust that uplifted the north block (hanging wall) for about 700 m. The stratigraphic succession outcropping at the pass (2105 m asl) is thus repeated - with some significant variations - at Rifugio Lagazuoi (2750 m asl) at the terminal of the cabin lift.

Right SW of Passo Falzarego, along the main road, the platform top of the Cassian Dolomite is particularly well exposed (Fig. 9A, B). This succession was referred to the "Dürrenstein Dolomite" in the older geological literature (cf. Bosellini et al., 1982, 1996; Neri and Stefani, 1998) and was thought to onlap the slopes of a lower Carnian platform. Later investigations demonstrated that it corresponds to the platform interior of the Cassian Dolomite.

The succession is characterized by peritidal sedimentary cycles capped by subaerial exposure surfaces associated with tepee structures (Fig. 9C). Marine pisoids (Fig. 9D) are commonly found in tepee cavities and intra-tepee pools. A thinning-upward trend in the thickness of the sedimentary cycles indicates a progressive decrease in accommodation. Calcisols characterized by irregular micritic glaebules, pisoids with micritic core and thin micritic-sparitic coating, and laminated carbonate crusts occur towards the top of the succession (Baccelle and Grandesso, 1989). Platform sedimentation ended abruptly and a

palaeokarst breccia developed on the top of the peritidal succession (Stefani et al., 2004).

Above sedimentation started again with the deposition of the Dibona Sandstones member (HKS2 Heiligkreuz Fm.) which is, however, poorly exposed. At Passo Falzarego the upper Heiligkreuz Fm. is represented by arenites with planar bedding, and cross-bedding including herringbone cross-bedding, indicative of a shoreface environment with strong influence of tidal currents (Bosellini et al., 1978, 1982). This siliciclastic body is limited to the Passo Falzarego and its surroundings (Preto & Hinnow, 2003; Neri et al., 2007) and is correlative to the massive dolomites of the Lagazuoi member, clearly visible at Rifugio Lagazuoi on top of the wall north of the pass.

2. Depositional geometries of the Cassian platforms and Heiligkreuz Fm. from Rio Bianco

In this brief stop we will review the depositional geometries of the lower Carnian Cassian platforms and of the Heiligkreuz Fm., and thus the switch from rimmed platforms to ramp (Preto and Hinnov, 2003; Bosellini et al., 2003). The best perspective for these observations is from the Cinque Torri. Two generations of carbonate platforms (Cassian Dm. 1 and 2)

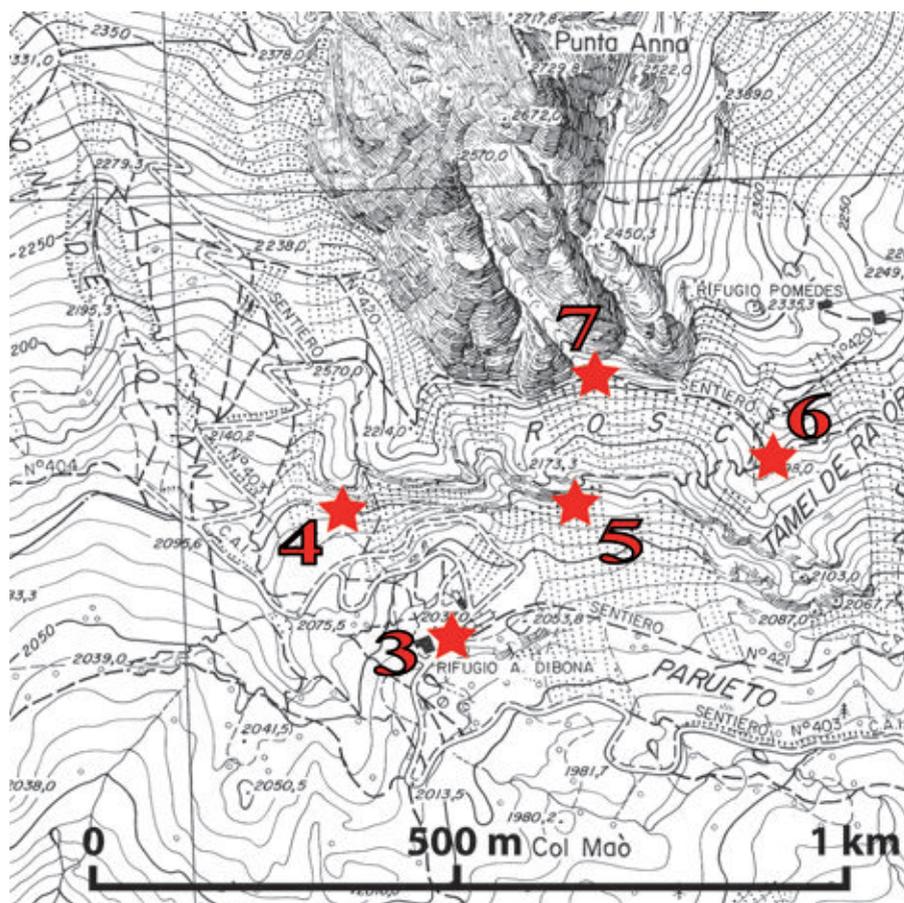


Fig. 11: Stops at Rifugio Dibona (CTR topographic map 1:10000, Regione Veneto, modified)

can be recognized, with the Heiligkreuz Fm onlapping the slope of the second Cassian platform (Fig. 10).

3. The Rifugio Dibona section: overview (Fig. 11)

The Rifugio Dibona section (Cortina d'Ampezzo, Belluno) presents expanded thickness and the more complete stratigraphic record of the region due to its position above the basinal setting where the San Cassiano Formation was deposited. This implies that sediments deposited immediately after the demise of the lower Carnian Cassian platform and that bypassed the platform top and slopes, i.e. lower and middle Borca member of the Heiligkreuz Fm. are preserved here (Figs. 7, 12).

Rifugio Dibona is a key section for the Carnian stratigraphy displaying an almost complete section of the Heiligkreuz Fm., the whole Travenanzes Fm. (here almost 200 m thick), and the Dolomia Principale (Figs. 2, 12). Thanks to the fairly continuous record of paleosols from the middle Heiligkreuz Fm.

upwards, the Rifugio Dibona section is ideal for the study of paleoclimatic trends and their relationship with sedimentation.

The Heiligkreuz Fm. crops out on the south faces of rock towers separated by narrow incisions (Fig. 13). Each incision corresponds to a nearly vertical fault uplifting the western block. The lowest part of the series is thus found to the west (left, facing the mountainside, Fig. 13A) while the uppermost part is more accessible to the east (i.e., right, Fig. 13C). Above, the Travenanzes Fm. breaks the slope ("via ferrata Cengia Astaldi"), and the Dolomia Principale constitutes the walls of Punta Anna (2731 m asl).

The most striking feature of the section, as seen from the distance, is a sedimentary body of dolostones with approximately 30 m high clinoforms dipping to the east (Fig. 13B). This unit is comprised in the upper Borca member and represents an oolitic-bioclastic shoal bordering a carbonate lagoon heavily polluted by terrigenous input (well layered white dolomite beds visible immediately above). This shoal is supposed to prograde above a middle-ramp environment characterized by frequent deposition of mass flows.

4. The middle Borca member

This outcrop is located in the westernmost block above Rifugio Dibona, and exposes the lowest part of the section just below the clinostratified dolostone unit (Fig. 14). The lower boundary of the clinoforms is not exposed here, but it was observed in a less accessible section some 750 m to the east.

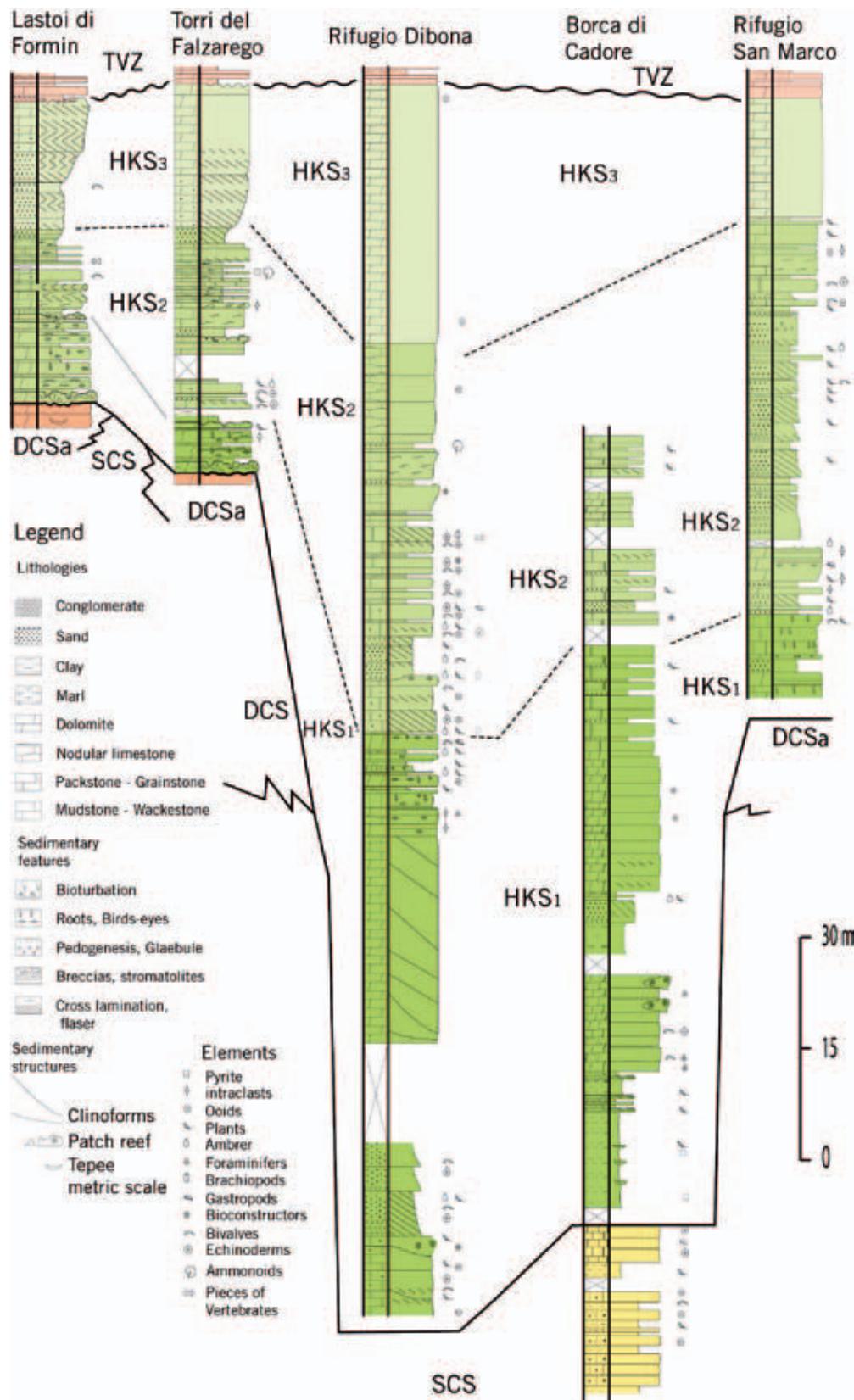


Fig. 12: Rifugio Dibona section (Heiligkreuz Fm.) and correlation with other sections in the central Dolomites. SCS: San Cassiano Fm.; DCS: Cassian Dolomite; HKS1: Borca member; HKS2: Dibona Sandstones member; HKS3: Lagazuoi member; TVZ: Travenanzes Fm. (from Preto and Hinnov, 2003; Stefani et al., 2004; Neri et al., 2007, modified).

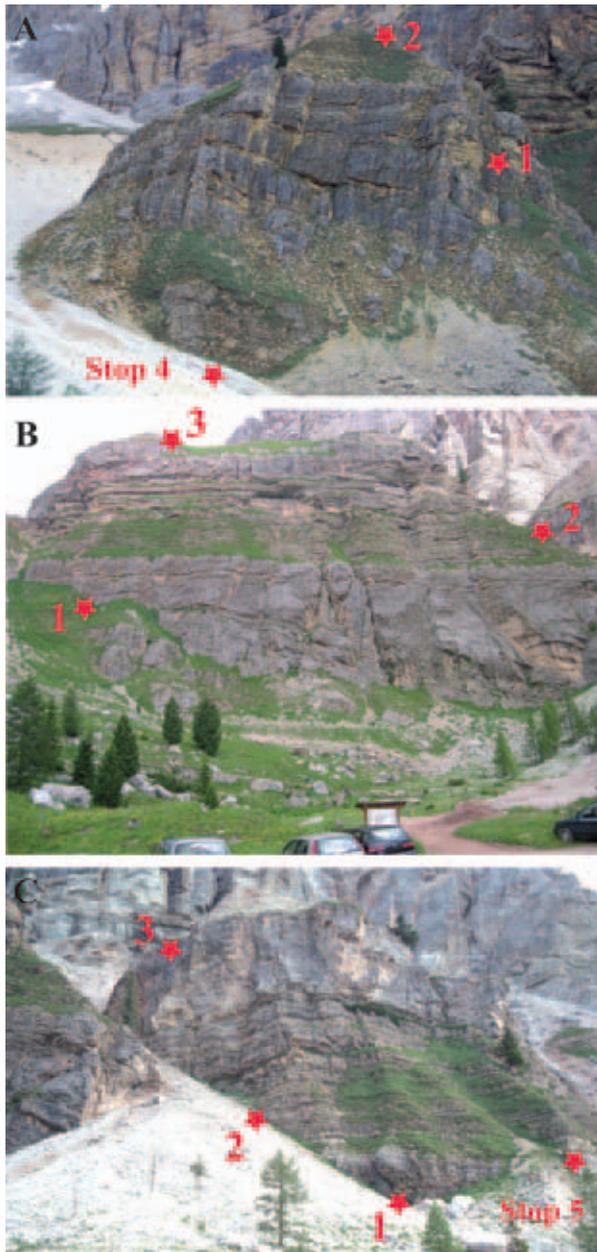


Fig. 13: Views of the Heiligkreuz Fm. from Rifugio Dibona. 1: Borca member, dolomitized prograding shoal barrier; 2: Dibona Sandstones member; 3: Lagazuoi member. A) The clinostratified shoal barrier is visible in the western tower, as well as the underlying part of the Borca member. B) clinoforms are most evident in the wall in front of the hut. Pay attention to some fallen blocks of layered dolostone, which tilting mimics the dip of clinoforms. C) Deep incisions allow bed-by-bed measurement of the whole Heiligkreuz and Travenanzes formations.

Two main facies associations are exposed here (Figs. 14, 15): a mainly carbonate unit below (facies association A), and a mixed carbonate-siliciclastic unit above (facies association B). Both include mass-

flow deposits and belong to a middle ramp environment.

Facies association A constitutes a ca. 10 m thick succession of mainly oolitic-bioclastic wackestones to grainstones with dm-thick bedding that appear slightly nodular because of bioturbation. Most common fossils are echinoderms, bivalves, and gastropods. Oncoid floatstones are also present, associated with oolitic cross-bedded grainstones. Thin marly interlayers may contain cm- to dm-scale wood fragments.

Intercalated in these well stratified limestones is a wedge of bioclastic packstone with a sharp erosive base cutting 1.5 m into underlying beds, bearing wood fragments and marine fossils such as echinoderms and mollusks.

Finally, a metre-scale patch reef with corals and calcareous sponges in life position (Fig. 16) embedded in rudstones with coral debris can be observed (Fig. 16).

Facies association B is represented by a 5 m thick sequence of metre-scale beds with highly erosive base composed of a mixed carbonate-siliciclastic conglomeratic arenite. Siliciclastic grains are mainly volcanic rock fragments and quartz, and the fossil content is a mixture of continental and marine remains such as plant debris, rare amber droplets, mollusks and echinoderms.

The succession is interpreted as the seaward front of an oolitic-bioclastic shoal barrier. Most of the sedimentary supply is provided by mass flows, either from collapse of the high-relief slope of the shoal behind, or due to river floods triggering hyperpycnal flows. Crossing throughout a carbonate lagoon and shoal, floods may have collected carbonate grains accounting for the mixed carbonate-siliciclastic composition of the succession and for the mixed continental and marine fossil assemblage.

5. The upper Borca member and Dibona Sandstones member

The succession immediately above the dolomitized shoal barrier is exposed along trail n° 421, separated from the outcrop of the previous stop by two faults (Fig. 17).

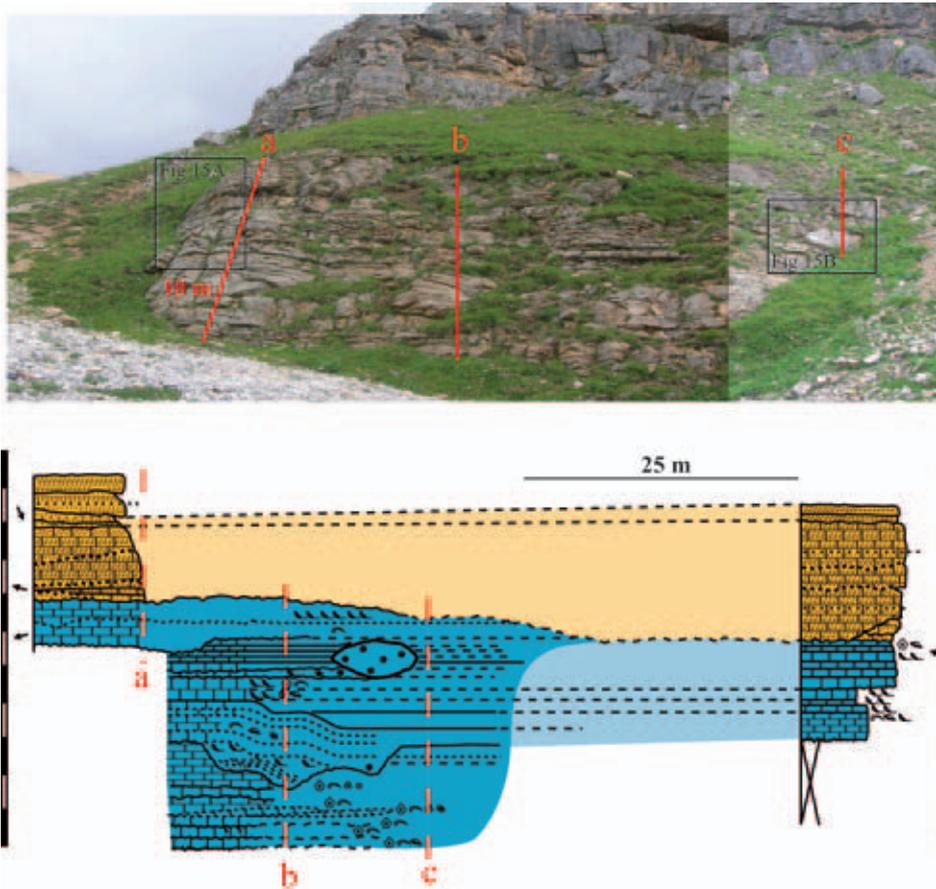


Fig. 14: Outcrop views of stop 4: middle Borca member (picture taken from south to north). Light blue: facies association A (inner-mid ramp); yellow: facies association B (mass flows). Scale bars = 1 m, distances between sections not to scale. Legend in Figure 12.

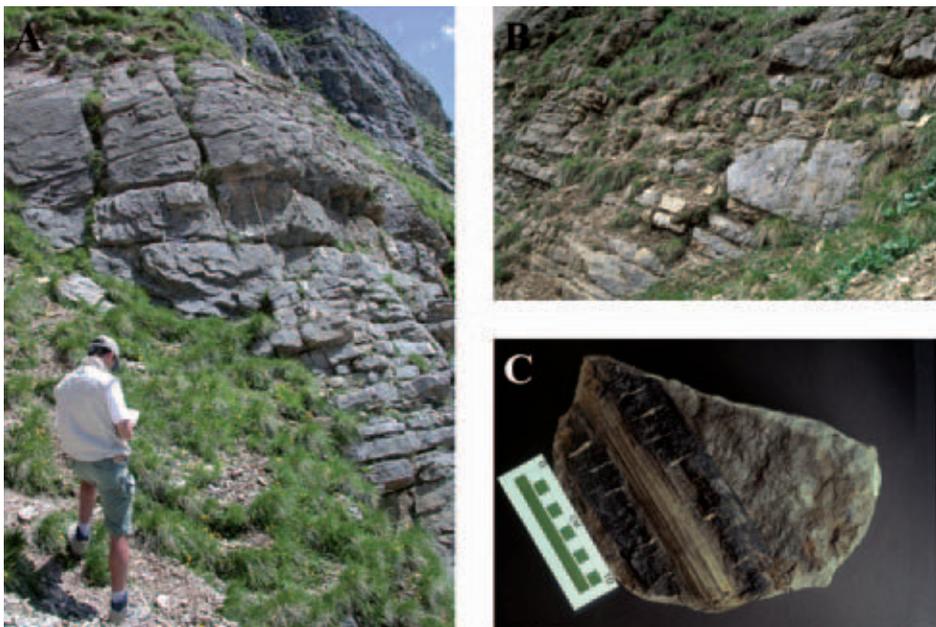


Fig. 15: Outcrop views of stop 4. A) Erosive contact between facies associations A and B. B) the small patch reef embedded in the upper part of facies association A. C) Fragment of Equisetales from the lower-middle Borca member (this specimen is not from this outcrop).

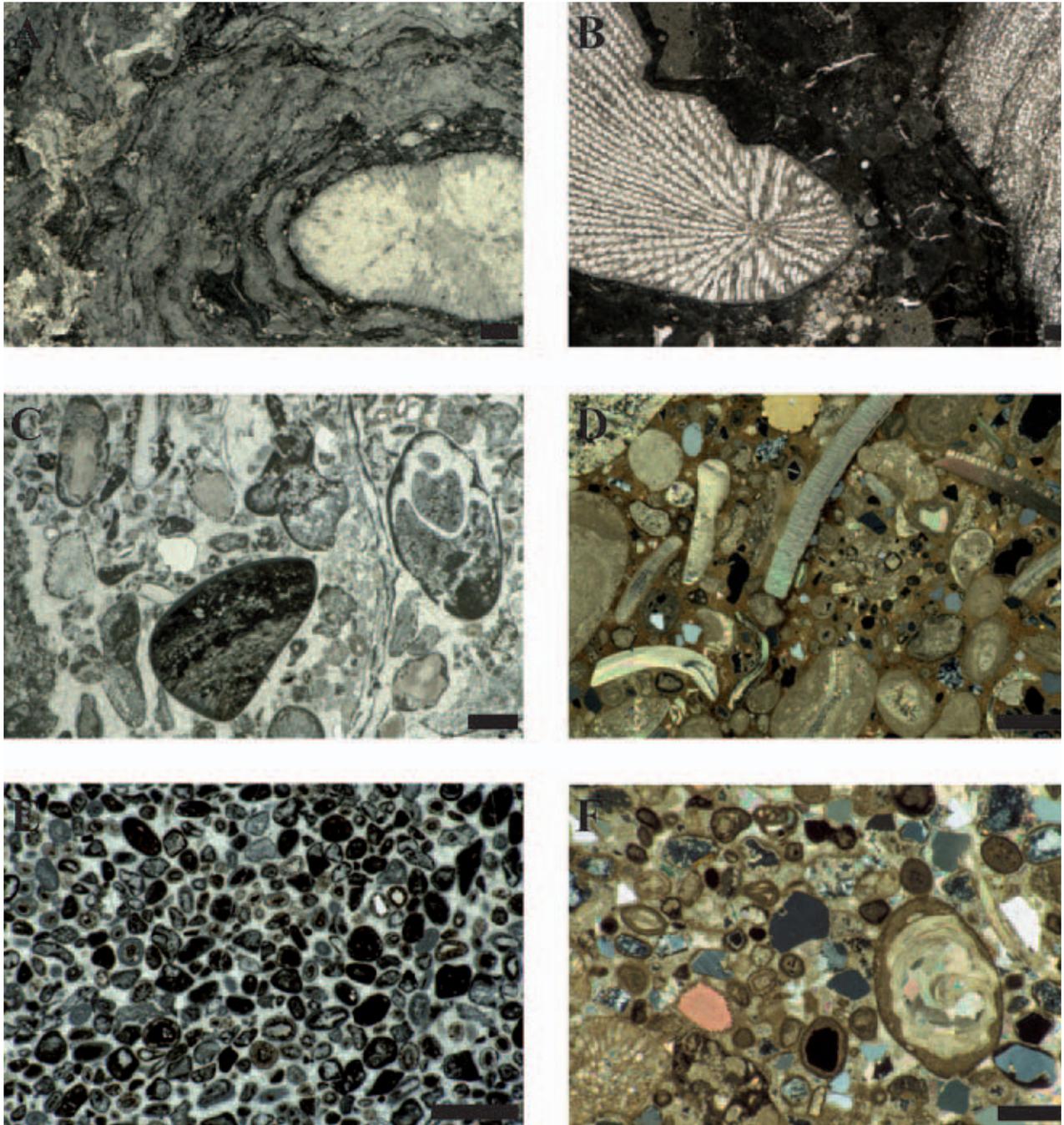


Fig. 16: Microfacies of the lower-middle Borca member. Scale bars = 1mm. A) Coral boundstone with abundant microbial coatings, from the patch reef of stop 4. B) Boundstone with corals and hydrozoans, micritic coatings and automicrite. C) Rudstone with large bioclasts and lithoclasts, deposited laterally to the patch reef of stop 4. D) Grainstone-rudstone with various bioclasts, ooids, oncoids, and sparse siliciclastic grains. E) Oolitic grainstone, a few oolites show siliciclastic nuclei. F) Mixed carbonate siliciclastic arenite with abundant coated grains, belonging to facies association B. Samples of the left column come from stop 4, those of the right column from nearby outcrops with better preservation.

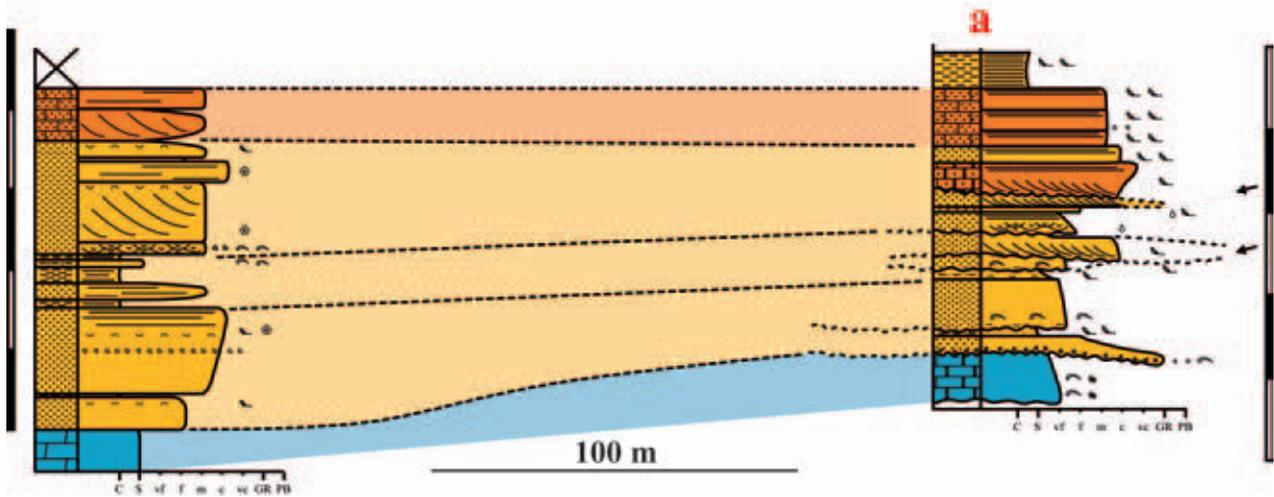


Fig. 17: Outcrop views of stop 5: Upper Borca member (picture taken from east to west). Light blue: lagoon; yellow: shoreface; orange: inner ramp. Scale bars = 1 m. Legend in Figure 12.

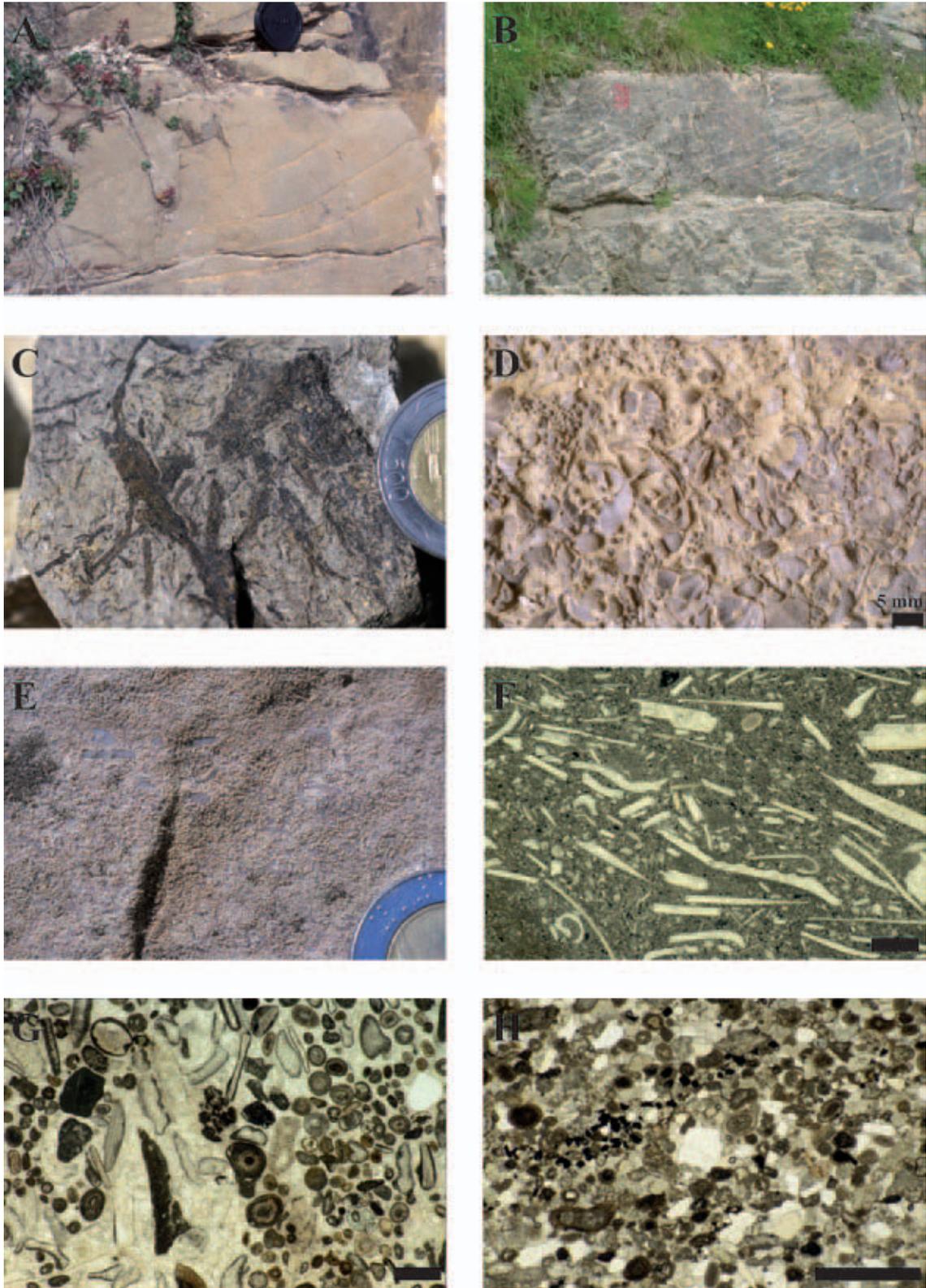


Fig. 18: Facies and microfacies of the upper Borca and Dibona Sandstones members. Scale bars for microfacies = 1 mm, coin = 16 mm. A) dm-scale tangential cross-bedding in oolitic-biocalcarenites of facies association E; B) planar cross-bedding; C) roots in silty marls of facies association E; D) oolitic-biocalcarenite grainstone (facies association E), with bivalves, gastropods, ostracods, brachiopods, echinoderms; E) flat pebbles in oolitic grainstone (facies association E); F) packstone with fractured bivalve shells (facies association E); G) oolitic-biocalcarenite grainstone (cf. D); H) hybrid arenite of facies association E.



Fig. 19: Sharp contact between the massive dolomites of the Lagazuoi member and the thin alternation of dark clays and white dolostones of the Travenanzes Fm. The contact is marked by an erosive surface of regional extent.

It is composed of a lower, low energy, mixed carbonate-siliciclastic unit with well developed paleosols (facies association D) followed by an upper, high energy, carbonate-siliciclastic succession without evidence of subaerial exposure (facies association E).

Facies association D is interpreted as a lagoonal succession strongly influenced by terrigenous influx, its seaward embankment being provided by the clinostratified shoal barrier that can be observed in the section immediately below. It is a stack of peritidal sedimentary cycles (Figs. 17, 18), each normally starting with a histic paleosol constituted by dark shales rich in organic matter (see Paleosol box). The cycle may continue with marly limestones and clays with roots, plant debris and amber, and ends with shallow-water carbonates like oolitic-bioclastic packstones-grainstones often capped by supratidal laminites. A paleokarst surface is found at the top of the cycles that cuts into the underlying subtidal carbonate facies. Karstic dissolution and paleosols are best developed at the top of this lithofacies association (Preto and Hinnov, 2003).

Facies Association E consists of arenites, shales, oolitic-bioclastic grainstones with cross bedding in dm-thick layers, and packstone-grainstone layers with normal grading and abundant bivalves usually highly fractured and imbricated (Fig. 18). Trough cross-bedding as well as planar lamination are present. The most

common fossils are mollusks (mainly bivalves) and echi-noderms, but brachiopods, nautiloids, and fragments of marine and terrestrial vertebrate bones and teeth are also present (Preto and Hinnov, 2003). This facies association is mainly terrigenous. It is constituted by fine- to medium-grained arenites with coarser bioclastic lenses and planar cross-bedding, in m-thick layers presenting basal conglomerate lags, rip-up clasts, planar and trough cross-bedding. This facies association was deposited on a shoreface to inner-middle carbonate ramp environment.

6. The Travenanzes Formation: overview

The succession immediately above the Lagazuoi member is well exposed along a rather dangerous gully, upstream with respect to the previous stop, but its architecture is visible from the distance (from the meadow along trail n° 420, at 2198 m asl).

The Travenanzes Fm. is stratigraphically interposed between the Heiligkreuz Fm. (lower Carnian) below and the Dolomia Principale (Norian-Rhaetian) above (Figs. 2, 4, 5).

The lower boundary is sharp and marked by an erosive surface of regional extent. The Travenanzes Fm. rests with an erosive contact on the massive dolomites of the Lagazuoi Member (Fig. 19).

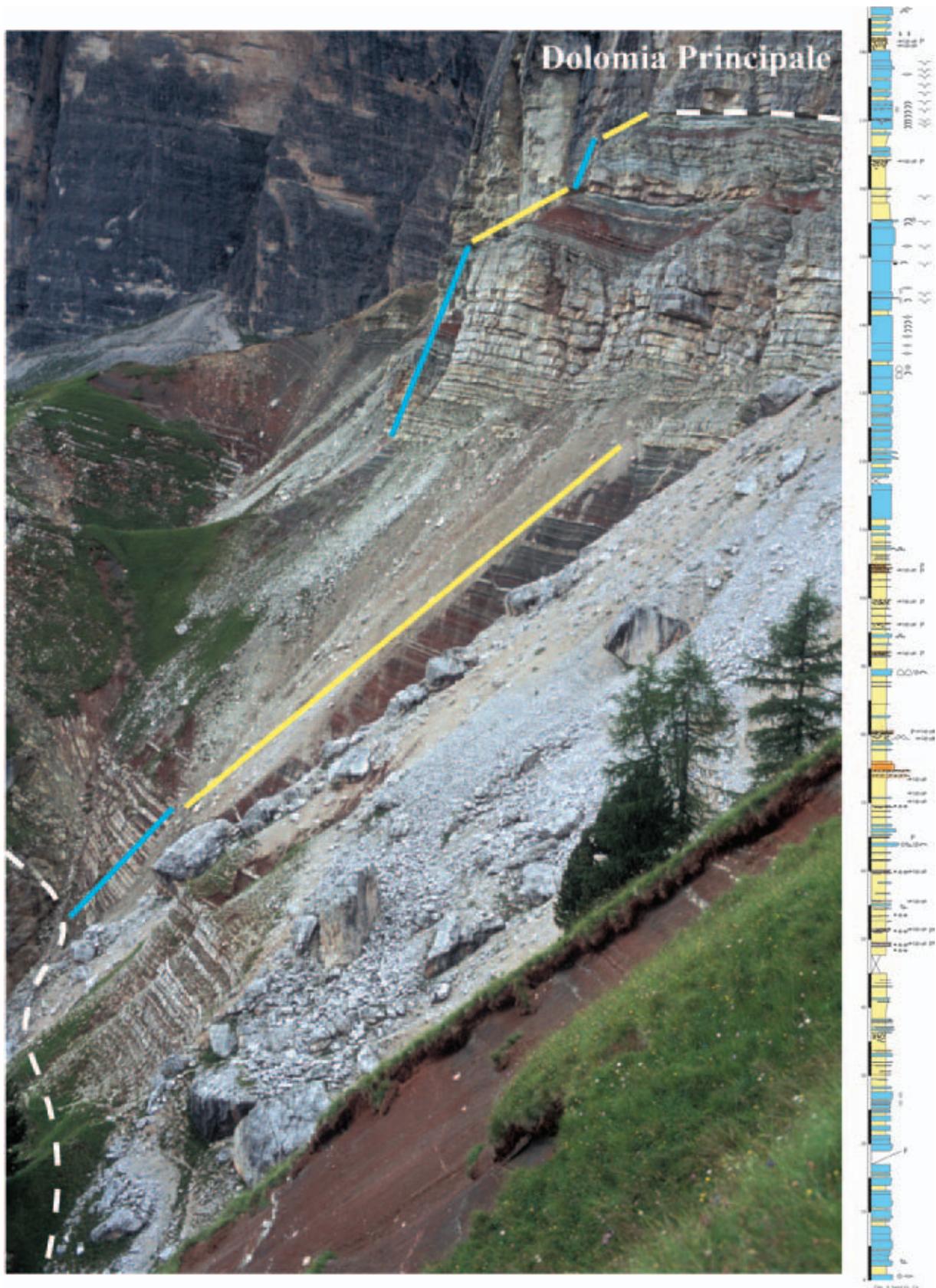


Fig. 20: A) Panoramic view and B) stratigraphic log of the Travenanzes Fm. as seen from 2198 m asl east of the section. Note the three carbonate/siliciclastic sequences and the upward tailing off of the siliciclastic intervals.

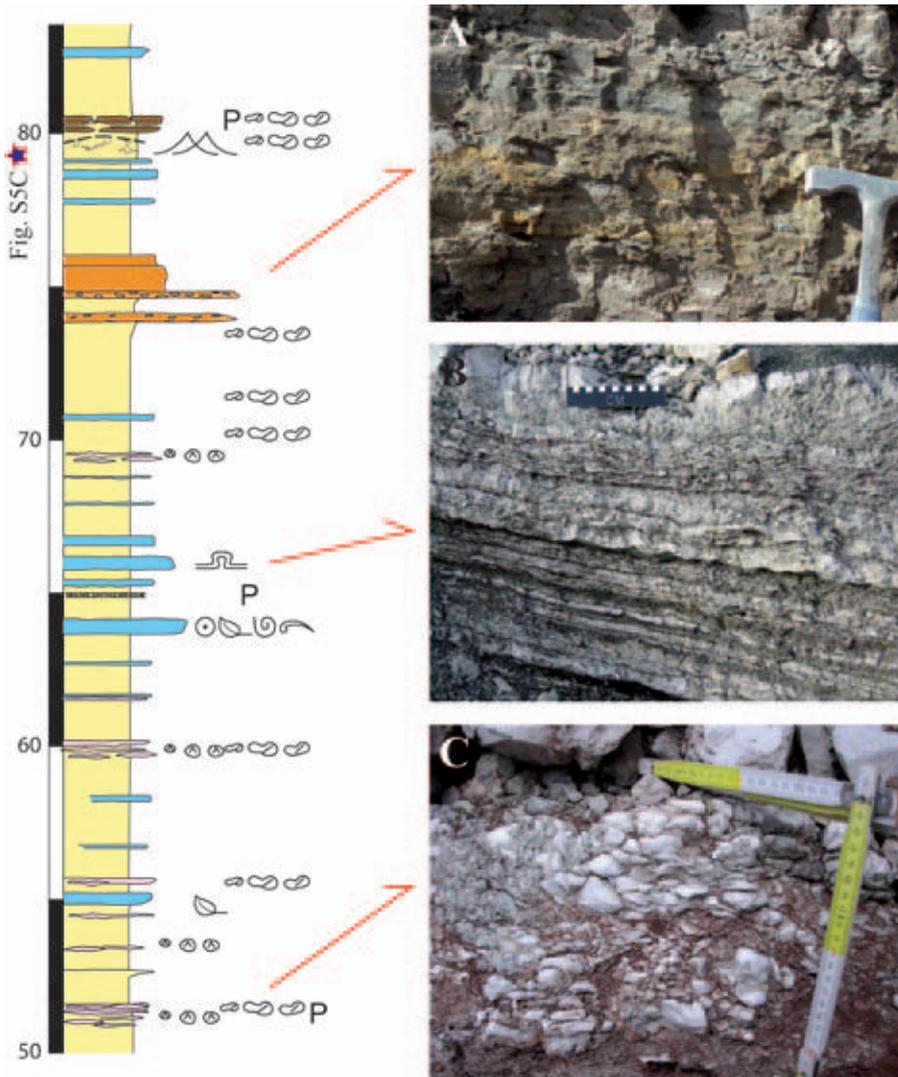


Fig. 21: Stratigraphic log illustrating the flood-basin deposition in the lower siliciclastic interval. Light blue: marine carbonates; pink: evaporites; yellow: mudstones; orange: arenites and conglomerates. Scale bars = 1 m. A) tabular sheet-flood quartz-arenites; B) crinkly algal lamination on top of a carbonate marine storm layer; C) nodular/chicken-wire anhydrite encased in red mudstones.

The upper boundary is gradual and time-transgressive due to a constant decrease of the terrigenous input, and only the complete disappearance of the fine-clastic layers may be used to define the boundary between the two formations.

Three carbonate-siliciclastic cycles are observable (Fig. 20), corresponding to three transgressive-regressive sequences (Breda et al., 2006) and organized in an overall transgressive pattern. A tailing off of the clastic intervals is observed upwards, up to their complete disappearance at the onset of the Dolomia Principale.

Siliciclastic intervals (flood-basin mudstones)

The regressive siliciclastic intervals are mainly made up of multicoloured flood-basin mudstones (Fig. 21). The flood basin is a low-lying coastal mud-flat at the transition between terrestrial and marine deposition. Mudstones were deposited as suspension

load during the temporary inundation of the (otherwise emerged) flood basin, both by sea water during storm surges and by major river floods. Scattered shallow ephemeral stream conglomerates and sheet-flood quartz-arenites, are interpreted as the more distal tails of a terminal-fan fluvial system (Fig. 21A). Few decimeter thick tabular dolomitic layers characterized by a rich marine fauna (bivalves and gastropods) or flat pebble breccias (on top of convoluted algal laminations) are interpreted as tempestites (Fig. 21B). Due to the dominantly arid climate a coastal sabkha developed locally, characterized by nodular/chicken-wire anhydrite encased in red mudstones and organized in saline soil profiles (gypcretes) (Fig. 21C).

Evaporites and calcic paleosols are usually located on top of the regressive interval, the better developed paleosols marking the top of higher-order sequences.

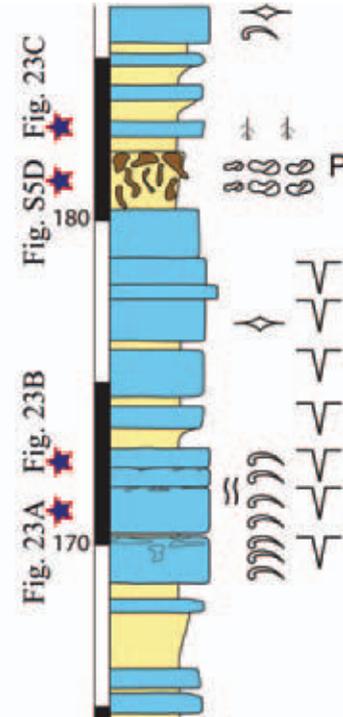
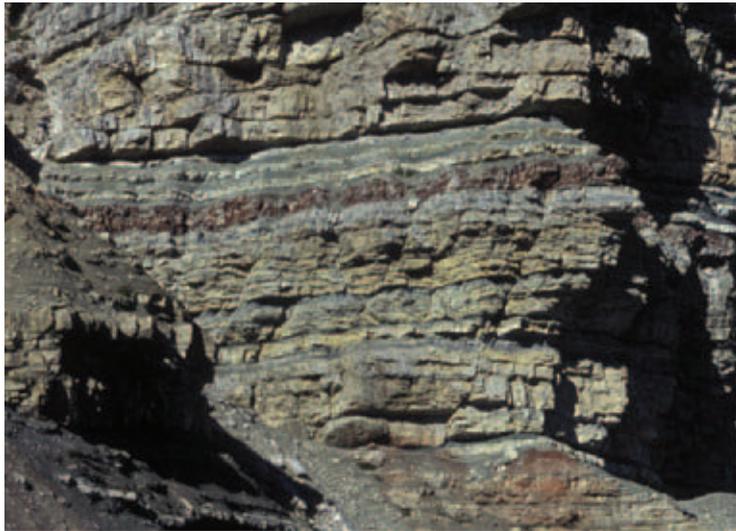


Fig. 22: Panoramic view and stratigraphic log of the upper carbonate/siliciclastic sequence of the Travenanzes Fm. as seen from 2214 m asl west of the section. The carbonate interval is mainly made up of aphanitic, crystalline, algal-laminated and marly dolostones, with subordinate intercalations of prevalently dark mudstones and shales. Note the reddish vertisol at the base of the siliciclastic interval.

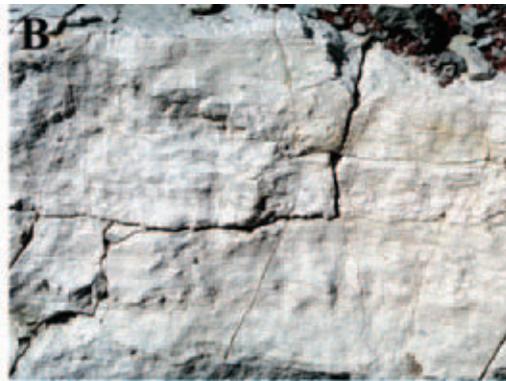


Fig. 23: A) Granular dolostones consisting in wackestone-packstones rich in bivalves (*Megalodontida*). Note the reddish marls infilling the lower part of the bivalve, suggesting dissolution and cementation processes typical of the meteoric diagenesis; B) Irregular dissolution features cut a laminated dolomitic bed characterized by local stromatolites and flat pebble breccias, and are infilled by green dolomitic marls. C) Root traces emanating from a light-grey to whitish dolomite layer: vertical, nearly cylindrical, tubes usually hollow with coarse calcite coatings. D) Root traces emanating from a reddish marly pedoturbated surface: The original organic matter is completely replaced, and only a greenish halo is visible (see Figure 22 for location).

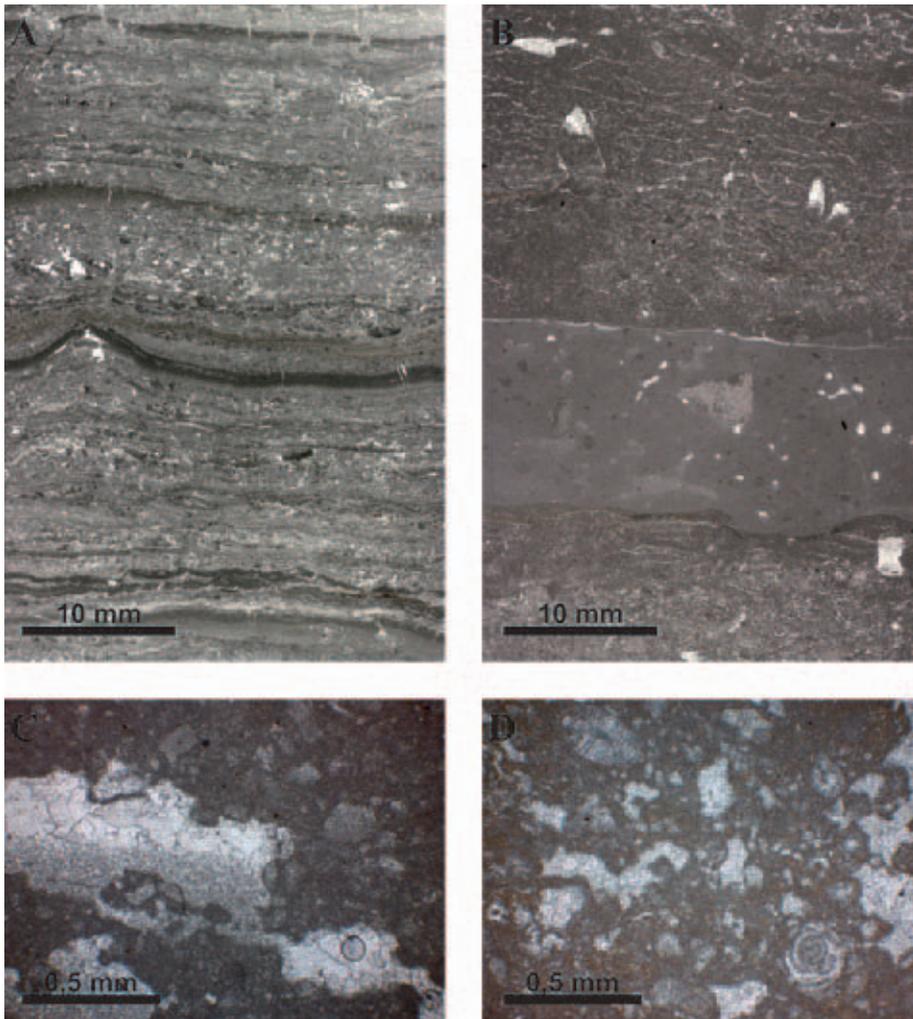


Fig. 24: Microfacies from the upper sequence of the Travenanzes Fm. A) Supratidal algal lamination with micro-turbation and mud crack structures; B) Multilayered sample presenting a lower bed of packstone-grainstones with foraminifera, followed by a massive dolomicrite bed with local intraclasts (interpreted as tempestite), followed in turn by a packstone-wackestone with planar fenestrae; C) Peloidal wackestone with planar fenestrae infilled by geopetal structures with dolomicrite occupying the lower part of the cavity, and sparite cement occupying the space above; D) Bioclastic wackestones rich in foraminifera and diffuse bioturbation.

7. The upper part of the Travenanzes Formation

Following the trail n° 420, the "via ferrata Cengia Astaldi" allows a close determination of the upper part of the Travenanzes Fm., where the carbonate peritidal facies prevails, up to the contact with the Dolomia Principale.

Carbonate intervals (carbonate tidal flat)

The (transgressive) carbonate intervals are characterized by tidal-flat and shallow-lagoon deposition (Figs. 22, 23). Aphanitic, crystalline, algal-laminated and marly dolostones, with subordinate intercalations of prevalently dark mudstones and shales are observed. Aphanitic dolostones consist of light-gray to whitish dolomicrites (mudstones-wackestones) with sparse micritic peloids. Granular dolostones consist of wackestone-packstones to grainstones rich in bivalves (*Megalodontida*) (Fig. 23A), foraminifera and diffuse bioturbation. Peritidal dolostones are

characterized by meter-scale shallowing-upward cycles composed of bioclastic-intraclastic packstones-grainstones rich in bivalves and gastropods. These grade upwards into homogeneous and laminated dolomicrites with local stromatolites and planar fenestrae, and are capped by flat pebble breccias, mud cracks and tepee horizons. The peritidal dolostones are analogous to those characterizing the overlying Dolomia Principale (Figs. 23B, 24).

The thicker crystalline packstone/grainstone beds, rich in marine macrofauna (bivalves and gastropods), suggest a more open, shallow-lagoon setting as confirmed by the green algae (*Dasycladaceans*) and foraminifera observed in thin section. They are usually located in the upper part of the transgressive interval, and mark surfaces of maximum flooding.

CARNIAN PALEOSOLS AT RIFUGIO DIBONA

One way of understanding the climate evolution recorded in the Rifugio Dibona section is to look at paleosols. Paleosols are soils formed on a landscape of the past (e.g., Kraus, 1999) whose physical and chemical characteristics are determined by a few environmental factors, among which climate plays a primary role (e.g., Retallack, 2001). Thus, paleosol features might be used as in-situ climatic indicators and allow the distinction between climatic and local environmental forcing.

Paleosols of the Heiligkreuz Fm. are concentrated in the upper Borca member. Typical paleosol profiles include Fe-illuviation (spodic) horizons or ironstones below well developed histic horizons and may lie on karstified surfaces. Taken together, these features testify for a tropical humid climate (Köppen's A class) with a short - or without - dry season.

In the Travenanzes Fm. paleosols are abundant and well developed. Typical paleosol profiles show a gradual upward increase in the size and density of carbonate nodules constituting the Ca-illuviation (B) horizons of well-drained alkaline soils (calcisols). Calcic vertisols develop in arid-semiarid climates occurring today in tropical belts outside the reach of the Indian summer monsoon (Köppen's B class).

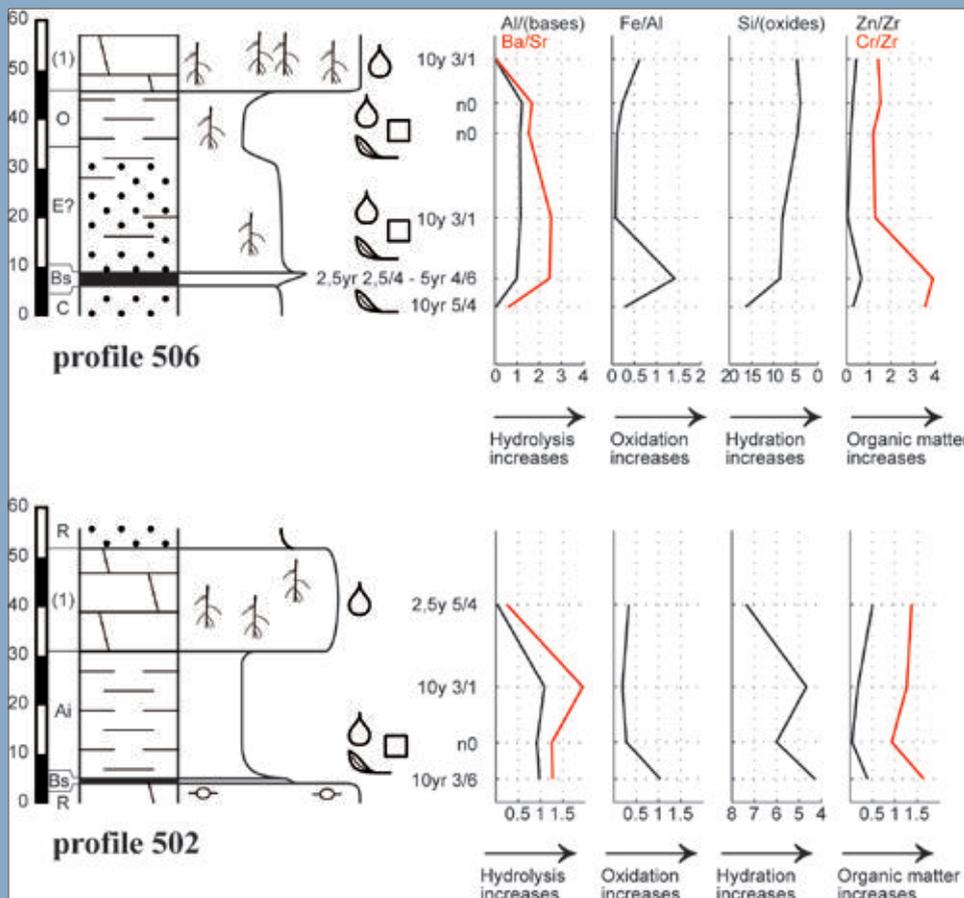


Fig. S1: Paleosols indicative of tropical humid climate of the upper Borca member, Munsell colors of soil horizons, and whole-rock chemical analyses. Suggested soil horizons are indicated to the left; (1) indicates marginal marine sediments related to rapid transgressions. Molecular and atomic ratios indicative of soil processes following Retallack (2001). Scale in cm.



Fig. S2: Paleosols 506 and 502 are two examples of paleosols with spodic and histic horizons (aquods) lying on siliciclastic and carbonate substratum, respectively.

| Climatic indicator | Climatic significance | References |
|------------------------------|--|--|
| Tepee structures | $E > P$, arid or semiarid tropical climates. | Assereto & Kendall, 1977; Hardie and Shinn, 1986; Mutti, 1994 |
| Evaporites | $E > P$ and commonly $P < 200$ mm. | Retallack, 2001 |
| Calcic horizons and caliches | $E > P$, $P < 760$ mm, arid or semiarid climates. | Royer, 1999; Retallack and Royer, 2000; Retallack, 2001 |
| Karstic dissolution | $P > E$ strongly enhanced by a stable vegetation cover. | Ford and Williams, 1989; Retallack, 2001 |
| Preserved histic horizons | Tropical wet climate with reduced P seasonality, $P \geq 1500$ mm. | Cecil, 1990; Lottes and Ziegler, 1994; Retallack, 2001; cf. Hardie, 1977; Enos and Perkins, 1979 |
| Spodic horizons | $P > E$, wet climate within the tropical belt. | Kraus, 1999; Retallack, 2001 |

Fig. S3: Primary climatic indicators and their climatic significance. E = mean annual evapotranspiration; P = mean annual precipitation.

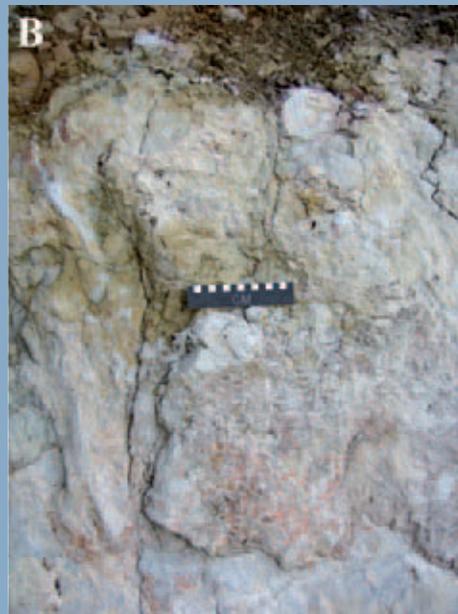


Fig. S4: Palaeokarst features. Frequently, irregular dissolution features cut the upper part of the peritidal cycles, infilled by green to reddish dolomitic marls (A) and carbonate micro-breccias (B). Dissolution surfaces in place penetrate vertically as much as 1 m. See also Figure 23A, B.

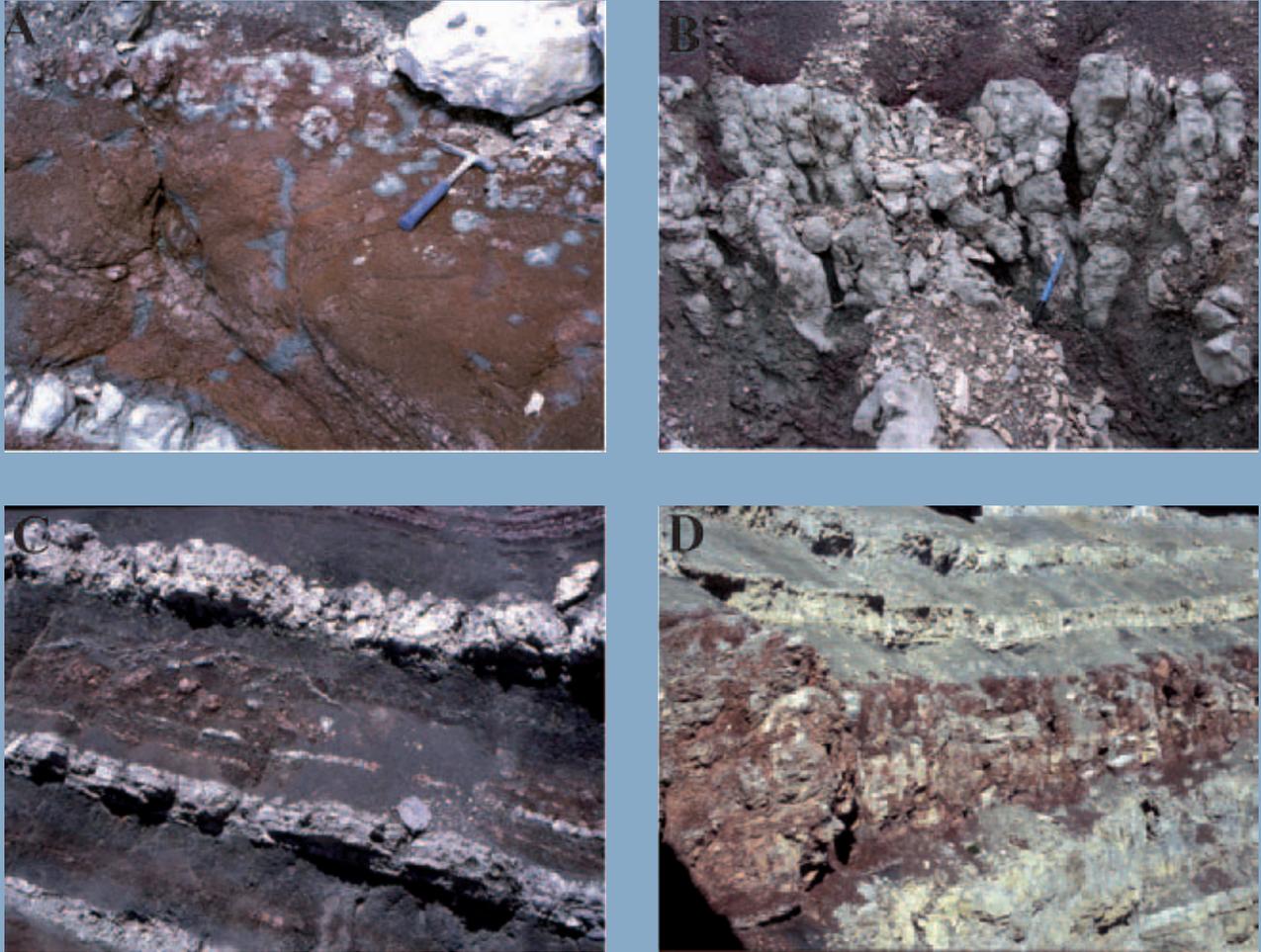


Fig. S5: Calcic and vertic paleosols of the Travenanzes Fm., indicative of semiarid to arid climate, characterized by extreme seasonality. A gradual upward increase in size and density of nodules is commonly observed within paleosol B horizons. A) Carbonate nodules mostly develop in reddish floodplain mudstones. B) Most prominent feature of the vertisols is the vertical elongation of peds, indicating vertical upward and downward movement of water due to alternating wetting and drying conditions. C) Massive hardpan calcrete (caliche) showing a faint prismatic structure with peds separated by narrow, subvertical, mudstone-filled irregular fissures (cutans) extending downwards into the underlying host sediment. Pseudo-anticlinal structures consist of calcite-sealed, slickensided fractures, crossing the mudstone and produced by repeated expansion and contraction of swelling clays. D) Vertisol on top of the Dibona section (see Figure 22 for location).

PALYNOSTRATIGRAPHY OF THE DIBONA SECTION

Palynological analysis of the Heiligkreuz Formation provides information on palynostratigraphy and paleoclimate during the last part of the so called "Carnian Pluvial Event". The generic palynological association found in this formation (Fig. P1, Plate P1) come from the Dibona Sandstones member. The association found in the Travenanzes Formation (Fig. P2, Plate P2) comes from the lowermost levels of this formation, few meters above the Lagazuoi member. The associations found show typical Upper Triassic elements, and particularly association found in the Heiligkreuz Fm. is well comparable with the *Duplicisporites continuus* assemblage whereas the assemblage found at the base of the Travenanzes Fm. is comparable with the *Granuloperculatipollis rudis* assemblage (Roghi, 2004). Both these associations fall into the Densus-Maljawkinae phase of Brugman, 1983 and Van der Eem, 1984.

In the Dibona section, the palynoflora of the upper part of the Heiligkreuz Fm. is characterized by trilete levigate and ornamentated spores, monosaccites and bisaccates pollens and Circumpolles. A quantitative analysis of these levels indicates predominance of conifers (51 %), Pteridosperms (18 %) and Lycopside, Filicopsida and Sphenopsida (18 %) (Fig. P3, sample DB A). The high percentage of Pteridosperms and Conifers is also indicated in the paleosols by the presence of well preserved cuticule belonging to these groups (Fig. P4) and also for the abundant presence of the fossil resin (see Amber box).

In the lower part of the Travenanzes Fm. (Fig. P3, sample RB 52) the association is characterized by high percentages of Circumpolles (43%), with *Camerosporites secatus* alone constituting 31%; *Ovalipollis* spp. (11%), Lycopside, Filicopsida and Sphenopsida (16%) and Cycadopites (6 %).

Comparative quantitative analyses of these two samples from the Heiligkreuz Fm. (Dibona Sandstones member) and Travenanzes Fm. and the hygrophytic and xerophytic elements in the palynological assemblages (Fig. P3), show a strong increase in abundance of the xerophytic Circumpolles (between 8% to 42%) and a decrease of monosaccites (from 47% to 8%) and bisaccates (from 18% to 3%). Hygrophytic Azonotriletes maintain constant abundance and indicate the local persistence of humid conditions.

The same trend was found in the time equivalent levels of the Cave del Predil area, Julian Alps (De Zanche et al., 2000, Roghi, 2004). Here, from the upper Tor Fm. to the lowermost Carnitza Fm. a decrease of monosaccites and bisaccates is linked with a rapid increase of Circumpolles forms. Their presence could be linked to the final phase of the humid pulse, well testified both in the Dolomites and in the Julian Alps, with a strong increase of the Circumpolles groups in the Travenanzes Fm. and in the Carnitza Fm. respectively.

| Species (Heiligkreuz Formation) | Botanical affinity | % |
|--|---|-----|
| Levigated and ornamentated spores, genus <i>Calamospora</i> , <i>Todisporites</i> , <i>Concavisporites</i> , <i>Retusotriletes</i> and <i>Uvaesporites</i> | Lycopsids, Filicopsida and Sphenopsida | 13 |
| <i>Spiritisporites spirabilis</i> Scheuring, 1970 | ? Filicopsida | < 1 |
| <i>Vallasporites ignacii</i> Leschik in Kräusel and Leschik, 1956 | Conifers | 8 |
| <i>Enzonalasporites vigens</i> Leschik in Kräusel and Leschik, 1956 | Conifers | 10 |
| <i>Patinasporites</i> cf. <i>densus</i> (Leschik, 1956) Scheuring, 1970 | Conifers | 2 |
| <i>Patinasporites densus</i> (Leschik, 1956) Scheuring, 1970 | Conifers | 1 |
| <i>Pseudoenzonalasporites summus</i> Scheuring, 1970 | Conifers | 1 |
| <i>Samaropollenites speciosus</i> Goubin, 1965 | Conifers or Pteridosperms | 1 |
| <i>Ovalipollis pseudoalatus</i> (Thiergart, 1949) Schuurman, 1976 | ?Cycadales, ?Pteridosperms, ?Conifers | 8 |
| <i>Lunatisporites acutus</i> Leschik in Kräusel and Leschik, 1956 | Pteridosperms (Peltaspermales), ?Conifers, ?Podocarpaceae | 4 |
| <i>Infernopollenites parvus</i> Scheuring, 1970 | Pteridosperms (Peltaspermales), ?Conifers | <1 |
| <i>Triadispora</i> spp. | Conifers (Voltziales) | 8 |
| <i>Lueckisporites</i> sp. | Conifers (Majonicaceae) | 3 |
| alete bisaccate | Pteridosperms (Peltaspermales), Conifers | 29 |
| <i>Duplicisporites continuus</i> Praehauser-Enzenberg, 1970 | Conifers (Cheirolepidiaceae) | 1 |
| <i>Paracirculina maljawkinae</i> Klaus, 1960 | Conifers (Cheirolepidiaceae) | 3 |
| <i>Duplicisporites verrucosus</i> (Leschik, 1956) Scheuring, 1970 | Conifers (Cheirolepidiaceae) | 1 |
| <i>Duplicisporites granulatus</i> (Leschik, 1956) Scheuring, 1970 | Conifers (Cheirolepidiaceae) | 6 |
| <i>Camerosporites secatus</i> Leschik in Kräusel and Leschik, 1956 | Conifers (Cheirolepidiaceae), ?Pteridosperms | <1 |

Fig. P1: Palynological association, botanical affinity and quantitative data from the upper part of the Heiligkreuz Fm. (from Roghi et al., 2006). Percentages are related to a complex of samples collected in the in the Heiligkreuz Fm. (Dibona and Heiligkreuz sections).

| Species (Travenanzes Formation) |
|---|
| <i>Concavisporites</i> sp. |
| <i>Todisporites</i> sp. |
| <i>Verrucosisporites</i> sp. |
| <i>Carnisporites ornatus</i> Mädler 1964 |
| <i>Converrucosisporites</i> sp. |
| <i>Laricoidites intragranulosus</i> Bharadway and Singh, 1964 |
| <i>Aratrisporites</i> sp. |
| <i>Vallasporites</i> sp. |
| <i>Vallasporites ignacii</i> Leschik, 1956 |
| <i>Enzonalasporites vigens</i> Leschik, 1956 |
| <i>Ovalipollis</i> spp. |
| <i>Camerosporites secatus</i> (Leschik, 1956) Scheuring 1978 |
| <i>Granuloperculatipollis</i> sp. |
| <i>Granuloperculatipollis rudis</i> (Venkatachala and Góczán, 1964) |
| Mostler et al., 1978 |
| <i>Riccisporites</i> cf. <i>R. tuberculatus</i> |

Fig. P2: Palynological association from the lower part of the Travenanzes Fm. in the Dibona section.

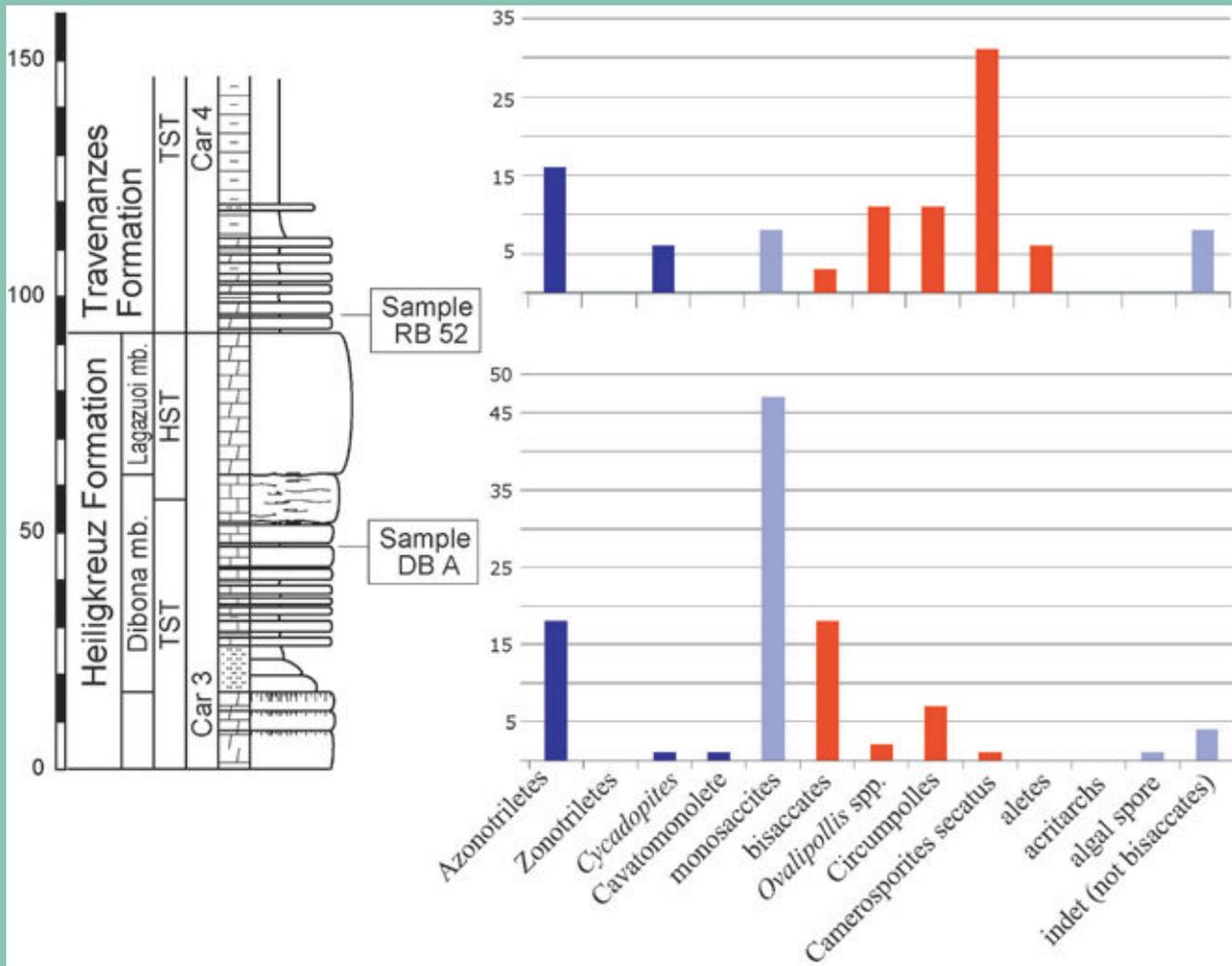


Fig. P3: Quantitative distribution of the main palynomorph groups in the upper part of the Heiligkreuz Fm. (sample DB A) and in the lowermost part of the Travenanzes Fm. (sample RB 52).

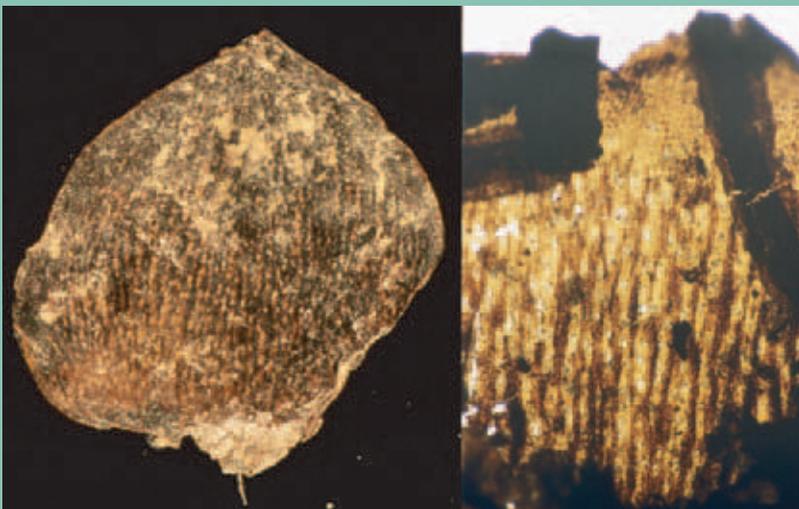


Fig. P4: Fossil leaves with Conifer affinity from the most rich of amber paleosol of the Dibona section (upper part of the Dibona Sandstones member, Heiligkreuz Fm.).

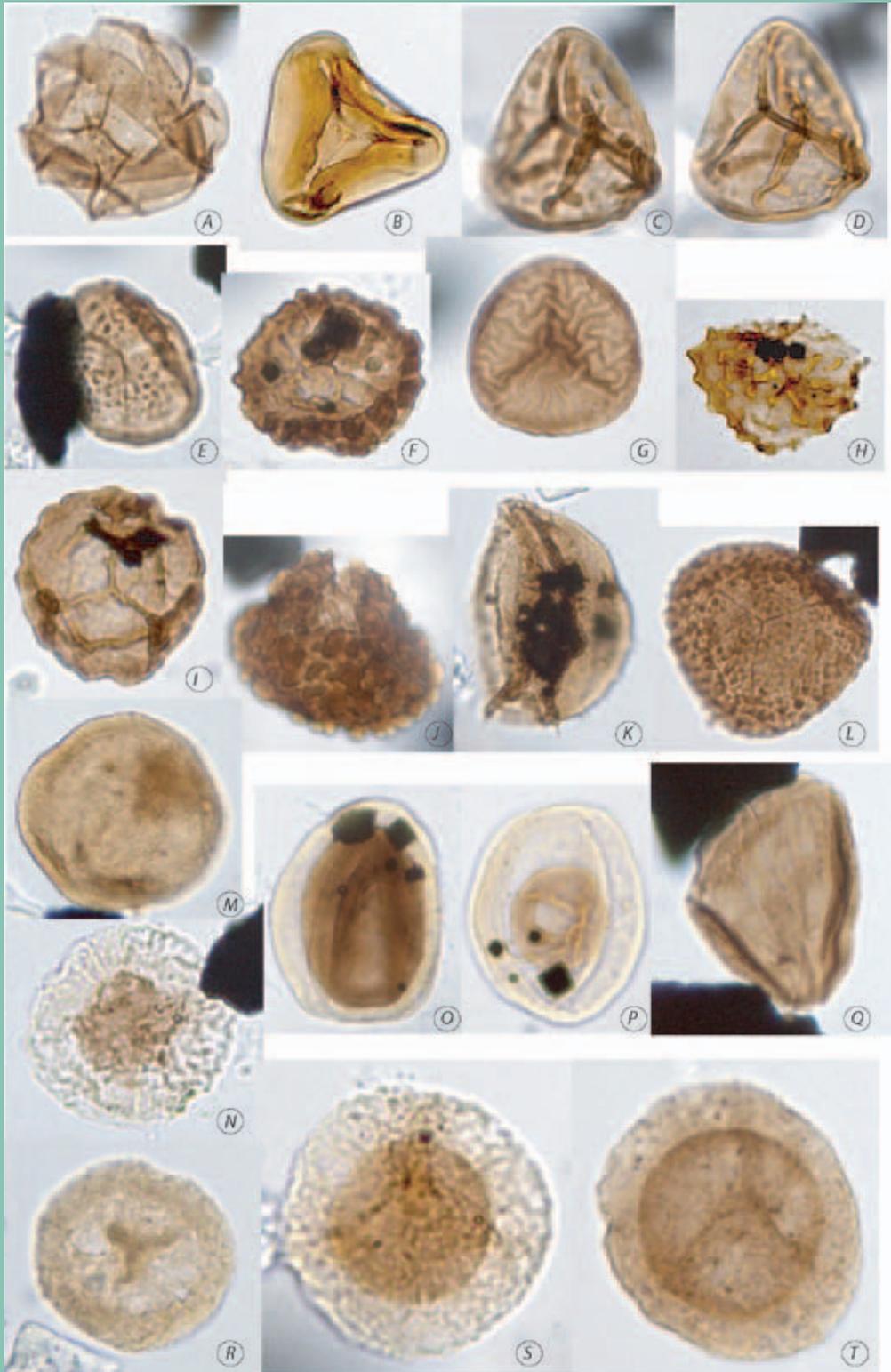


Plate P1 Palynological association from the Heiligkreuz Fm.: A) *Calamospora lunzensis*, (39 μm); B) *Concavisporites* sp., (50 μm); C, D) *Leptolepidites* cf. *L. verrucatus*, (30 μm); E) *Nevesisporites vallatus*, (30 μm); F) *Uvaesporites gadensis*, (25 μm); G) *Lycopodiacidites keupperi*, (37 μm); H) *Gibeosporites hirsutus*, (25 μm); I) *Anapiculatisporites telephorus*, (30 μm); J) *Combaculatisporites mesozoicus*, (38 μm); K) *Aratrisporites parvispinosus*, (41 μm high); L) *Converrucosisporites tumulosus*, (40 μm), M) *Pseudoenzonalasporites summus*, (37 μm); N) *Patinasporites* cf. *P. densus*, (30 μm); O) *Paracirculina maljawkinae*, (30 μm); P) *Duplicisporites continus*, (35 μm); Q) *Equisetosporites chinleanus*, (34 μm high); R) *Vallasporites ignacii*, (30 μm); S, T) *Tulesporites* sp., (S, 42 μm , T, 37 μm).

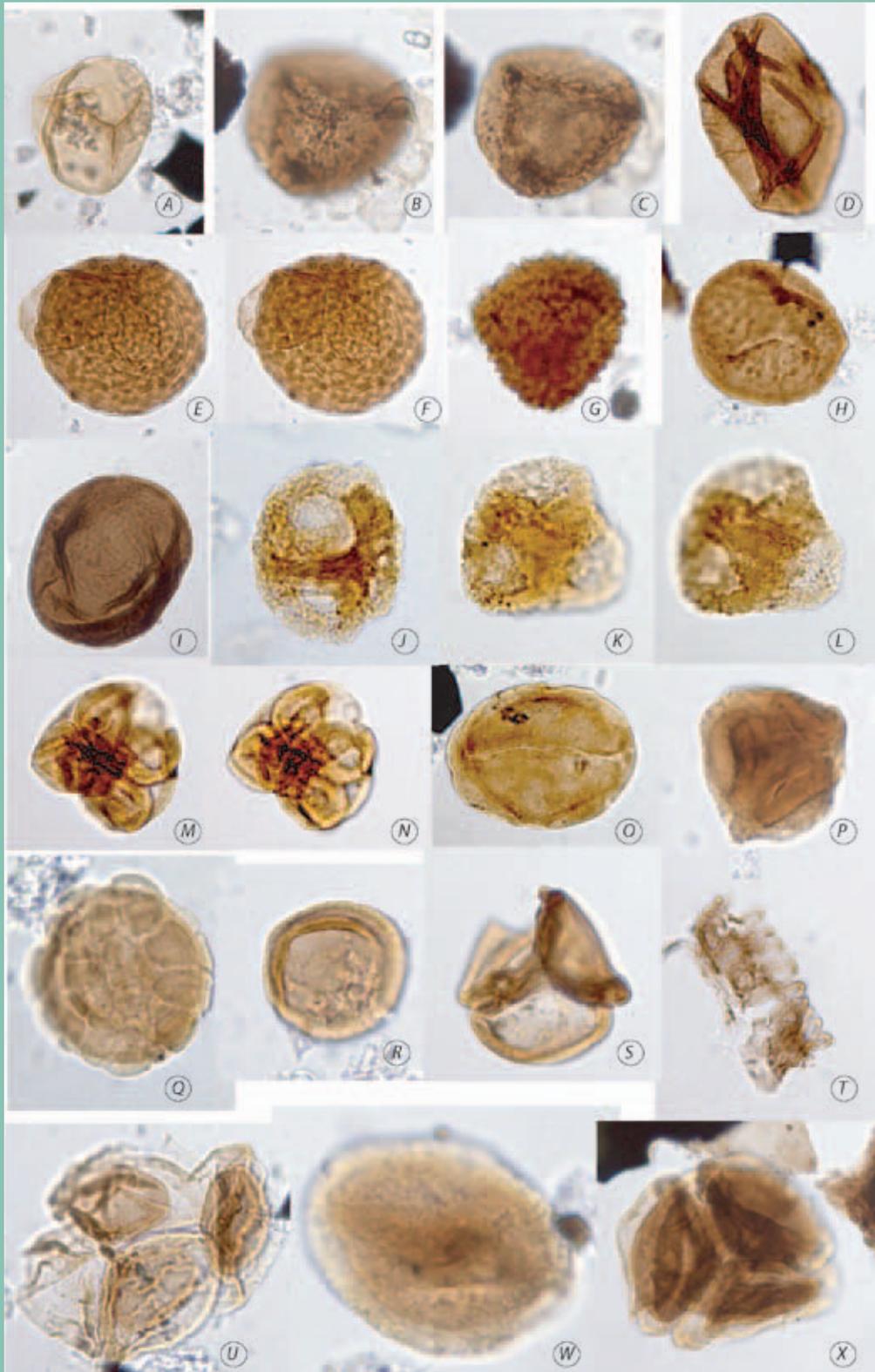


Plate P2 Palyonological association from the Travenanzes Fm.: A) *Todisporites* sp., (46 μ m); B, C) *Convruccosporites* sp., (50 μ m); D) *Laricoidites intragranulosus*, (56 μ m long); E, F) *Verrucosporites* sp., (62 μ m); G) *Combaculatisporites* sp., (48 μ m); H) *Carnisporites ornatus*, (36 μ m); I) *Laricoidites intragranulosus*, (56 μ m long); J, K, L) *Vallasporites* sp., (J, 37 μ m, K,L, 32 μ m); M, N) *Riccisporites* cf. *R. tuberculatus*, (35 μ m); O) *Ovalipollis ovalis*, (64 μ m long); P) *Granuloperculatipollis* sp., tetrads, (32 μ m); Q) *Camerosporites secatus*, (31 μ m); R) *Granuloperculatipollis* sp., (27 μ m); S) *Riccisporites* cf. *R. tuberculatus*, (27 μ m); T) spirally plant fragments, (20 μ m large); U) cavate forms, tetrads, (40 μ m); W) *Aratrisporites* sp., (32 μ m); X) *Granuloperculatipollis rudis*, (40 μ m).

THE TRIASSIC AMBER OF THE DOLOMITES

Upper Triassic strata of the Heiligkreuz Formation preserve, like a precious treasure, the most ancient and quantitatively substantial amber deposits of the world (Fig. A1). Amber is fossilized resin of ancient trees that grew in the near land. Amber of the Heiligkreuz Fm. was found in (i) hybrid sandstone, with marine pelecypods and plant debris suggesting that the amber was transported and redeposited, and (ii) in palaeosols associated with plant remains indicating an autochthonous origin. In the palaeosol a considerable abundance of cuticle-preserved leaves allowed the correlation of the amber-producing species to the family Cheirolepidiaceae, a group of conifers present in the near land, as indicated also by palynological analysis (Roghi et al., 2006b). The fossil resin drops found in the palaeosol show typical globe-shaped forms with a little stem and a main diameter of 2-3 mm; some of the outer drop surfaces show characteristic reticular structures suggesting a fast desiccation (Fig. A1).

This fossil resin was first reported by Koken (1913) in his famous posthumous work on the mollusk and vertebrate fauna of Heiligkreuz. Later it was described by Zardini (1973) and Wendt & Fürsich (1980), but only recently this amber was extensively studied not only with respect to its physico-chemical properties, but also with the purpose to understand its palaeobotanical origin (Gianolla et al., 1998b; Roghi et al., 2006a, 2006b; Ragazzi et al., 2003).

Triassic amber of the Dolomites comes only from the Heiligkreuz Fm., corresponding to a time interval between Early and Late Carnian. In the same chronostratigraphic interval fossil resin was found also in a wide area including the Schilfsandstein (Switzerland), the Raiblerschichten and Lunzerschichten (Austria), the Barnag member of the Sándorhegy Formation (Hungary) and the Chinle Formation (Arizona) (Fig. A2 and references therein). These defined and restricted findings could suggest that resin exudation from the ancient trees could have been influenced by some kind of palaeopathology probably caused by palaeoclimatic fluctuations.

The identity card for the Triassic amber of Dolomites was obtained through many physico-chemical studies (Ragazzi et al., 2003; Roghi et al., 2006b). Main analyses were infrared spectrophotometry (FTIR), nuclear magnetic resonance (NMR), thermogravimetry (TG), differential thermogravimetry (DTG), and automated elemental analysis. The infrared spectrum of the Triassic amber is typical of fossil resins (Fig. A3) but presents a peculiar shape of the fingerprint region.

When inside this amber a rich microbiological world was discovered (Fig. A4), a more complete investigation of these microorganisms started in collaboration with Dr. Alexander Schmidt (University of Berlin) and Prof. Olimpia Coppellotti (University of Padova) (Schmidt et al., 2006). The study on fossil microorganisms embedded in the amber, still preserved at an astonishingly pristine state, is still in progress. The overall of these data suggests that Triassic amber of the Dolomites is a unique kind of fossil resin with interesting potentials also as a palaeoenvironmental indicator.



Fig. A1: Amber drops found in the palaeosols in the Heiligkreuz Fm., Dolomites.

| Age | | DOLOMITES (Italy) (Koken, 1913; Gianolla et al., 1998; Roghi et al., 2006b) | BALATON HIGHLAND (Hungary) (Budai et al., 1999; Gábor and Földvári, 2005) | Eastern NCA (Lunz area) (Austria) (Sigmund 1937 in Vávra, 1984) | Western NCA (Kochental, Tyrol) (Pichler, 1868) | NEUEWELT (Switzerland) (Soom, 1984, Kelber and Hansch, 1996) | NE ARIZONA (USA) (Litwin and Ash, 1991) |
|---------------------------|-----------------------------|---|---|--|--|--|--|
| C A R B O N I F E R O U S | J U L I A N T U V A L I A N | RAIBL FM. | | OPPONITZER-SCHICHTEN | RAIBLERSCHICHTEN ("TORER SCHICHTEN") shales 2b-2c | UNTERE KIESELSANDSTEIN | PAINTED DESERT MB. SONSELA MB. |
| | | HEILIGKREUZ SANTA CROCE Fm. | SANDORHEGY FM. | LUNZER-SCHICHTEN RAINGRABENER SCHICHTEN | RAIBLERSCHICHTEN ("CARDITA SCHICHTEN") shales 1a-1b-1c-2a | ROTE WAND HAUPTSTEIN-MERGEL SCHILFSANDSTEIN | BLUE MESA MB. MESA REDONDO FM. SHINARUMP FM. |
| | | S. CASSIANO FM. | VESZPREM FM. | GOSTLINGER KALK | WETTERSTEINKALK | GIPSKEUPER | |

ammonoids
 palynomorphs
 hiatus
 amber

Fig. A2: Localities of Upper Triassic fossil resin.

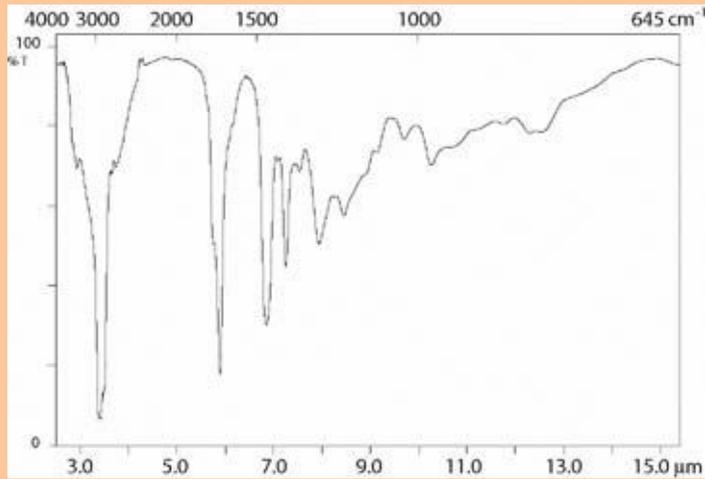


Fig. A3: Solid-state FTIR spectrum of Triassic amber from the Dolomites (from Roghi et al., 2006b).

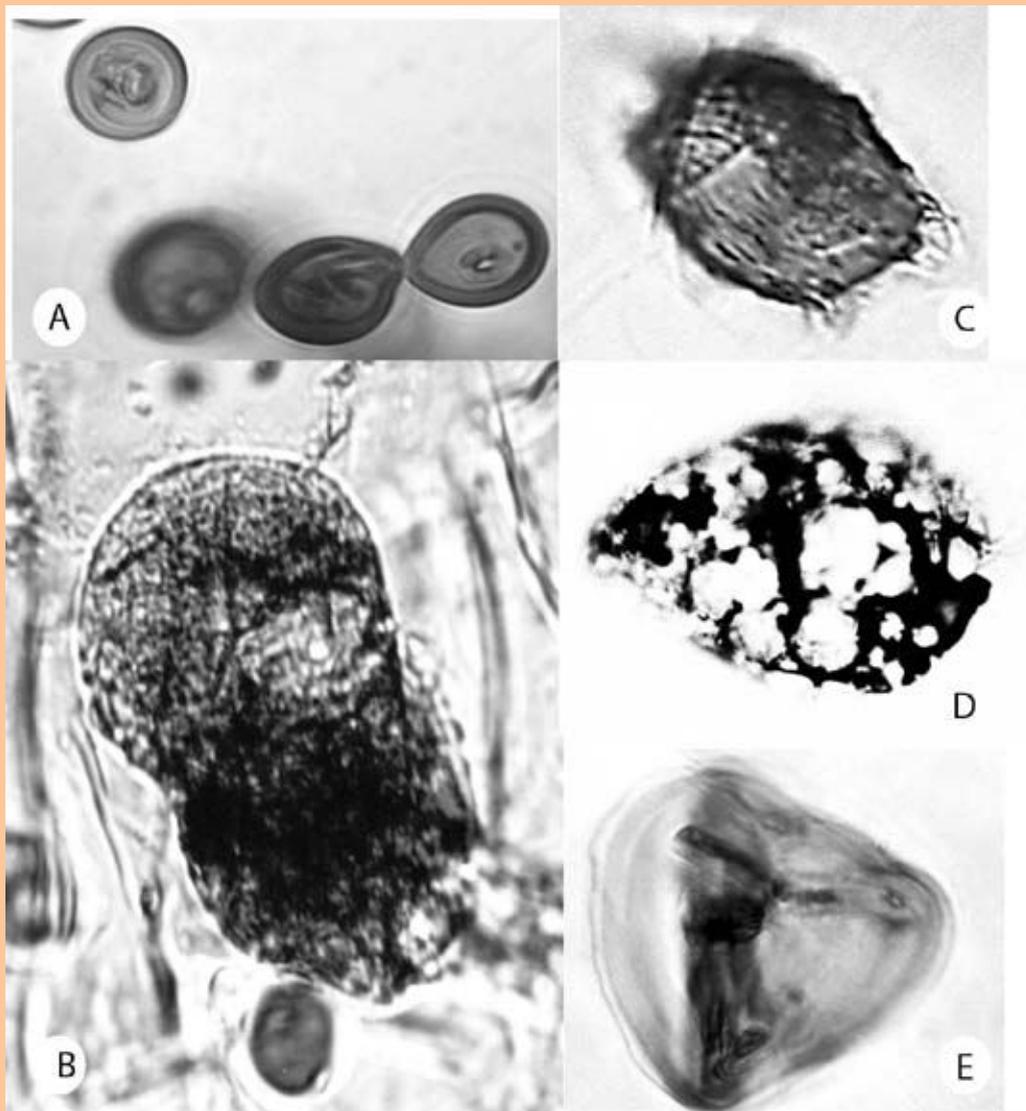


Fig. A4: Microinclusion in the Triassic amber from the Dolomites (from Schmidt et al., 2006). A) Chrysophycean cysts, diameter 10–20 μm ; B) Conifer pollen, 120 μm length; C) Coleps, Ciliate inclusion; D) Cyst of rhizopod protozoan, diameter 20 μm ; E) fern spore, 40 μm in diameter.

Dedication

We dedicate this work to the memory of the late Vittorio De Zanche, our mentor and friend.

Photograph (August 21, 1997): Vittorio during fieldwork in the Rifugio San Marco section at Heiligkreuz (San Vito di Cadore).



References

- Assereto, R. & Kendall, C.G..St.C. (1977): Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. – *Sedimentology*, 24: 153–210.
- Avanzini, M., Dalla Vecchia, F.M., De Zanche, V., Gianolla, P., Mietto, P., Preto, N. and Roghi, G. (2000): Aspetti stratigrafici relativi alla presenza di tetrapodi nelle piattaforme carbonatiche mesozoiche del Sudalpino. – *Acc. Naz. Sc., Let. Arti Modena, Collana di Studi*, 21: 15–20.
- Baccelle Scudeler, L. & Grandesso, M. (1989): Pisoidi della Dolomia di Durrenstein (Carnico superiore) in Valparola – Dolomiti centrali (Italia settentrionale). – *Mem. Sci. Geol.*, 41: 37–49.
- Bosellini, A. (1984): Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy. – *Sedimentology*, 31: 1–24.
- Bosellini, A. (1967): La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete). – *Boll. Soc. Geol. It.*, 86: 133–169.
- Bosellini, A. & Hardie, L.A. (1988): Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete. – *Mem. Soc. Geol. It.*, 30: 245–266.
- Bosellini, A., Dal Cin, R. and Gradenigo, A. (1978): Depositi litorali raibliani nella zona di Passo Falzarego (Dolomiti centrali). – *Ann. Univ. Ferrara (N.S.)*, sez. IX, vol.V, 13: 223–238.
- Bosellini, A., Masetti, D. and Neri, C. (1982): La geologia del passo del Falzarego. In *Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale* (Castellarin A., Vai G. B. eds.). – *Guide geologiche regionali della Soc. Geol. It.*: 273–278.
- Bosellini, A., Neri, C. and Stefani, M. (1996): Geologia delle Dolomiti, introduzione geologica. – 78° riunione estiva della Soc. Geol. It.: 9–53.
- Bosellini, A., Gianolla, P. and Stefani, M. (2003): The Triassic carbonate platforms of the Dolomites (northern Italy): their evolution and stratigraphic framework. – *Mem. Sci. Geol.*, 54: 111–114.
- Breda, A., Massari, F., Meneguolo, R. and Preto, N. (2006): An alluvial plain – sabkha – lagoon system in the Upper Triassic of the Dolomites, northern Italy. – *Abstract Book: EGU General Assembly 2006*, Vienna.
- Breda, A. & Preto, N. (2008): A continental/siliciclastic to shallow-marine/carbonate system in the Upper Triassic of Dolomites (Travenanzes Formation, N Italy). – *Rendiconti online Soc. Geol. It.*, 2: 51–56.
- Broglio Loriga, C., Cirilli, S., De Zanche, V., Di Bari, D., Gianolla, P., Laghi, G.F., Lowrie, W., Manfrin, S., Mastandrea, A., Mietto, P., Muttoni, G., Neri, C., Posenato, R., Reichichi, M., Rettori, R. and Roghi, G. (1999): The Prati di Stuofo/Stuore Wiesen Section (Dolomites, Italy): a candidate Global Stratotype Section and Point for the base of the Carnian stage. – *Riv. It. Paleont. Stratigr.*, 105: 37–78.
- Brugman, W.A. (1983): Permian–Triassic palynology. – 122 pp., *Lab. Palaeob. Palynol.*, Univ. Utrecht, Utrecht.
- Budai, T., Császár, G., Csillag, G., Dudko, A., Koloszá, L. and Majoros, G.. (1999): A Balaton-felvidék földtana. – 257 pp., *Geological Institute of Hungary*, Budapest.
- Castellarin, A. & Doglioni, C. (1985) – A geologic schematic cross-section of the Southern Alps. – *Rendiconti Soc. Geol. It.*, 8: 35–36.
- Cecil, C.B. (1990): Paleoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks. – *Geology*, 18: 533–536.
- De Zanche, V., Gianolla, P., Mietto, P., Siorpaes, C. and Vail, P.R. (1993): Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). – *Mem. Sci. Geol.*, 45: 1–27.
- De Zanche, V., Gianolla, P. and Roghi, G. (2000): Carnian stratigraphy in the Raibl/Cave del Predil area (Julian Alps, Italy). – *Eclogae Geol. Helv.*, 93: 331–347.

- Enos, P. & Perkins, R.D. (1979): Evolution of Florida Bay from island stratigraphy. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90: 59-83.
- Ford, D. & Williams, P. (1989): Karst geomorphology and hydrology. – Unwin Hyman, London, 601 pp.
- Gábor, C. & Földvári, M. (2005): Upper Triassic amber fragments from the Balaton Highland, Hungary. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése*, 2005, pp. 37-46.
- Gianolla, P., De Zanche, V. and Mietto, P. (1998a): Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (northern Italy): definition of sequences and basin evolution. – In: de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T. & Vail, P.R. (eds.), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*, SEPM Spec. Publ., 60: 719-747.
- Gianolla, P., Roghi, G. and Ragazzi, E., (1998b): Upper Triassic amber in the Dolomites (Northern Italy). A paleoclimatic indicator? – *Riv. It. Paleont. Stratigr.*, 104: 381-390.
- Gianolla, P., De Zanche, V. and Roghi, G. (2003): An Upper Tuvanian (Triassic) platform-basin system in the Julian Alps: the start-up of the Dolomia Principale (Southern Alps, Italy). – *Facies*, 49: 135-150.
- Gianolla, P., Micheletti, C., Panizza, M. and Viola, F. (2008): Nomination of the Dolomites for Inscription on the World Natural Heritage List Unesco. – *Artimedia*, Trento, 367 pp.
- Hardie, L.A. (1977): Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas. – *The Johns Hopkins University press*, Baltimore, 202 pp.
- Hardie, L.A. & Shinn, E.A. (1986): Carbonate depositional environments modern and ancient, 3, Tidal flats. – *Quat. Jour. Colorado School Min.*, 81: 1-74.
- Keim, L. & Schlager, W. (2001): Quantitative compositional analyses of a Triassic carbonate platform (Southern Alps, Italy). – *Sediment. Geol.*, 139: 261-283.
- Keim, L., Brandner, R., Krystyn, L. and Mette, W. (2001): Termination of carbonate slope progradation: an example from the Carnian of the Dolomites, Northern Italy. – *Sediment. Geol.*, 143: 303-323.
- Kelber, K.P. & Hansch, W. (1996): Keuperpflanzen Die Enträtselung einer über 200 Millionen Jahre alten Flora. – *Museo*, 11: 1-157, Heillbronn.
- Kelly, S.B. & Olsen, H. (1993): Terminal fans – a review with reference to Devonian examples. – *Sediment. Geol.*, 85: 339-374.
- Koken, E., (1913): Kennntnis der Schichten von Heiligenkreuz (Abteital, Südtirol). – *Abhandlungen der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 16: 1-43.
- Kraus, M.J. (1999): Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. – *Earth Sci. Rev.*, 47: 41-70.
- Leonardi, P. (1968): Le Dolomiti: geologia dei monti tra Isarco e Piave. – *Manfrini Editore*, Trento, 1019 pp.
- Litwin, R.J. & Ash, S.R. (1991): First early Mesozoic amber in the western hemisphere. – *Geology*, 19: 273-276.
- Lottes, A. & Ziegler, A.M. (1994): World peat occurrence and the seasonality of climate and vegetation. – *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 106: 23-37.
- Mutti, M. (1994): Association of tepees and paleokarst in the Ladinian Calcare Rosso (Southern Alps, Italy). – *Sedimentology*, 40: 621-641.
- Neri, C. & Stefani, M. (1998): Sintesi cronostratigrafica e sequenziale dell'evoluzione permiana superiore e triassica delle Dolomiti. – *Mem. Soc. Geol. It.*, 53: 417-463.
- Neri, C., Gianolla, P., Furlanis, S., Caputo, R. and Bossellini, A. (2007): Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000, foglio 29 Cortina d'Ampezzo, and Note illustrative. – *APAT*, Roma, 200 pp.
- Pichler, A. (1868): Beiträge zur Geognosie Tirols. XI. – Fossiles Harz. – *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 18: 45-52.
- Preto, N. & Hinnov, L.A. (2003): Unravelling the origin of shallow-water cyclothems in the Upper Triassic Dürrenstein Fm. (Dolomites, Italy). – *Journal of Sedimentary Research*, 73: 774-789.
- Preto, N., Roghi, G. and Gianolla, P. (2005): Carnian stratigraphy of the Dogna area (Julian Alps, northern Italy): tessera of a complex palaeogeography. – *Boll. Soc. Geol. It.*, 124: 269-279.
- Ragazzi, E., Roghi, G., Giaretta, A. and Gianolla, P. (2003): Classification of amber based on thermal analysis. – *Thermochimica Acta*, 404 (1-2): 43-54.
- Retallack, G.J. & Royer, D.L. (2000): Depth to pedogenetic carbonate horizon as a paleoprecipitation indicator? Comment and reply. – *Geology*, 28: 572-573.
- Retallack, G.J. (2001): *Soils of the past: an introduction to paleopedology* (2nd edition). – Unwin-Hyman Ltd, London, 404 pp.
- Roghi, G. (2004): Palynological investigations in the Carnian of Cave del Predil area (once Raibl, Julian Alps). – *Review of Paleobotany and Palynology*, 132: 1-35.

- Roghi, G., Kustatscher, E. and van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A. (2006a): Late Triassic Plant from Julian Alps (Italy). - *Boll. Soc. Paleont. It.*, 45 (I): 133-140.
- Roghi, G., Ragazzi, E. and Gianolla, P. (2006b): Triassic amber of the Southern Alps (Italy). - *Palaios*, 21: 143-154.
- Rossi, D. (1964): Il Trias medio e superiore nelle Dolomiti nord-orientali. - *Rend. Sc. fis. mat. e nat.*, 37: 322-329.
- Russo, F., Neri, C., Mastrandrea, A. and Laghi, G.F. (1991): Depositional and diagenetic history of the Alpe di Specie (Seelandalpe) fauna (Carnian, northeastern Dolomites). - *Facies*, 25: 187-210.
- Schlager, W. & Schöllnberger, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - *Mitt. Geol. Ges.*, 66-67: 165-193.
- Sigmund, A. (1937): Die Minerale Niederösterreichs (2nd ed). - Deuticke, Wien-Leipzig, 247 p.
- Simms, M.J. & Ruffell, A.H. (1989): Synchronicity of climatic change and extinctions in the Late Triassic. - *Geology*, 17: 265-268.
- Schmidt, A., Ragazzi, R., Coppellotti, O. and Roghi, G. (2006): A microworld in 220 million-year-old drops of amber. - *Nature*, 444: 835.
- Soom, M. (1984): Bernstein vom Nordrand der Schweizer Alpen. - *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Serie C*, 18: 15-20.
- Stefani, M., Bosellini, A., Brack, P., Gianolla, P., Keim, L. and Preto, N. (2004): Triassic carbonate platforms of the Dolomites (Italy): carbonate production, relative sea-level fluctuations and the shaping of the depositional architecture. - 32nd International Geological Congress, 20-28 agosto, 2004, Firenze.
- Van der Eem, J.G.L.A. (1983): Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 6. Palynological investigations in the Ladinian and Lower Karnian of the Western Dolomites, Italy. - *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 39: 189-300.
- Vávra, N. (1984): Reich an armen Fundstellen. - Übersicht über die fossilen Harze Österreichs: *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Serie C*, 18: 9-14.
- Wendt, J. & Fürsich, F.T. (1980): Facies analysis and palaeogeography of the Cassian Formation, Triassic, Southern Alps. - *Riv. It. Paleont. Stratigr.*, 85: 1003-1028.
- Zardini, R. (1973): Geologia e fossili attorno a Cortina d'Ampezzo. - Edizioni Ghedina, Cortina d'Ampezzo, 26 pp.

Manuscript submitted: 14.1.2009
Revised manuscript accepted: 6.2.2009

THE PUFELS/BULLA ROAD SECTION: DECIPHERING ENVIRONMENTAL CHANGES ACROSS THE PERMIAN-TRIASSIC BOUNDARY TO THE OLENEKIAN BY INTEGRATED LITHO-, MAGNETO- AND ISOTOPE STRATIGRAPHY. A FIELD TRIP GUIDE.

Rainer Brandner¹, Micha Horacek², Lorenz Keim³ & Robert Scholger⁴

With 11 figures

¹ Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Austria; Rainer.Brandner@uibk.ac.at

² Austrian Institute of Technology GmbH AIT, Seibersdorf, Austria; Micha.Horacek@ait.ac.at

³ Amt für Geologie & Baustoffprüfung, Autonome Provinz Bozen-Südtirol, Kardaun/Bozen, Italy; Lorenz.Keim@provinz.bz.it

⁴ Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben, Austria; Scholger@unileoben.ac.at

Topographical map: Carta topografica/Topographische Wanderkarte 1:25.000, Val Gardena/Gröden – Alpe Siusi/Seiser Alm, Bl. 5, Tabacco

Geologic map: Geologische Karte der Westlichen Dolomiten/Carta geologica delle Dolomiti Occidentali 1:25.000. – Autonome Provinz Bozen-Südtirol/Provincia Autonoma di Bolzano-Alto Adige, Amt für Geologie & Baustoffprüfung/Ufficio Geologia e Prove Materiali, Kardaun/Cardano, Bozen/Bolzano, 2007.

Route (see also Figs. 1, 2)

From Bozen/Bolzano 1 hour bus drive to Seis/Siusi, Kastelruth/Castelrotto (both on top of a thick Permian volcanic sequence ("Bozen-Quarzporphyr", Etschtaler Vulkanit-Gruppe/Gruppo vulcanico Atesino) and Panider Sattel/Passo Pinei (Gardena/Gröden-Fm.), bifurcation to Pufels/Bulla. Several stops along the Pufels/Bulla section, which is well exposed along the abandoned road to Pufels/Bulla.

Aim of the excursion

The Pufels/Bulla section offers an excellent opportunity to study the Permian-Triassic boundary (PTB) and the Lower Triassic Werfen facies and stratigraphy in a nearly continuous section from the PTB to the Induan/Olenekian boundary (IOB) located within the Campill Member. In this guidebook we present for the first time the complete section with the exact position of the samples taken for palaeomagnetic analysis (see Scholger et al., 2000) and for carbon isotope analysis (see Horacek et al., 2007a), together with the

interpretation of 3rd and 4th order cycles. In addition, dissimilarities in the lithostratigraphic subdivisions of the Werfen Formation by different research groups are shown for clearness. Until now, there do exist only few sections in the world where integrated stratigraphy has been carried out in such a detail at the PTB and within the Lower Triassic. On the basis of this key-section at Pufels/Bulla we want to stimulate the discussion on questions of the "system earth", i.e. genetically related correlations of lithofacies, sea-level changes, anoxia and stable carbon and sulphur isotope curves. Magnetostratigraphy enables a direct comparison with continental sedimentary sequences of the German Zechstein and Buntsandstein to understand sequence stratigraphy, cycles and regional climatic influences.

General remarks

The Permian-Triassic sequence is embedded within two major tectono-sedimentary cycles situated on top of Variscan crystalline basement. The cycles are: (1) the > 2000 m thick "Athesian Volcanic Group"

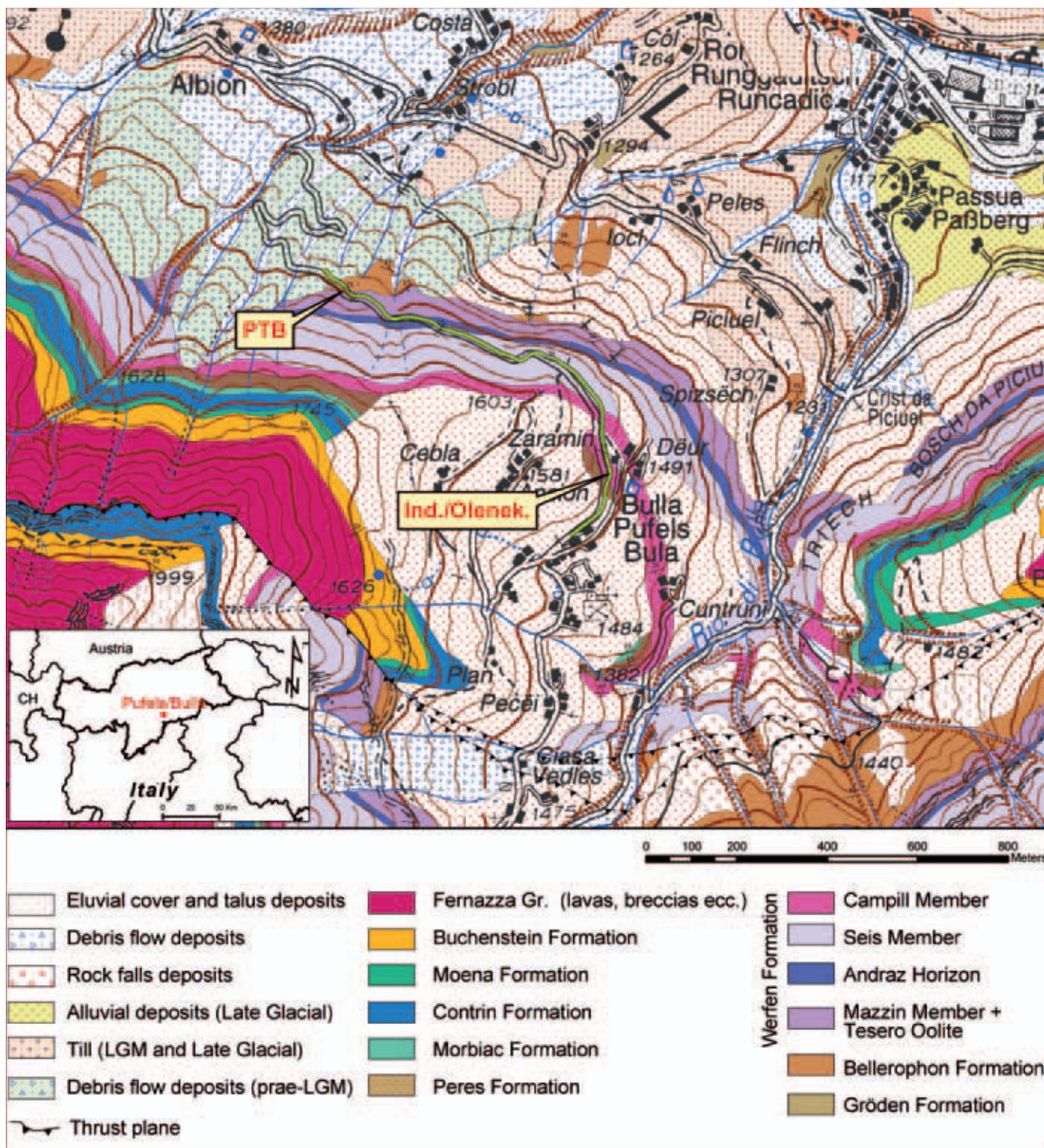


Fig. 1: Geologic map with excursion route (red-yellow) along the old road to Pufels/Bulla. PTB = Permian-Triassic Boundary. Geologic map after "Geologische Karte der Westlichen Dolomiten 1:25.000"- Autonome Provinz Bozen – Südtirol, Amt für Geologie & Baustoffprüfung, Bozen/Karadaun, 2007.

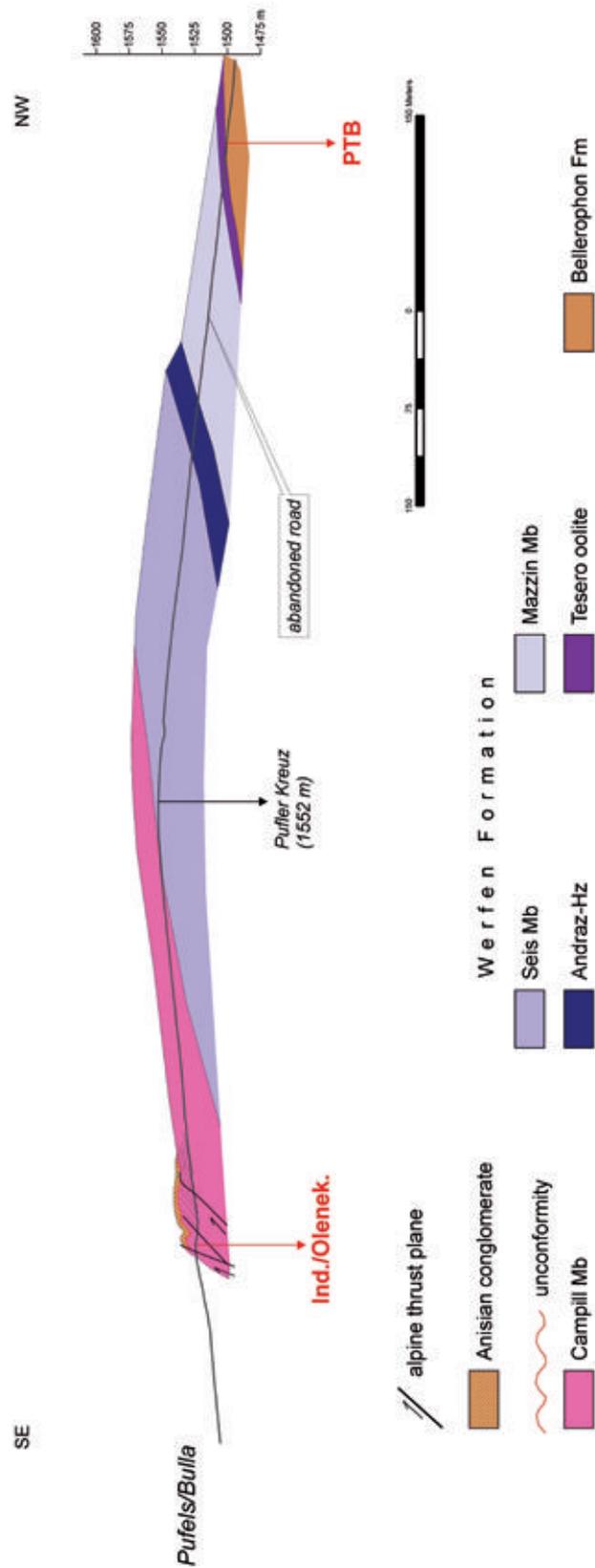


Fig. 2: Section through the Werfen Formation along the abandoned road to Pufels/Bulla. The top of the section shows ramp folds, which can be restored bed by bed. Upper Anisian conglomerates, which record upper Anisian uplift and erosion, overlie unconformably the lower part of the Campill Member.

of Lower Permian age, separated by a regional unconformity from, (2) a transgressional continental to marine sedimentary sequence, spanning the Upper Permian to Lower Anisian. Volcanic rocks of the first cycle infill intramontane basins and halfgrabens that developed during a pronounced extensional tectonic period related to the rifting of the Neotethys. Fluvial red sandstones of the Gardena/Gröden Formation interfinger eastward of the Etsch/Adige Valley with evaporites and shallow marine carbonates of the Bellerophon Formation stacked in several cycles representing 3rd order sequences within a general westward prograding sedimentary wedge. The overlying Werfen Formation is a strongly varying sequence of mixed terrigenous siliciclastic and carbonatic lithofacies, organized in T/R-cycles of different order and frequency. These 3rd order depositional sequences (see De Zanche et al., 1993, Gianolla et al., 1998) are composed of 4th order cycles of storm layers (thickening or thinning upward) and may have been orbitally forced. For detailed descriptions of lithology and biostratigraphy see Broglio Loriga et al. (1983).

The Pufels/Bulla section is well known for findings of conodonts constraining the Upper Permian, PTB and Lower Triassic succession as well as its excellent outcrop quality. Investigations on lithostratigraphy and biostratigraphy have been carried out by Mostler (1982), Perri (1991) and Farabegoli & Perri (1998). Integrated studies of lithostratigraphy, magnetostratigraphy and chemostratigraphy have been carried out by Scholger et al. (2000), Korte & Kozur (2005), Korte et al. (2005), Farabegoli et al. (2007) and Horacek et al. (2007a). A comprehensive review is given by Posenato (2008).

Lithostratigraphy and depositional environment

The shallow marine sediments of the topmost Bellerophon Fm and Werfen Fm were deposited on a very gentle, NW – SE extending ramp with a coastal plain environment of the upper Gröden Fm in the West and a shallow marine, mid and outer ramp environment of the Bellerophon Fm in the East. The PTB mass extinction of carbonate producing organisms prevented the evolution of a rimmed shelf area for the whole Lower Triassic. After the exceptionally long lasting recovery period of reefal buildups in the whole Tethys area, the first appearance of reef building organisms was found in the lower Middle Triassic nearby in the Olang/Valdaora Dolomites (Bechstädt & Brandner, 1970).

The lack of reefal buildups and binding organisms may have caused the extreme mobility of loose carbonate and siliciclastic sediment piles, which have been removed repeatedly by storm-dominated high energy events. This generated a storm-dominated stratification pattern that characterises the specific Werfen facies. Applying the concept of proximity of storm effects (Aigner, 1985), i. e. the basinward decrease of storm-waves and storm-induced currents, we tried to interpret relative sea level changes from the stratigraphic record. Proximal and distal tempestite layers are arranged in shallowing-upward cycles (parasequences) but also in deepening-upward cycles depending on their position within the depositional sequences (see Fig. 3, 10). However, numbers of cycles and cycle stacking patterns vary from section to section according to the different ramp morphology. Thus the main control seems to be the ratio between accommodation space and sediment supply, which follows the variable position of the baselevel (see baselevel concept from Wheeler, 1964). Variations of the baselevel determine the geometry of progradational, aggradational and retrogradational stacking patterns of the cycles. The baselevel, however, does not automatically correspond to sea level. Therefore until now it was not possible to proof true eustatic sea level changes within the Lower Triassic.

Reviewing the published data of magnetostratigraphy and chemostratigraphy, calibrated with bio-chronostratigraphy, Posenato (2008) made an attempt to put also radiometric ages for the Lower Triassic of the western Dolomites. Assuming that the duration from PTB to IOB is roughly 1.3 Ma, the total sediment thickness of 200 m in the Pufels section translates into a sedimentation rate of 1 m/6.500 a, uncorrected for compaction. This rather high sedimentation rate suggests a high frequency of storm events (hurricanes), which stresses the exceptional environmental conditions during this period indicating the lack of dense vegetation in the hinterland.

Since the 19th century there have been attempts to subdivide the Werfen beds into mapable lithostratigraphic units: (1) in a first step, Wissmann, 1841 (lit. cit. in Posenato, 2008) made a simple subdivision according to the grey and red colours of the interbedded marls in Seiser Schichten and Campiler Schichten. (2) Modern research in sedimentology and biostratigraphy by Bosellini (1968), Broglio Loriga et al. (1983, 1990) and others enabled a division of the

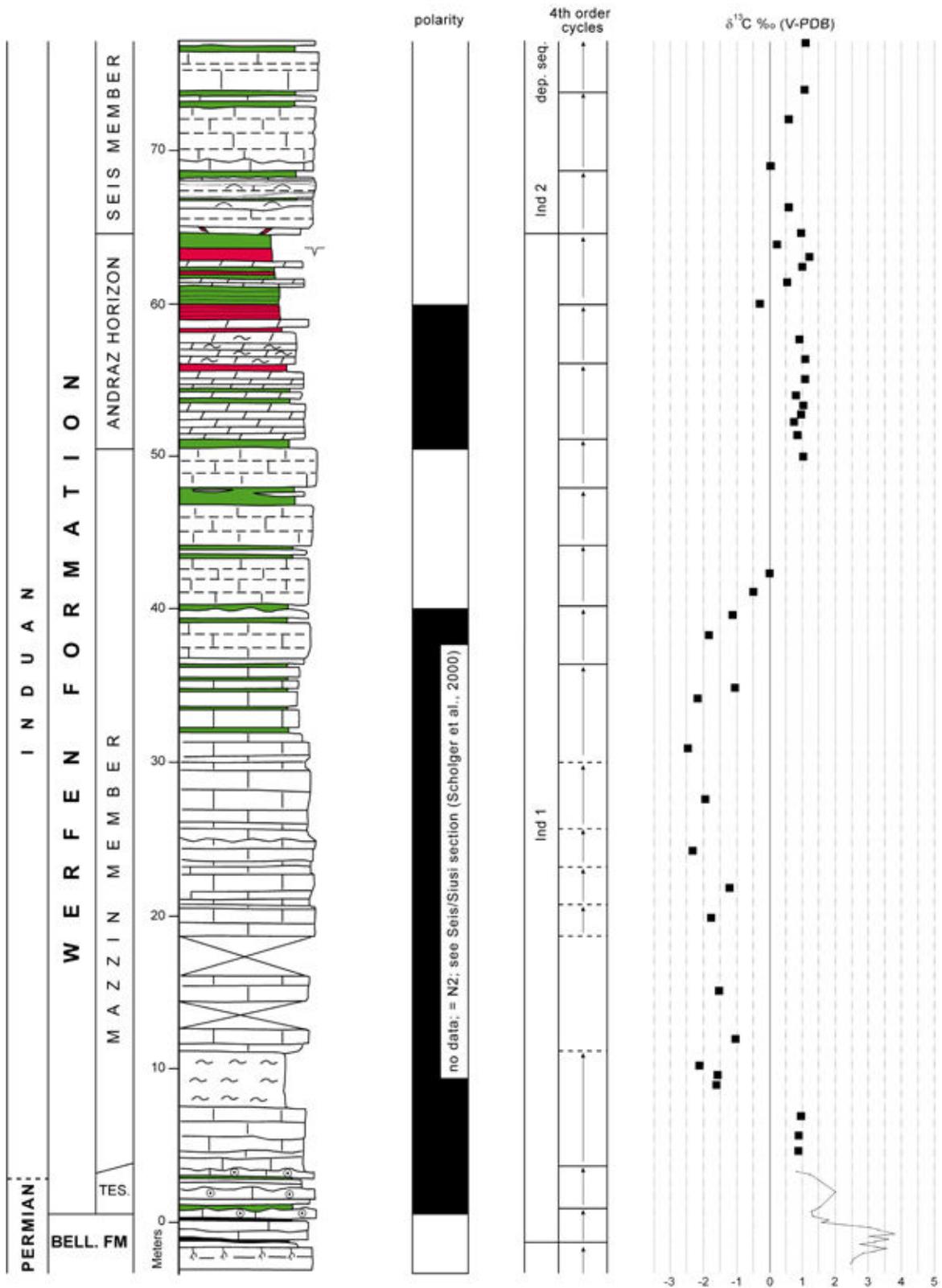


Fig. 3: Pufels/Bulla road section with correlations based on lithostratigraphy, magnetic polarity (Scholger et al., 2000 and completed for the Andraz Member), sequence stratigraphy and ^{13}C curve (Horacek et al., 2007a). We revised the definition of sequences and renamed them according to the new terms of the stages to avoid confusion with the terms of the sequences interpreted by De Zanche et al. (1993). For legend see Fig. 10.

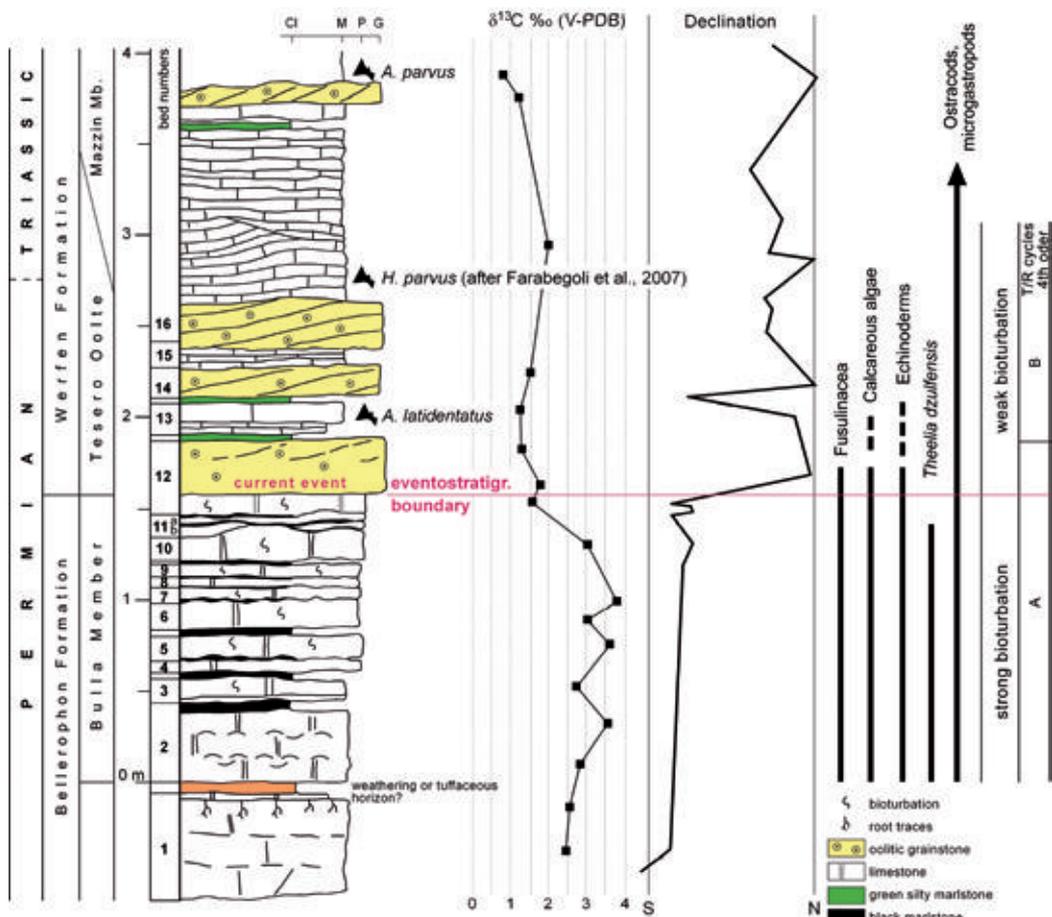


Fig. 4: Detailed section of the PTB along the abandoned road to Pufels/Bulla with litho-, bio-, chemo- and magnetostratigraphy. Conodonts and position of the PTB after Mostler (1982) and Farabegoli et al. (2007), magnetic declination after Scholger et al. (2000), selected microfossils (det. W. Resch, Univ. Innsbruck, 1988, unpubl.).

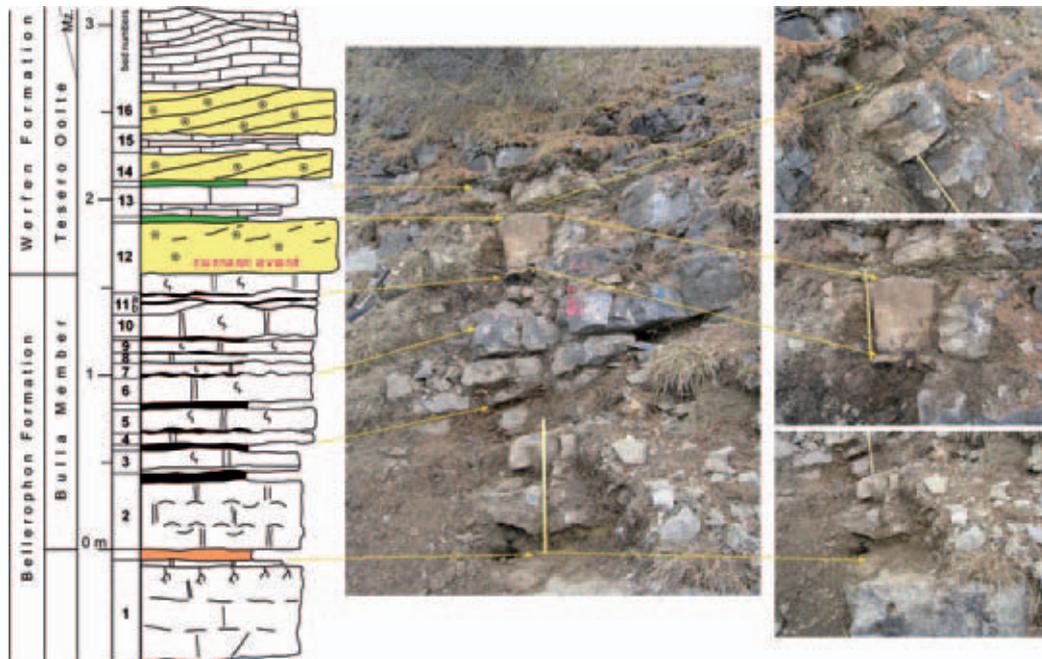


Fig. 5: PTB section of Pufels/Bulla in the outcrop. For legend see Fig. 4. (Mz. = Mazzin Member).

Werfen Formation – still an informal unit – into 9 members (Tesero, Mazzin, Andraz, Siusi/Seis, Gastropodenoolith, Campil, Val Badia, Cencenighe, San Lucano) which correspond pro parte to depositional sequences (De Zanche et al., 1993). In general, the Werfen Formation is characterized by subtidal sediments, but intra- to supratidal horizons with evaporitic intercalations are present within the Andraz, Gastropodenoolith, the base of Val Badia, Cencenighe and San Lucano members.

The historical lithostratigraphic units "Seiser Schichten" and "Campiler Schichten" are now considered members (Siusi/Seis Mb ("Siusi" is the Italian translation of the German name of the village Seis) and Campill Mb) but with different handling of the lower and upper boundaries depending on research groups. This mismatch of lithostratigraphic definitions has been ignored by some authors especially from outside of Italy with all the consequences of wrong and confusing correlations of biostratigraphy, magneto- and chemostratigraphy (for further information see the review of Posenato, 2008).

Due to relative sea-level changes, facies belts are shifting on the gentle ramp in time and space, with the consequence that lithologies are arranged in cycles and therefore are repetitive. In such a situation it is rather obvious, that members as lithostratigraphic units are shifting in time, too. Thus the defined boundaries of the members are not always isochronous. More stratigraphic studies, which are independent of local facies developments, such as magnetostratigraphy and chemostratigraphy, are needed for more clearness and correlation.

Practicality for field mapping: detailed lithostratigraphic divisions are important for 3-D understanding of palaeogeography, but also for the resolution of tectonic structures. By mapping large areas in the eastern and western Dolomites we had always the problem of the correct determination of the "Gastropodenoolith Member", particularly in areas with isolated outcrops or tectonic disturbances. This unit is characterised by a high lateral variability in facies and thickness (Broglio Loriga et al., 1990) with storm layers of oolitic grainstones with microgastropods and occasionally intraformational conglomerates ("Kokensches Konglomerat"). As these lithotypes occur in different positions in the Seis/Siusi and Campill Mbs, the boundaries of the "Gastropodenoolith Member" have been defined differently depending on

authors (see Fig. 10). For geologic mapping in the field we found a practicable solution in defining the lower boundary of the Campill Mb with the appearance of the first observable sandstone- or calcareous sandstone layers (unit D on top of the Siusi Mb defined by Broglio Loriga et al., 1990). This terrigenous input marks a distinct break in the sedimentary development of the Werfen Formation and has a very wide palaeogeographical distribution. The stronger clastic input in the overall marine Werfen Fm is genetically correlatable with the boundaries between Unterer/Oberer Alpiner Buntsandstein in the Austroalpine (Krainer, 1987) and Lower/Middle Buntsandstein of Central Germany (Szurliet et al., 2003). The term "Gastropodenoolith" will be used only as remarkable facies type but not as an individual lithostratigraphic unit (see Geological map of the Western Dolomites, 2007).

The Pufels/Bulla road section exposes the whole sequence from the PTB to the supposed IOB, i. e. uppermost Bellerophon Fm and Werfen Fm with Tesero Mb, Mazzin Mb, Andraz Mb, Seis Mb and lower Campill Mb. Younger members of the Werfen Fm are lacking in this area due to block tilting and erosion during the Upper Anisian.

Bellerophon Fm: the outcrop at the starting point of the section shows only the top of the formation with gray calcareous dolomite mudstones, with vertical open tubes, interpreted as root traces. The dolomites belong to the top of the "Ostracod and peritidal dolomite unit" described by Farabogoli et al. (2007). It is covered by 4 cm thick orange to green coloured marls, which represent probably a hiatus interpreted as a sequence boundary. The sequence "Ind 1" starts with a package of dm bedded, grey to dark grey fossiliferous packstones that are intercalated with irregular cm thick layers of black carbonaceous marlstones. Bedding planes are wavy due to strong bioturbation (Figs. 4, 5). The 155 cm thick package is termed Bulla Mb (Farabogoli et al., 2007) which is identical with cycle A in Brandner, 1988.

Werfen Fm: The Werfen Fm starts with the Tesero Oolite Mb within bed number 12 of the detailed section (Figs. 4, 5). Fossiliferous packstones are overlain with a sharp contact by well washed, fossiliferous grainstones, 4 to 5 cm thick (Fig. 6), grading to grainstones with superficial ooids (5 cm) and cross bedded oolites (20 cm) on the top of the beds. The

detailed description of this important environmental change was made possible by sampling the whole 40 cm thick bed for the preparation of a continuous polished slab and 5 large thin sections. In contrast to the black carbonaceous marlstone layers of the Bulla Member, centimeter intercalations in the Tesero Oolite Member are composed of greenish terrigenous silty marlstones.

With the Tesero Oolite, at the base of the Lower Triassic Werfen Formation, we see a fast westward shift of the shoreline for several tens of kilometres with a typical onlap configuration, i. e. transgression and not regression as described from several areas in the world. Topmost Bellerophon Formation (cycle A in Brandner, 1988; Bulla Member sensu Farabegoli et al., 2007) and the Tesero Oolite record severe environmental changes at the eventostratigraphic boundary of the PTB including profound biotic extinctions, which coincide more or less with the well known negative carbon isotope excursion (Fig. 4). The eventostratigraphic boundary of the PTB is situated ca. 1.3 m below the FAD of the conodont *Hindeodus parvus*, that defines the base of the Triassic (see Mostler, 1982 and Fig. 3 in Farabegoli et al., 2007).

The transition from fossiliferous packstones of the Bellerophon Fm to the barren grainstones of the Tesero Oolite is characterized in detail by a stepwise increase in the hydrodynamic energy (see bed 12, Figs. 4–5 and "current event" of Brandner, 1988; see Figs. 8, 9). The steps are recorded in three 4–5 cm thick storm layers without a significant unconformity or indication of subaerial exposure that was proposed by Farabegoli et al. (2007). Petrographic evidence suggests friable-cemented firm grounds on the sea floor. Borings of bioturbation show only poorly defined walls (Fig. 6). The uneven surface of the firm ground shows only little erosion by storm waves. There is no evidence for vadose diagenesis. For a different interpretation see Farabegoli et al. (2007).

On the contrary, ooids are not leached (such as the oomoldic porosity of the Miami Oolite) but have nuclei of calcite crystals and sparry calcite cortices encrusted by micritic laminae. Calcite crystals show borings of endolithic algal filaments underlining their primary precipitation on the sea floor (Fig. 7). Further investigations are needed to proof the primary low-magnesium calcite precipitation on the Permian-Triassic sea floor. The known factors controlling the

precipitation of calcium, i. e. low Mg/Ca ratios and faster growth rates (Chuodens-Sánchez & González, 2009), would shed an interesting light to the assumed unusual seawater chemistry at the PTB.

Some ooids contain coatings of finely dispersed pyrite, but pyrite is also common in intergranular positions (in agreement with Wignall & Hallam, 1992). Enhanced oxygen depletion in the surface water may have been caused by global warming and ocean heating (Shaffer et al., 2009). This points to an increase in alkalinity within a reducing, subtidal environment. The drop of the carbon isotope curve correlating with the Tesero Oolite may indicate an increase of isotopically depleted bicarbonate ions in seawater caused by the activity of sulphate reducing bacteria in a stratified ocean (Tethys as a "giant Black Sea", see Korte et al., 2004, Horacek et al., 2007b). An increase in the amount of HCO_3^- forces precipitation of calcite on the sea bottom. Carbonate seafloor crusts and fans and special types of oolites and oncolites are widespread in different levels of the Lower Triassic and are often connected to perturbations of the carbon isotope curve (Pruss et al., 2006, Horacek et al., 2007a, b).

Synchronously to the pronounced increasing hydrodynamic energy in the shallow water environment at the eventostratigraphic boundary of the PTB, an increase of humidity and freshwater discharge is documented at the beginning of the continental Buntsandstein facies. This is proved by magnetostratigraphic correlation of the Pufels/Bulla section and sections of the continental facies realm of the German Triassic (Szurlies et al., 2003, Hug & Gaupp, 2006).

Mazzin Member

The contact of the Tesero Oolite to the Mazzin Member is transitional; some beds of Tesero Oolite are intercalated within dm-bedded, nearly unfossiliferous grey limestones (structureless mudstones, sometimes microbial structures). The oolite intercalations are interpreted as sand waves or sheets of ooid sand accumulating in a mid to outer ramp position. They are fed by about 10 meter thick sand bars which are preserved in the depositional environment as a barrier island in the section of Tramin/Terme-no, about 40 km west of Pufels (Fig. 8). The repea-

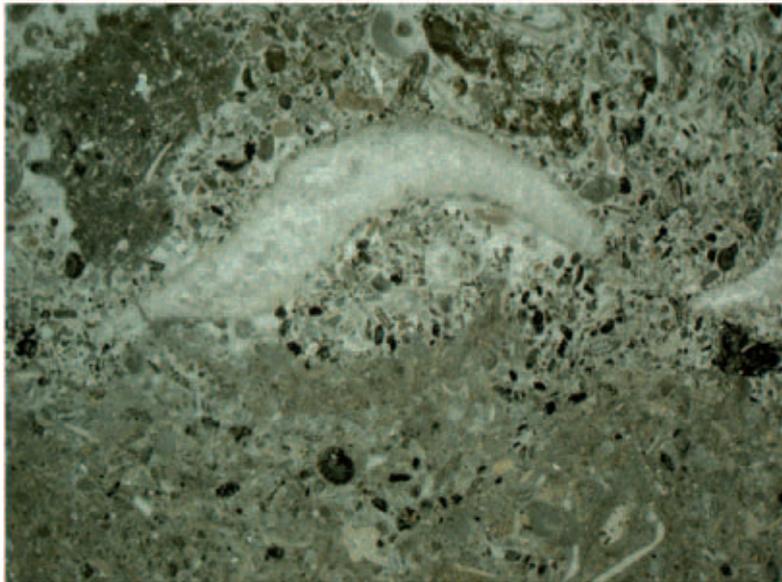


Fig. 6: Two thin-section photomicrographs (x 3) of the eventostratigraphic boundary (bed 12) in the uppermost Bellerophon Formation in the lateral continuation. In both sections we see a variably sharp contact between a fossiliferous packstone to a grainstone along a firm ground. An increase of hydrodynamic energy is documented by outwash of mud and reworking of intraclastic grains. In the section above, the same contact is less sharp than in the section below, borings of bioturbation which cross the contact show typical features of "friable" cemented firm ground. Only a part of the grains is reworked (e. g. fusulinids). Contrary to Farabegoli et al. (2007) we do not see evidence for subaerial exposure.

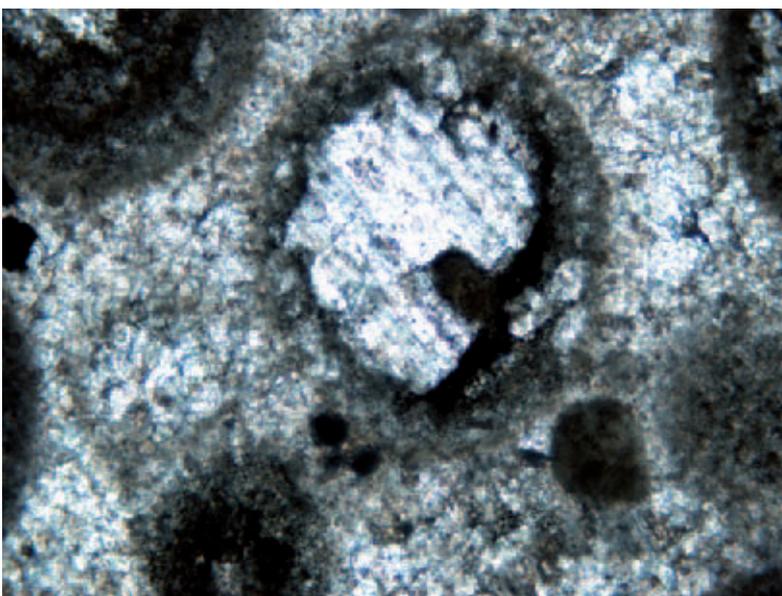
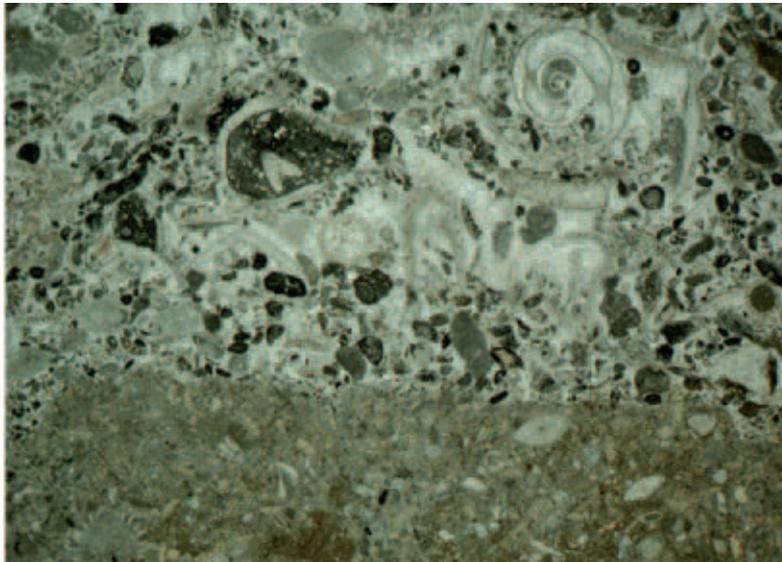


Fig. 7: Thin-section photomicrograph of a single ooid grain (diameter 0.6 mm) of the Tesero Oolite (type "crystalline oolite"). Borings of endolithic algae on the surface of the calcite crystal in the nucleus prove the primary precipitation of calcite on the sea floor. Note also pyrite crystals (black squares) in the pore space.

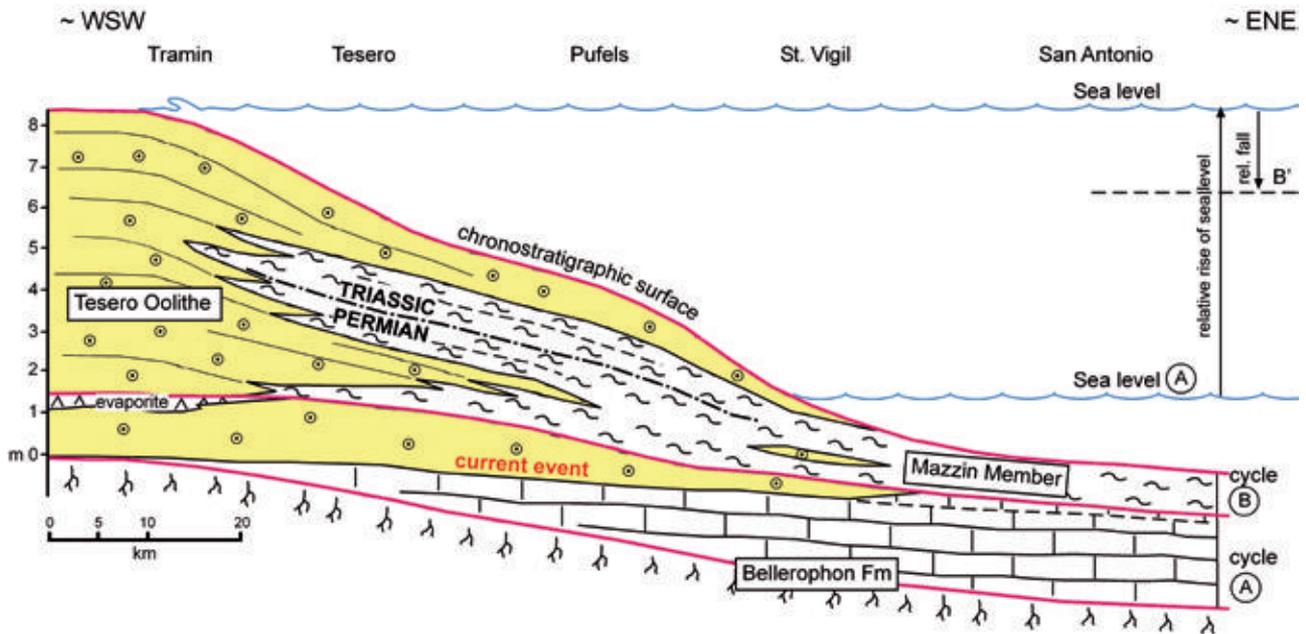


Fig. 8: Palaeogeographic cross section at the end of cycle B, based on correlation of parasequences of several detailed sections in inner to outer ramp position. The alignment of the cross section is in WSW – ENE direction from western to eastern Dolomites (redrawn after Brandner, 1988).

S. Antonio (Auronzo)

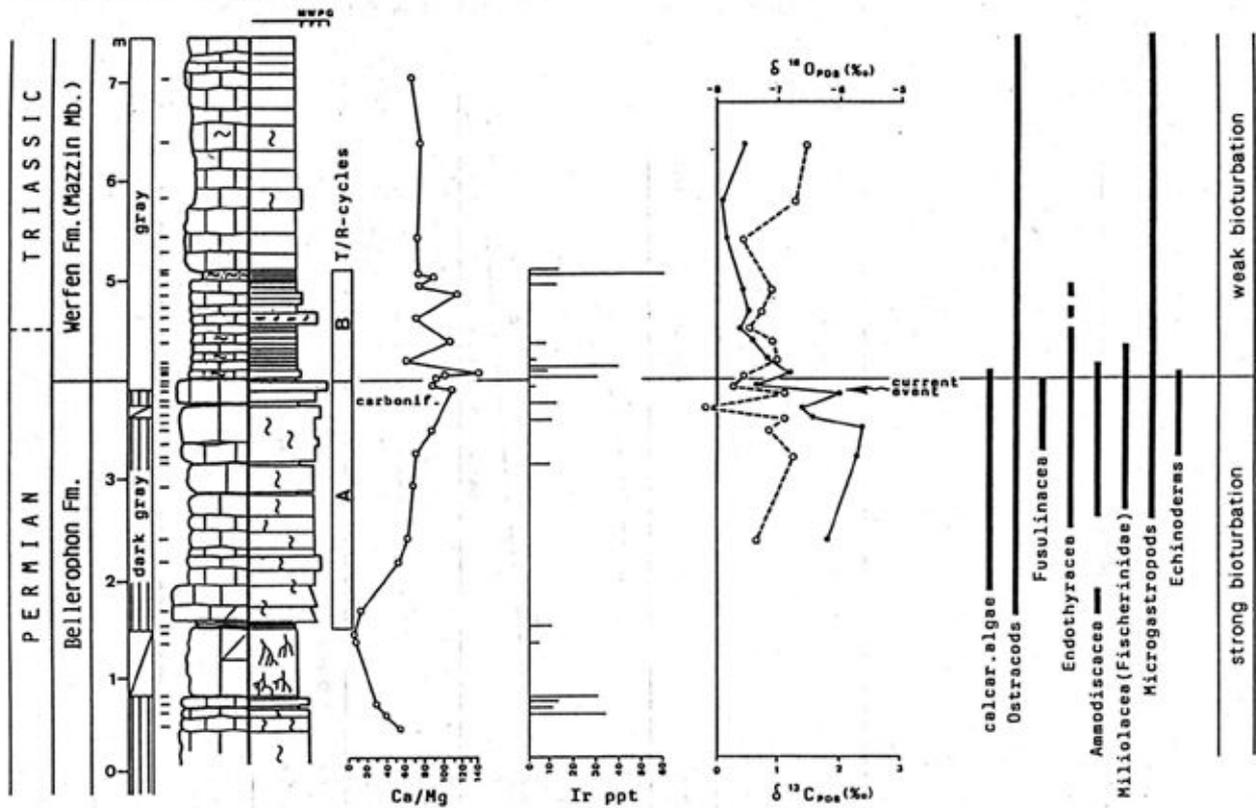


Fig. 9: PTB-section without Tesero Oolite for comparison (from Brandner, 1988). The San Antonio section was measured along a road-cut near the village Auronzo, east of Cortina d'Ampezzo, eastern Dolomites.

ted migration of oolitic sand to the shelf area may have been controlled by cyclic sea level lowstands and storm dominated transport. Oolitic grainstone layers disappear upward in the section, emphasizing the transgressive trend of the depositional sequence.

A very characteristic lithotype in the middle part of the section are "streaked" mudstones: beds of grey limestones or marly limestones with low content of silty quartz and micas with mm- to cm thick planar laminae of graded bioclastic packstones (mostly ostracods). They are interpreted as distal storm layers. Streaked mudstones alternate with structureless, bioturbated mudstones generating meter-scaled symmetrical cycles. Mudstones with strong bioturbation correspond to the time-equivalent vermicular limestones in Iranian sections (e. g. Horacek et al., 2007), or the Lower Anisian "Wurstelkalke" in the Austroalpine.

The upper part of the section shows an increase of terrigenous input. Meter-scale cycles with thickening storm layers of bioclastic packstones are capped by greenish marlstones suggesting a shallowing-up trend (Fig. 3). The development culminates in the predominance of multicoloured laminated siltstone with wave ripples and mud crack structures on top of the depositional sequence (Ind 1).

Andraz Member

The peritidal unit consists of a cyclic alternation of marly-silty dolomites, locally cellular, laminated silty marls and siltstones of a typical mud flat facies locally associated with evaporitic layers. As there is no clear interruption in the sequence, we propagate a progradation of the coastal tidal flat facies rather than a distinct drop of the sea level.

New artificial outcrops of the Andraz Member (this unit is usually completely covered) along the abandoned road and during the construction of the gallery of the new road to Pufels enabled the measurement of a detailed section and sampling for the analyses of magnetostratigraphy and carbon isotopes.

Seis/Siusi Member

The Seis Member overlies the Andraz Member with a well preserved erosional unconformity which is interpreted as SB at the base of the depositional sequence Ind 2. The sequence starts with a transgres-

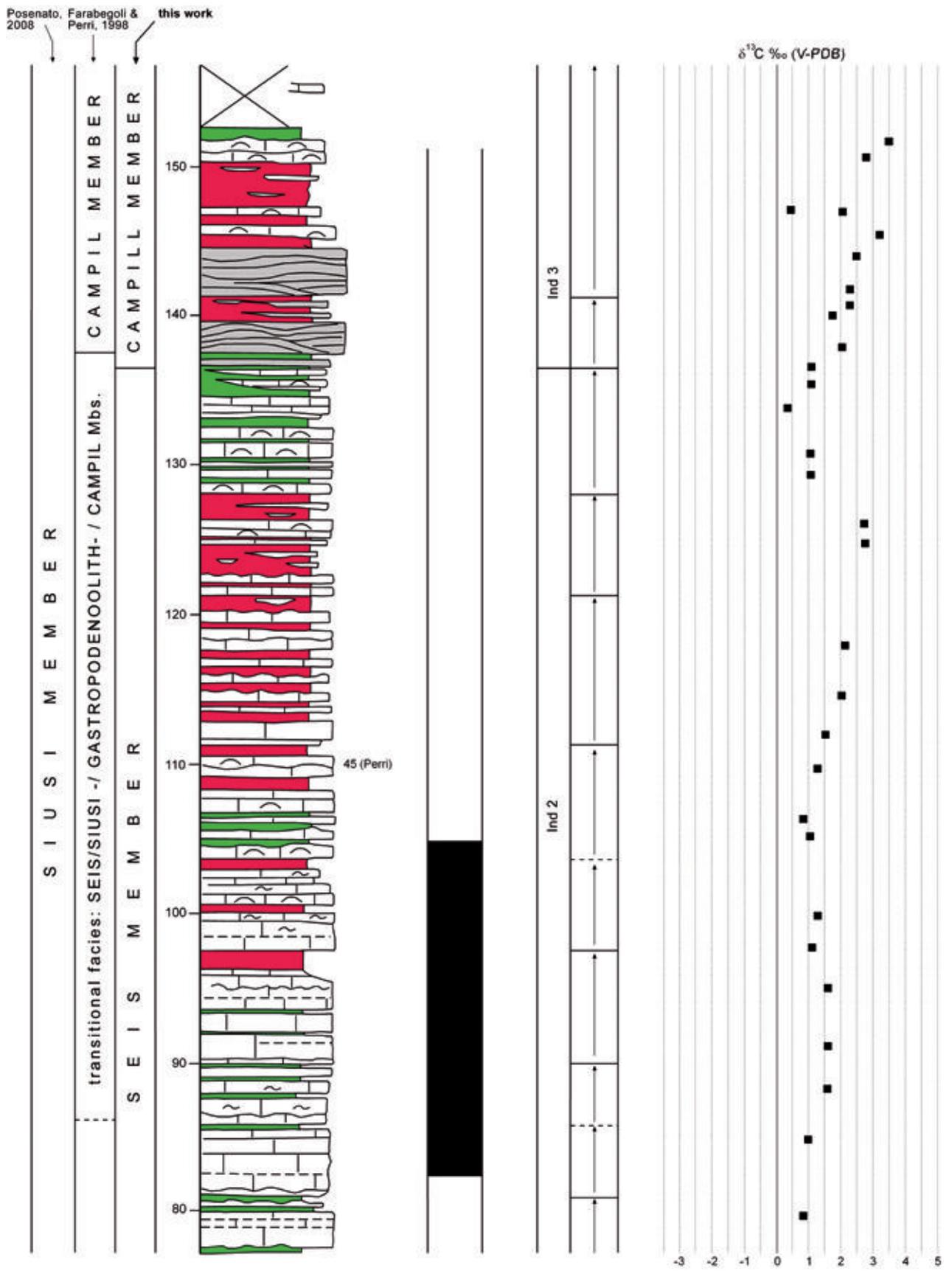
sional package of well bedded tempestites characterized by rip up clasts (flat pebbles), microgastropods and glauconite.

The Seis Member is a sequence of interbedded limestones and silty marlstones of greenish colour in the lower and reddish in the upper part (Figs. 3, 10). The ubiquitous content of terrigenous quartz and micas, always in the same silt grain size, reveal an air blown silt transport from the hinterland in the west. Limestone beds show textures typical for tempestites. In general they consist of graded litho- and bioclastic packstones and wackestones (often shell tempestites) with bed thickness ranging between centimetres and few decimetres. The base of the beds is mostly sharp and erosional; scours and gutter casts are present. Wave-ripples with wavelengths up to 100 cm are common often causing a lenticular shape of the beds, and hummocky cross stratification at the base of the rippled beds.

A special lithotype is the "Gastropodenoolith" (a term defined by German authors). Individual tempestite beds consist of reddish grainstones and packstones with oolites and microgastropods (often with internal sediments or ferroan dolomite spar fillings and glauconite which do not correspond to the matrix of the packstones). "Kokensches Konglomerat", another old term used by German authors, is a flat pebble conglomerate. Both lithologies are handled as "leading faciestypes" for the Gastropod Oolite Member. Unfortunately both types are to be found in the lower and upper part of the Seis Member as well as in the Campill Member, complicating the definition of the Gastropod Oolite Member (see above).

Tempestite proximality (thick-bedded tempestites are more proximal (= shallower) than thinner bedded tempestites (= deeper)) enables the grouping of beds in thickening- or thinning upward cycles on the scale of few meters. The lithofacies comprise both the upper shoreface and the offshore environment. Hummocky cross stratification and gutter casts indicate the lower shoreface facies and offshore facies of a high-energy type of coast.

The onset of reddish marlstone in the upper part of the member signals a better oxidation of the sea bottom, which may be a consequence of a lower sedimentation rate or better circulation of bottom water. Reddish marlstones in the upper part of the Seis Member are present in the western and eastern Dolomites, but their isochronous onset is not proved. Toward the boundary with the Campill Member the predominance of offshore facies in the cycles shifts



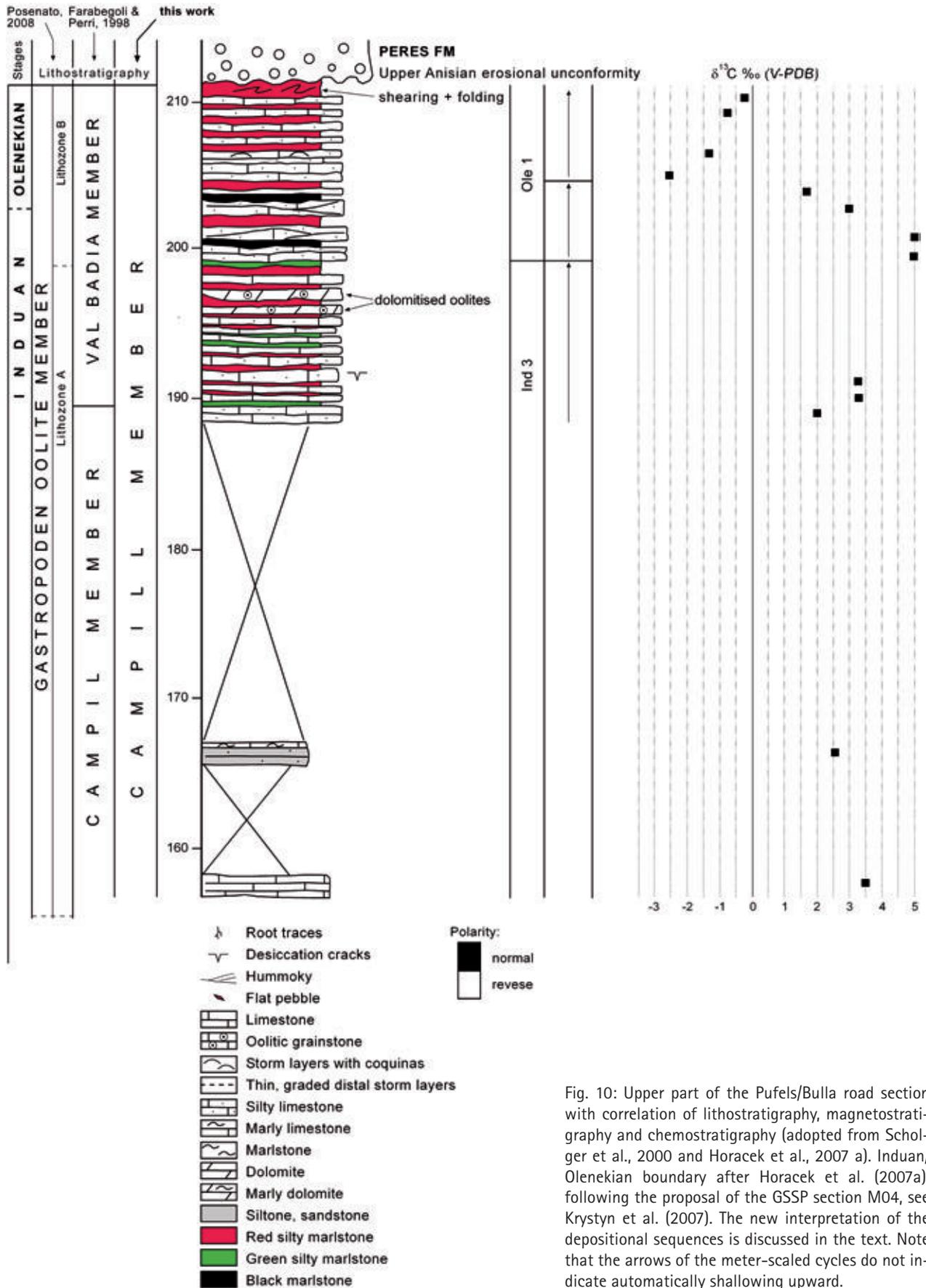


Fig. 10: Upper part of the Pufels/Bulla road section with correlation of lithostratigraphy, magnetostratigraphy and chemostratigraphy (adopted from Scholger et al., 2000 and Horacek et al., 2007 a). Induan/Olenekian boundary after Horacek et al. (2007a), following the proposal of the GSSP section M04, see Krystyn et al. (2007). The new interpretation of the depositional sequences is discussed in the text. Note that the arrows of the meter-scaled cycles do not indicate automatically shallowing upward.



Fig. 11: Lower part of the Campill Member with thinning upward cycles of tempestite beds. Road cut of the abandoned road to Pufels/Bulla. Scale: 2 meters. Photo courtesy of Lois Lammerhuber, Vienna.

once more to the shoreface facies with thickening of shell tempestites and scour fillings.

Biostratigraphic remarks: The Seis/Siusi Member in the Dolomites is known for the abundance of *Claraia* specimens defining the *Claraia* Zone. The subzones with *C. wangi-griesbachi*, *C. clarai* and *C. aurita* occur in the upper Mazzin, lower and upper Seis members (Broglia Loriga et al., 1990, Posenato, 2008). In the Pufels/Bulla sections several findings of *Claraia* specimens have been documented by Mostler (1982).

Campill Member

The start of the Campill Member is defined here with the first distinct occurrence of quartz/mica sandstones. Half meter- to meter-thick calcareous sandstone beds with hummocky cross stratification and a remarkable glauconite accumulation represent the transgressive phase of the sequence Ind 3. The beds grade to thinner bedded storm layers (bioclastic shell tempestites) forming thinning upward cycles on the scale of several meters (Figs. 10, 11). U-shaped burrows interpreted as *Diplocraterium* burrows, microripples and wrinkle structures are remarkable sedimentary structures in this part of the section. Most typical are "Kinneyia" structures, mm-scale winding ridges resembling small-scale interference ripples. After Porada & Bouougri (2007) they formed under-

neath microbial mats and are usually preserved on flat upper surfaces of siltstone or sandstone beds.

Further on, from ca. 152 m to 186 m the road section is mostly covered. The next outcrops at the top of the section show some folding and ramp folds, but exact balancing of the stratigraphy by retrodeformation is possible.

The last 20 meters of the section (Fig. 10) are important for two reasons: (1) we recognize a prominent change in the facies development from peritidal to subtidal offshore environment, and (2) this change is accompanied by a strong negative shift of the carbon isotope curve which is correlatable to the proposed GSSP section of the Induan-Olenekian Boundary in Mud (Spiti, Himalaya) (Krystyn et al., 2007). Peritidal cycles are made up by greenish to reddish silty and sandy marls with wave ripples and mud cracks alternating with dm-bedded silty bioclastic limestones and few yellowish oolitic dolomites and marly dolomites. Posenato (2008) termed this unit "lithozone A" of the Gastropod Oolite Mb in the definition of Broglia Loriga et al. (1990). Two thinning upward cycles with some dm thick amalgamated hummocky cross-stratified silty limestone beds at their base represent the transgressive phase of sequence "Ole 1" (accepting the strong negative carbon isotope excursion as a proxy for the IOB). The background sedimentation is still composed by red silty and sandy marlstones. Rare dark gray to black

laminated marlstones may indicate short intervals of decreasing oxygen at the sea bottom.

The road section ends with the upper Anisian erosional unconformity on top of the lower part of the Campill Member. Upper Anisian Conglomerates (Voltago-/Richthofen Conglomerate) directly overlie red siltstones, sandstones and silty marls.

Conclusions

The lithostratigraphic and sedimentologic study has enabled the identification of meter-scale transgressive-regressive cycles (parasequences) in peritidal to subtidal depositional environments. Associations of the parasequences constitute in varying stacking patterns four depositional sequences, which may have regional significance. This is proven by careful study of integrated stratigraphy of several sections in the Dolomites and Iran (Horacek et al., 2007 a, b). It evidences that the main excursions of the carbon isotope curve are clearly correlated to sequence stratigraphic boundaries: (1) transgressive systems tract (TST) of sequence Ind 1, (2) TST of Ole 1 (see also Krystyn et al., 2007) and (3) the TST at the base of the Val Badia Member (not preserved in the Pufels section). This would imply that the profound changes in the global carbon cycle in the Lower Triassic are forced by eustatic sea level changes. The TSTs of the sequences Ind 2 and Ind 3 are not clearly mirrored by the carbon isotope curve at Pufels, and a general trend is not obvious.

Only in the passage of more terrigenous input, i. e. at the base of the Campill Member, irregularities in the trend of the carbon isotope curve are noticed. More conspicuous is a negative shift in the Iranian sections (Horacek et al. 2007). On the other hand, the regional importance of the terrigenous input signal is evidenced by the magnetostratigraphic correlation with the continental facies of the German Triassic. Equivalent to the terrigenous Campill event in the Southalpine and the Upper Buntsandstein in the Austroalpine, the Volpriehausen Formation at the base of the Middle Buntsandstein starts with the first basin-wide influx of coarse grained sands (Szurlies, 2004). These distinct breaks in the sedimentation style indicate a climate change to a more humid environment with increased rainfall and continental runoff.

Acknowledgments

The present paper is an update of the field guide book presented for the meeting "The Triassic climate. Workshop on Triassic palaeoclimatology" which was held in Bozen/Bolzano, from June 3-7, 2008. We express our thanks to E. Kustatscher (Museum of Nature South Tyrol) for inviting us to participate as excursion guides. Our special gratitude goes to the Geological Survey of the Autonomous Province of Bozen/Bolzano for energetic assistance in the field.

References

- Aigner, T. (1985): Storm depositional systems. - Lectures Notes in Earth Sciences 3, 175 p, Springer.
- Bechstädt, T. & Brandner, R. (1970): Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Prager- und Olang Dolomiten, Südtirol). - In: Mostler, H. (Ed.), Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg (Festband des Geologischen Institutes 300-Jahr-Feier Universität Innsbruck). Wagner, Innsbruck: 9-103.
- Brandner, R. (1988): The Permian-Triassic Boundary in the Dolomites (Southern Alps, Italy), San Antonio Section. - Ber. Geol. B.-A., 15: 49 - 56.
- Broglio Loriga, C., Masetti, D. & Neri, C. (1983): La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia. - Riv. Ital. Paleont., 88 (4): 501-598.
- Broglio Loriga, C., Goczan, F., Haas, J., Lenner, K., Neri, C., Scheffer, A.O., Posenato, R., Szabo, I. & Mark, A.T. (1990): The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation. - Mem. Sc. Geol. Padova, 42, 41-103.
- Chuodens-Sánchez, V. de & González, L. A. (2009): Calcite and Aragonite precipitation under controlled instantaneous supersaturation: elucidating the role of CaCO₃ saturation state and Mg/Ca ratio on calcium carbonate polymorphism. - Journal Sed. Res., 79: 363-376.
- De Zanche, V., Gianolla, P., Mietto, P., Siorpaes, C. & Vail, P. R. (1993): Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). - Mem. Sci. Geol., 45: 1-27.

- Farabegoli, E. & Perri, C. M. (1998): Permian/Triassic boundary and Early Triassic of the Bulla section (Southern Alps, Italy): lithostratigraphy, facies and conodont biostratigraphy. - *Giornale di Geologia*, 60 (Spec. Issue ECOS VII Southern Alps Field Trip Guidebook): 292-311.
- Farabegoli, E., Perri, C. M. & Posenato, R. (2007): Environmental and biotic changes across the Permian-Triassic boundary in western Tethys: The Bulla parastatotype, Italy. - *Global and Planetary Change*, 55: 109-135.
- Geologische Karte der Westlichen Dolomiten 1:25.000. (2007), Autonome Provinz Bozen – Südtirol, Amt f. Geologie u. Baustoffprüfung, Bozen/Karadaun.
- Gianolla, P., De Zanche, V. & Mietto, P. (1998): Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution. - *SEPM Special Publication*, No. 60: 719-747.
- Horacek, M., Brandner, R. & Abart, R. (2007a): Carbon isotope record of the P/T boundary and the Lower Triassic in the Southern Alps: evidence for rapid changes in storage of organic carbon; correlation with magnetostratigraphy and biostratigraphy. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252: 347-354.
- Horacek, M., Richoz, S., Brandner, R., Krystyn, L., Spötl, C. (2007b): Evidence for recurrent changes in Lower Triassic oceanic circulation of the Tethys: The $\delta^{13}\text{C}$ record from marine sections in Iran. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252: 355-369.
- Horacek, M., Brandner, R., Richoz, S., Povoden, E., in review: Exact correlation of the ^{13}C curve and the paleomagnetic pattern across the Permian-Triassic Boundary in the Seis/Siusi section, N-Italy.
- Hug, N. & Gaupp, R., 2006: Palaeogeographic reconstruction in red beds by means of genetically related correlation: results from the upper Zechstein (Late Permian). - *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 157/1, 107-120, Stuttgart.
- Korte, C. & Kozur, H. W. (2005): Carbon isotope stratigraphy across the Permian/Triassic boundary at Jolfa (NW-Iran), Peitlerkofel (Sas de Pütia, Sas de Pütia), Pufels (Bula, Bulla), Tesero (all three Southern Alps, Italy) and Gerennavár (Bükk Mts., Hungary). - *Journal of Alpine Geology/Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 47: 119-135.
- Korte, C., Kozur, H. W. & Veizer, J. (2005): $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of Triassic brachiopods and carbonate rocks as proxies for coeval seawater and palaeotemperature. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 226: 287-306.
- Korte, C., Kozur, H. W., Joachimsky, M. M., Strauss, H., Veizer, J. & Schwark, L. (2004): Carbon, sulfur, and strontium isotope records, organic geochemistry and biostratigraphy across the Permian/Triassic boundary in Abadeh, Iran. - *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.)*, 93: 565-581.
- Krainer, K. (1987): Zusammensetzung und fazielle Entwicklung des Alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten im westlichen Drauzug (Kärnten/Osttirol).- *Jahrb. Geol. B.-A*, 130: 61-91.
- Krystyn, L., Richoz, S. & Bhargava, O. N., (2007): The Induan-Olenekian Boundary (IOB) – an update of the candidate GSSP section M04. - *Albertiana*, 36: 33-45.
- Mostler, H. (1982): Bozener Quarzporphyr und Werfener Schichten. In: Mostler, H. (Ed.), *Exkursionsführer zur 4. Jahrestagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 43-79, Innsbruck.
- Newton, R. J., Pevitt, E. L., Wignall, P.B. & Bottrell, S. H. (2004): Large shifts in the isotopic composition of seawater sulphate across the Permo-Triassic boundary in northern Italy. - *Earth and Planetary Science Letters*, 218: 331-345.
- Perri, C. M. (1991): Conodont biostratigraphy of the Werfen Formation (Lower Triassic), Southern Alps, Italy. - *Boll. Soc. Pal. Ital.*, 30/1: 23-45.
- Porada, H. & Bouougri, H. (2007): Wrinkle structures – a critical review. - *Earth Science Reviews*, 81: 199-215.
- Posenato, R. (2008): Global correlations of mid Early Triassic events: The Induan/Olenekian boundary in the Dolomites (Italy). - *Earth Science Reviews*, 91: 93-105.
- Pruss, S. B., Bottjer, D. J., Corsetti, F. A. & Baud, A. (2006): A global marine sedimentary response to the end-Permian mass extinction: Examples from southern Turkey and western United States. - *Earth Science Reviews*, 78: 193-206.
- Scholger, R., Mauritsch, H. J. & Brandner, R. (2000): Permian-Triassic boundary magnetostratigraphy from the Southern Alps (Italy). - *Earth and Planetary Science Letters*, 176: 495-508.

- Shaffer, G., Olsen, S. M. & Pederson, O. P. (2009): Long-term ocean oxygen depletion in response to carbon dioxide emissions from fossil fluids. – *Nature Geoscience*, vol. 2: 105-109.
- Szurliés, M. (2004): Magnetostratigraphy: the key to a global correlation of the classic Germanic Triassic case study Volpriehausen Formation (Middle Buntsandstein), Central Germany. – *Earth and Planetary Science Letters*, 227: 395-410.
- Szurliés, M., Bachmann, G. H., Menning, M., Nowaczyk, N. R. & Käding, K. C. (2003): Magnetostratigraphy and high-resolution lithostratigraphy of the Permian-Triassic boundary interval in Central Germany. – *Earth and Planetary Science Letters*, 212: 263-278.
- Wheeler, H. E. (1964): Baselevel, lithosphere Surface, and Time-Stratigraphy. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 75: 599-610.
- Wignall, P. B. & Hallam, T. (1992): Anoxia as a cause of the Permian-Triassic mass extinction: facies evidence from northern Italy and the western United States. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 93: 21-46.

Manuscript submitted: 14.1.2009

Revised manuscript accepted: 7.9.2009

Errata Corrige

Errata corrige to *Geo.Alp*, Vol. 5, p. 121-137, 2008

Preliminary report on a new vertebrate track and flora site from Piz da Peres (Anisian – Illyrian): Olang Dolomites, Northern Italy

The original manuscript unfortunately contains the following errors that could not be corrected prior to publication.

On page 126, Plate 3, Fig. 3 shows *Neuropteridium voltzii*, Plate 3, Fig. 2 shows *Scolopendrites* sp., Plate 3, Fig. 4 shows ?*Botrychium* sp., Plate 4, Figs. 5-6 show *Voltzia recubariensis*.

The author list submitted originally read Michael Wachtler, Rossana Todesco and Marco Avanzini. Marco Avanzini as coordinator of the research deeply regrets that he changed the sequence of authors and that there was an insertion of another co-author without giving prior information to all authors.

Leider kam es nach Abgabe des Originalmanuskriptes zu einigen bedauerlichen Fehlern, welche nicht mehr vor Drucklegung korrigiert werden konnten.

Seite 126: Tafel 3, Fig. 3 zeigt *Neuropteridium voltzii*, Tafel 3, Fig. 2 zeigt *Scolopendrites* sp., Tafel 3, Fig. 4 zeigt ?*Botrychium* sp. *Voltzia recubariensis* wurde auf Tafel 4, Fig. 5-6 abgebildet.

Die ursprüngliche Autorenliste bestand aus Michael Wachtler, Rossana Todesco, Marco Avanzini. Marco Avanzini als Koordinator des Forschungsprojektes bedauert, dass er die Autorenreihenfolge geändert und einen weiteren Autor aufgenommen hat, ohne die anderen Autoren zu informieren.

Gredleriana

8



Projekt „Habitat Schlern / Sciliar“

2008

NATURMUSEUM SÜDTIROL
MUSEO SCIENZE NATURALI ALTO ADIGE
MUSEUM NATÖRA SÜDTIROL

Die Veröffentlichungsreihe „Gredleriana“ des Naturmuseums Südtirol (Bozen) ist ein Forum für naturwissenschaftliche Forschung in und über Südtirol. Sie stellt eine Kommunikationsplattform dar für all jene, die in Südtirol forschen oder in der Ferne Südtirol und den alpinen Raum als Ziel ihrer naturwissenschaftlichen Forschung haben.

Band 8: 25 Euro 630 Seiten)
Abonnement (1 Band jährlich): 20 Euro

Geo.Alp

Veröffentlichung des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck
und des
Naturmuseums Südtirol/Museo Scienze Naturali Alto Adige, Bozen/Bolzano

ISSN 1824-774

Inhalt

- Peter Tropper & Franz Vavtar: Mineralogical/petrological and geochemical survey of historic mining sites in the Tyrol and adjacent areas in the course of the Sonderforschungsbereich HiMAT (History of Mining Activities in the Tyrol and Adjacent Areas) 1-10
- Helfried Mostler: Ein moderner Kieselschwamm der Gattung Coelodischela (Demospongiae) aus pelagischen Kirchsteinkalken tiefliassischen Alters (Nördliche Kalkalpen, Deutschland) 11-17
- Helfried Mostler: Pedicellarien oberrömischer Echiniden aus der Hallstätter Tiefschwellen-Fazies, Nördliche Kalkalpen 19-52
- Jacopo Dal Corso, Evelyn Kustatscher, Paolo Mietto, Guido Roghi:
Palynopedia: a new Microsoft Access® database for paleopalynology 54-61
- Ulrike Forer, Peter Tropper & Volkmar Mair: Lithologische Kartierung, Petrologie und Strukturgeologie am Tauernfenster-Südrand im Ahrntal (Südtirol, Italien) 62-79
- Anna Breda, Nereo Preto, Guido Roghi, Stefano Furin, Renata Meneguolo, Eugenio Ragazzi,
Paolo Fedele & Piero Gianolla: The Carnian Pluvial Event in the Tofane area
(Cortina d'Ampezzo, Dolomites, Italy) 80-115
- Rainer Brandner, Micha Horacek, Lorenz Keim & Robert Scholger: The Pufels/Bulla road section: deciphering environmental changes across the Permian-Triassic to the Olenekian by integrated litho-, magneto- and isotope stratigraphy. A field trip guide. 116-132
- Errata Corrige 133