

Biofazies, Paläoökologie und Ablagerungsmodell des Finalstadiums einer kambrischen Karbonatplattform-Entwicklung: die Fauna der Campo Pisano Formation SW-Sardiniens

Biofacies, palaeoecology and depositional model of the final stage of a Cambrian carbonate platform evolution: the fauna of the Campo Pisano formation of SW Sardinia

von Olaf Elicki, Freiberg; Yvonne Hamann, Leipzig & Petra Münzberger, Regensburg
mit einer 1 Tabelle, 7 Abbildungen und 5 Tafeln

ELICKI, O.; HAMANN, Y. & MÜNZBERGER, P. (2003): Biofazies, Paläoökologie und Ablagerungsmodell des Finalstadiums einer kambrischen Karbonatplattform-Entwicklung: die Fauna der Campo Pisano Formation SW-Sardiniens. Freiberger Forschungshefte C 499: Paläontologie, Stratigraphie, Fazies (11): 1-33; Freiberg.

Schlüsselworte: Kambrium, Sardinien, Gondwana, Small Shelly Fossilien.

Key words: Cambrian, Sardinia, Gondwana, small shelly fossils.

Adressen: Dr. O. Elicki, TU Bergakademie Freiberg, Geologisches Institut, D-09599 Freiberg, Bernhard-von-Cotta-Strasse 2, elicki@geo.tu-freiberg.de; Dipl.-Geoln. Y. Hamann, Universität Leipzig, Fakultät für Physik und Geowissenschaften, Institut für Geophysik und Geologie, Talstrasse 35, 04103 Leipzig, yhamann@rz.uni-leipzig.de; Dipl.-Geoln. P. Münzberger, Universität Regensburg, Institut für Geographie, DFG-Graduiertenkolleg „Paläoökosystemforschung und Geschichte“ Universitätsstraße 31, 93053 Regensburg, petra.muenzberger@geographie.uni-regensburg.de

Inhalt:

Zusammenfassung

Abstract

- 1 Einführung
- 2 Kenntnisstand und Geologischer Rahmen
- 3 Lithofazielle Ausbildung der Campo Pisano Formation
- 4 Biofazies der Campo Pisano Formation
- 5 Biostratigraphie und Paläogeographie
- 6 Paläoökologie
- 7 Ablagerungsmodell

Danksagung

Literatur

Zusammenfassung

Die Mikrofauna der in Knollenkalkfazies ausgebildeten Campo Pisano Formation (Iglesias Gruppe) SW-Sardiniens wird erstmals detailliert vorgestellt und hinsichtlich ihres biofaziellen und paläoökologischen Charakters diskutiert. Dominante Faunengruppen sind Eocrinoiden, Trilobiten und Brachiopoden. Als Begleitelemente treten Schwämme, Chancellorien, Ostracoden, Mollusken, Cyanobakterien und verschiedene phosphatische Mikroproblematika (*small shelly fossils*) auf. Im Verlauf des Projektes wurden 26 Taxa bis auf Gattungs- bzw. Artniveau diagnostiziert, von denen 15 erstmals für das sardische Kambrium belegt sind.

Die Campo Pisano Formation repräsentiert das Absenkungsstadium einer isolierten Karbonatplattform. Zu Beginn der Abfolge dominiert kurzzeitig eine sessil-epibenthische Filtrierer-Fauna, die von einer sessil-epibenthischen Suspendierer-Fauna abrupt abgelöst wird. Durch eine allmähliche Verschiebung der Faunenanteile kommt es zum Rückgang des sessilen und zur Dominanz des mobilen Epibenthos. Zum Ende der

Campo Pisano Formation treten autochthone Elemente zugunsten allochthoner deutlich zurück. Die Faunensukzession belegt für die ältesten Bereiche der Abfolge einen durch moderaten Suspensionseintrag charakterisierten Lebensraum im mittleren Subtidal, gefolgt von lange persistierenden, tief-subtidalen Habitaten. Nahe dem Übergang in die hangende siliziklastische Cabitza Formation stellen sich höher-bathyale Verhältnisse ein. Ursachen dieser bathymetrischen und ökofaziellen Entwicklung werden – neben einer bereits während der Sedimentation der liegenden Gonnesa Gruppe zu verzeichnenden Subsidenz des Sedimentationsraumes – in Absenkungsimpulsen im Zuge dehnungstektonischer Prozesse sowie in einem möglicherweise eustatischen Meeresspiegelanstieg, flankiert von paläoklimatischen und paläogeographischen Umstellungen gesehen. Basierend auf regionalen Faziesuntersuchungen wird entgegen früheren Modellen als Ablagerungsraum der Campo Pisano Formation ein morphologisch weitgehend ausgeglichener, subtidaler, medial- bis distal-offenmariner Schelf interpretiert. Biostratigraphisch wird der Zeitraum höchstes Unterkambrium bis mittleres Mittelkambrium eingenommen. Paläogeographisch weisen die Faunen eine klare Zugehörigkeit zum westlichen Perigondwana mit deutlichen Bezügen zu Südfrankreich, Nordspanien und zur südlichen Türkei sowie zum Palaeotethysgürtel auf.

Abstract

For the first time, the microfauna of the nodular calcareous Campo Pisano Formation (Iglesias Group) of southwestern Sardinia is presented in detail and discussed in respect to biofacies and palaeoecology. Predominant organisms are eocrinoids, trilobites and brachiopods. As further elements poriferids, cancelloriids, ostracods, molluscs, cyanobacteria and some phosphatic microproblematica (*small shelly fossils*) occur. During the recent project 26 taxa are identified on genus and species level, 15 of them for the first time in the Cambrian of Sardinia.

The Campo Pisano Formation represents the drowning stage of an isolated carbonate platform. At the beginning of the succession a sessil-epibenthic filter feeder fauna predominates, abruptly followed by a sessil-epibenthic suspension feeder fauna. A gradual shift of the ratio of the faunal groups led to a decrease of the sessil and an increase of the mobile epibenthos. Near the end of the Campo Pisano Formation autochthonous elements decline in favour of allochthonous material. For the oldest portion of the Campo Pisano Formation the faunal succession indicates a middle subtidal habitat characterized by moderate suspension influx which is followed by a long time stage of deep subtidal conditions. Near the transition into the overlying siliciclastic Cabitza Formation a higher bathyal environment was established. Reasons for these bathymetric and ecofacies changes, besides the subsidence already to observe during deposition of the underlying Gonnesa Group, are seen in subsidence impulses due to tensional tectonics and in possibly eustatic sea level rise. These processes are accompanied by significant changes in palaeoclimate and palaeogeography. In contrast to former models and based on the facies investigations on regional scale, the depositional area of the Campo Pisano Formation is interpreted as a subtidal, medial to distal open-marine shelf environment without significant morphology. Biostratigraphically, the succession spans from uppermost Early to middle Middle Cambrian. Palaeogeographically, the Campo Pisano fauna belongs clearly to the western peri-Gondwana and indicates strong relations to southern France, northern Spain and southern Turkey as well as to the Palaeotethyan belt.

1 Einführung

Sedimentäres Gondwana-Kambrium tritt in Europa fast ausschließlich im westlichen Mediterran auf (Spanien, Sardinien, Südfrankreich). Untergeordnet finden sich darüber hinaus nur sehr lokal regional kleinere Vorkommen bzw. stratigraphisch kurze, reliktsche Abfolgen (Nordwest-Frankreich, Deutschland, Tschechien, Polen).

Seit Ende der 1980er Jahre werden am Geologischen Institut der TU Bergakademie Freiberg die deutschen Vorkommen einer paläontologischen und faziellen Bearbeitung unterzogen (Übersicht in ELICKI, 1997). Aufgrund der Isoliertheit und der mitunter reliktschen Erhaltung dieser Einheiten ergab sich für das Erstellen von Modellen und für das Erkennen der unter-/mittelkambrischen Prozessdynamik die Notwendigkeit, vollständiger Abfolgen des betreffenden paläogeographischen Raumes, des Mediterran, vergleichend zu untersuchen. So führte die sich an die Bearbeitung der deutschen Vorkommen anschließende inhaltliche und regionale Ausweitung der Thematik Mitte der 1990er Jahre zur Bildung einer Kambrium-Arbeitsgruppe an der Freiburger Universität, deren Ziel es ist, mit Hilfe mikropaläontologischer Untersuchungen zur Klärung fazieller, biostratigraphischer und paläogeographischer Fragestellungen beizutragen. Besonders vielversprechend erschien dies, da der Kenntnisstand zu den entsprechenden Mikrofaunen des Mediterran außerordentlich gering, mitunter

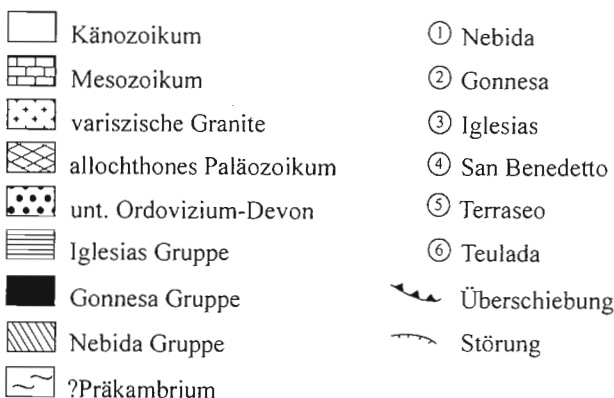
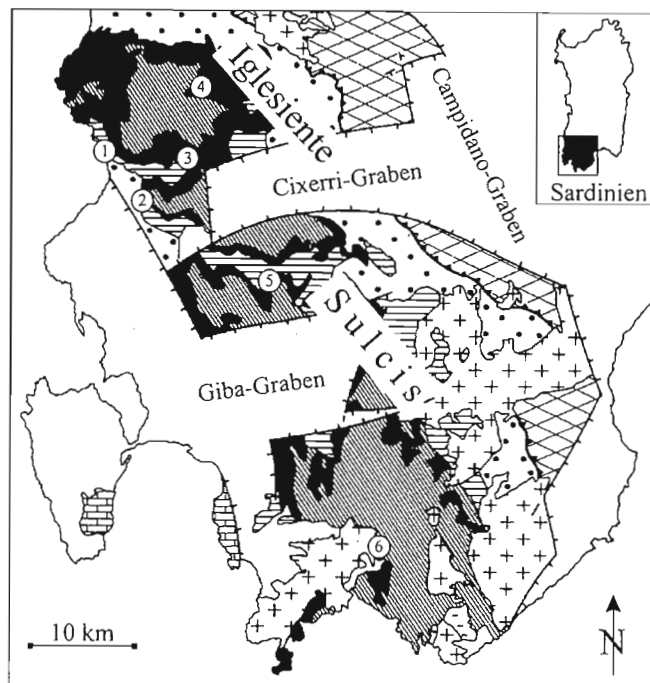
gar nicht existent war. Die in SW-Sardinien großflächig aufgeschlossenen Kambriumvorkommen boten hervorragende Möglichkeiten, jene karbonatischen Profilabschnitte zu bearbeiten, die einerseits durch eine sehr reiche Fossilführung gekennzeichnet, jedoch durch „klassische“ makroskopische Organismengruppen aufgrund schlechter Gewinnbarkeit kaum zu untersuchen sind und die andererseits aufgrund ihrer ähnlichen stratigraphischen und faziellen Position in vielen Teilen Perigondwanas für überregionale Vergleiche sehr geeignet erschienen.

Im Rahmen einer DFG-Sachbeihilfe wurde das Finalstadium der kambrischen Karbonatplattform-Entwicklung SW-Sardiniens, die Campo Pisano Formation, ausgewählt und in ihrer regionalen Ausbildung bio- und lithofaziell sowie paläontologisch bearbeitet. Die faziellen Ergebnisse fußen insbesondere auf umfangreichen Geländearbeiten: Es wurden 19 Profile dokumentiert, wovon 15 intensiv beprobt und mittels mehr als 300 Dünnschliffen näher bearbeitet wurden. Die mikropaläontologisch-taxonomischen Resultate basieren auf Material, welches durch laborative, chemische Aufbereitung gewonnen wurde.

Das paläontologische Belegmaterial ist unter den Sammlungsnummern FG 533 bis FG 536 im Geologischen Institut der TU Bergakademie Freiberg hinterlegt.

2 Kenntnisstand und Geologischer Rahmen

Im Südwesten Sardiniens ist Kambroordovizium großflächig aufgeschlossen (Abb. 1). Die Einheiten sind zum Teil synd sedimentär vererzt, was sie nicht nur seit langem ökonomisch interessant und zu einem der ältesten und klassischen europäischen Bergbaugebiete machte, sondern auch sedimentfazielle und Genesefragen frühzeitig in

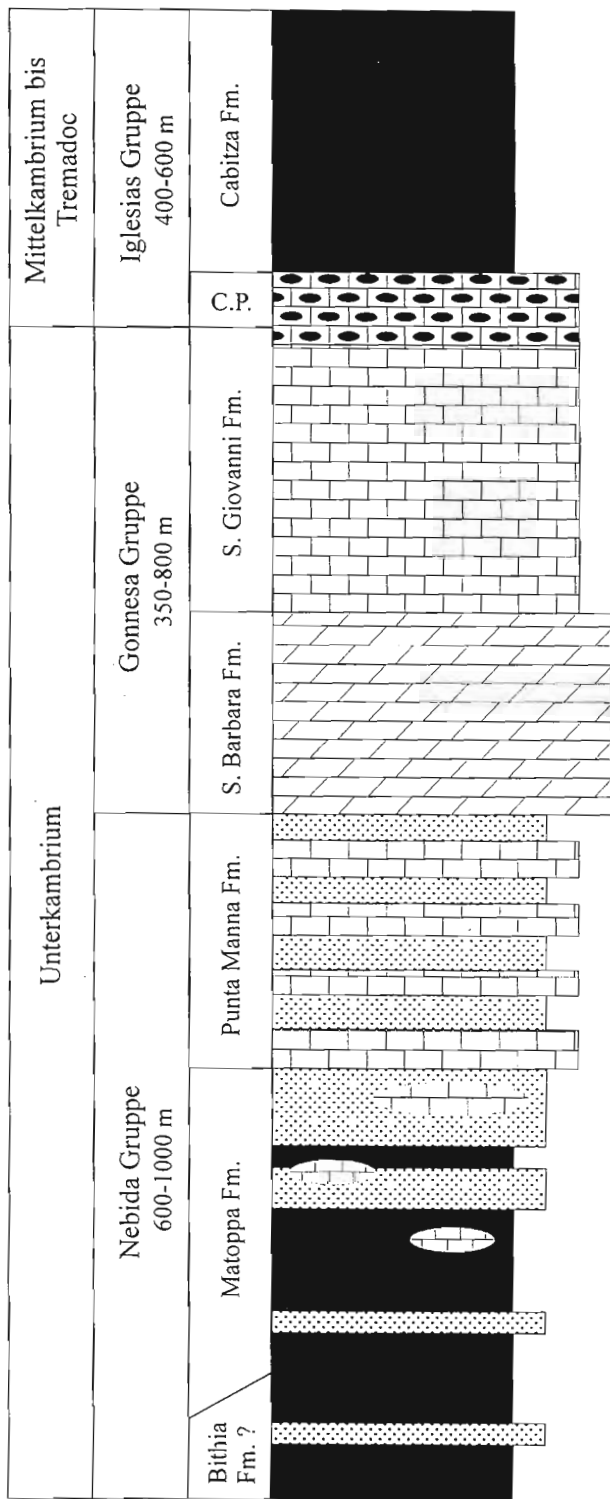


den Blickpunkt wissenschaftlichen Interesses rückte. Während erste Bearbeitungen bis in die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts zurückreichen (BORNEMANN, 1886, 1891), folgten insbesondere paläontologische Untersuchungen vor allem seit Mitte der 1960er Jahre (DEBRENNE, 1964; RASETTI, 1972). Neuere Bearbeitungen sind seither im wesentlichen durch DEBRENNE, COCOZZA, GANDIN, BECHSTÄDT, BONI und PILLOLA und deren Arbeitsgruppen durchgeführt worden. Detaillierte Übersichten zur Erforschungsgeschichte des Kambroordoviziums in Südwestsardinien finden sich bei PILLOLA (1991) und BECHSTÄDT & BONI (1994).

Abb. 1: Geologische Übersichtskarte SW-Sardiniens. Zur Orientierung sind einige wichtige Ortschaften angegeben. Verändert nach BECHSTÄDT et al. (1988).

Geological map of southwestern Sardinia. Some important villages are indicated due to orientation. Modified after BECHSTÄDT et al. (1988).

Die altpaläozoischen Abfolgen SW-Sardiniens repräsentieren eine autochthone Einheit, die im Osten und Norden durch Deckeneinheiten begrenzt wird. Die östliche Begrenzung ist zusätzlich durch den



C.P. = Campo Pisano Formation

Knollenkalk (*nodular limestone*)

Dolomit (*dolostone*)

Kalkstein (*limestone*)

Sandstein (*sandstone*)

Ton-/Siltstein (*clay/siltstone*)

SE-NW streichenden Campidano-Graben (Tertiär) auch morphologisch nachgezeichnet. Ähnliche tertiären Gräben finden sich auch innerhalb des Autochthons (z.B. Cixerri-Graben, Giba-Graben). Vor allem im südöstlichen Verbreitungsgebiet treten variszisch intrudierte Granitoide auf, welche das Altpaläozoikum kontakt-metamorph überprägten.

Abb. 2: Stratigraphische Abfolge des Kambriums SW-Sardiniens (C.P. = Campo Pisano Formation). Verändert nach BECHSTÄDT & BONI (1989). *Stratigraphic succession of the Cambrian of southwestern Sardinia (C.P. = Campo Pisano Formation). Modified after BECHSTÄDT & Boni (1989).*

Die kambrische Abfolge SW-Sardiniens ist nach PILLOLA (1991) zwischen ein- und zweieinhalb tausend Meter mächtig. Sie wird vom Liegenden zum Hangenden in drei Einheiten untergliedert: Nebida Gruppe, Gonnese Gruppe, Iglesias Gruppe (Abb. 2). Die Nebida Gruppe (mittleres bis höheres Unterkambrium) repräsentiert im tieferen Abschnitt (Matoppa Formation) einen siliziklastischen Schelf, der sich durch Verflachung und zunehmend einsetzende Karbonatproduktion im höheren Teil (Punta Mann Formation) zu einer karbonatisch-siliziklastischen Rampe entwickelt. Die nachfolgende, rein karbonatisch ausgebildete Gonnese Gruppe (höheres-oberes Unterkambrium) dokumentiert das Stadium einer isolierten Karbonatplattform, mit anfänglich sehr flachen, z.T. hypersalinaren Verhältnissen (Santa Barbara Formation) und sich anschließenden flach-subtidalen, offemarinen Bedingungen (San Giovanni Formation). Die jüngste kambrische Einheit wird durch die Iglesias Gruppe vertreten (oberstes Unterkambrium-Unterordovizium), welche den tektonisch induzierten Zerfall und die Absenkung der Karbonatplattform (karbonatische Campo Pisano Formation) sowie deren siliziklastische Überdeckung (Cabitza Formation) beinhaltet. Die fazielle regio-

nale Entwicklung des Sedimentationsraumes von einem siliziklastischen Schelf zu einer isolierten Karbonatplattform ist in einem umfassenden Sedimentationsmodell vor allem von BECHSTÄDT et al. (1985) und BECHSTÄDT et al. (1988) sowie von weiteren Autoren (COURJAULT-RADÉ & GANDIN, 1988; COCOZZA & GANDIN, 1990) rekonstruiert worden.

Ein Problem stellt die Liegendgrenze der kambrischen Abfolge dar. So ist der Verband zu möglicherweise präkambrischen Gneisen an der Südküste bei Teulada unklar. Mitunter wird eine dort als "Bithia Formation" bezeichnete Einheit (Siliziklastika) in der tieferen Nebida Gruppe als mögliches Präkambrium ausgehalten (JUNKER & SCHNEIDER, 1983). Neuere Bearbeiter sehen diese jedoch als ein regionales Äquivalent der unteren Nebida Gruppe an (frdl. pers. Mitt. BECHSTÄDT, GROSS, PILLOLA). Die Hangendgrenze des Kambriums befindet sich innerhalb der Siliziklastika der Cabitza Formation (Iglesias Gruppe). Diese decken den Zeitraum vom mittleren Mittelkambrium bis zum oberen Tremadoc ab und werden erst durch die im Zuge der Sardischen Phase erzeugte Diskordanz erosiv begrenzt.

Die zur Bearbeitung ausgewählte Campo Pisano Formation stellt nach LOI et al. (1995) eine kondensierte, knollig ausgebildete, kalkige Abfolge von bis zu mehr als 80 m Mächtigkeit dar. Sie ist vielfach im Igesiente und Sulcis aufgeschlossen und weist regional unterschiedliche diagenetische, metamorphe und tektonische Beanspruchungsgrade auf. Dadurch sind primäre Faziesmerkmale oft stark überprägt. Die Karbonate der Campo Pisano Formation werden häufig unter der Sammelbezeichnung "Knollenkalke" ("Calcare nodulare") zusammengefasst. Eine genetische Interpretation dieser Bildungen erfolgte in der Vergangenheit mehrfach. So vermutet COCOZZA (1979) darin eine Flachwasserfazies im energiearmen Milieu. GANDIN (1980) hingegen interpretiert sie als lagunär, zum Teil euxinisch. Später wurden die Knollenkalke zumeist als Bildungen eines tieferen, wahrscheinlich morphologisch gegliederten Sedimentationsraumes angesehen (SCHLEDDING, 1985; BECHSTÄDT et al., 1988). COCOZZA & GANDIN (1990) interpretieren die Knollenkalke als Ablagerungen eines Schelfes mit eingeschränkter Wasserzirkulation; die Knolligkeit wird dabei durch Phasen der Kompaktion verbunden mit Lösungsvorgängen, die auf tektonisch instabilen Hochlagen stattfinden, zurückgeführt. ELICKI (2001) kommt bei Untersuchungen im nördlichen Igesiente zu dem Schluss, dass die gefügeprägende Knolligkeit der Campo Pisano Formation einem spätdiagenetischen Diageneseregime zuzuordnen und damit nur sehr eingeschränkt für fazielle Interpretationen verwendbar ist.

Aus den verschiedenen Karbonatlithotypen der Campo Pisano Formation ist das Auftreten einer reichen Fauna bekannt. Sie besteht vor allem aus Trilobiten, Echinodermen, Poriferen, Brachiopoden und Chancellorien, war bislang jedoch aufgrund der schlechten Gewinnbarkeit und fehlender Bearbeiter kaum untersucht. Lediglich Trilobiten, Foraminiferen und Schwammnadeln (PILLOLA, 1991; CHERCHI & SCHROEDER, 1985; MOSTLER, 1985; HAMANN, eingereicht) erfuhren in der Vergangenheit eine sporadische Bearbeitung.

3 Lithofazielle Ausbildung der Campo Pisano Formation

Die Campo Pisano Formation repräsentiert eine Folge meist knollig ausgebildeter Karbonate mit einem schwankenden Ton- und einem sehr geringen Quarzgehalt (Taf. 1/1-3). Die nicht-löslichen Anteile sind zum größten Teil in Drucklösungsbändern angereichert, die auf spätdiagenetische Prozesse zurückzuführen sind (ELICKI, 2001). Die Intensität der Knolligkeit des Gefüges variiert regional sowie auch innerhalb der Profile – ein regionaler oder stratigraphischer Trend im Auftreten dieses Merkmals ist nicht erkennbar. Des weiteren treten innerhalb der Campo Pisano Formation mitunter massige Kalkbänke und auch pelitreichere Lagen auf. Die massige Ausbildung ist am deutlichsten im zentralen Igesiente (nahezu das gesamte Profil Su Corovau), aber auch darüber hinaus in Form zwischengeschalteter, markanter Bänke (z.B. am Monte Scorra) zu beobachten (Abb. 3).

An der Basis der Campo Pisano Formation treten lokal Brekzien auf (BONI et al., 1981; SCHLEDDING, 1985; GANDIN, 1987), die Material der unterlagernden San Giovanni Formation, lokal aber auch Knollenkalke der Campo Pisano Formation selbst als Komponenten führen (z.B. bei Acquacadda, San Benedetto und am Monte Tasua).

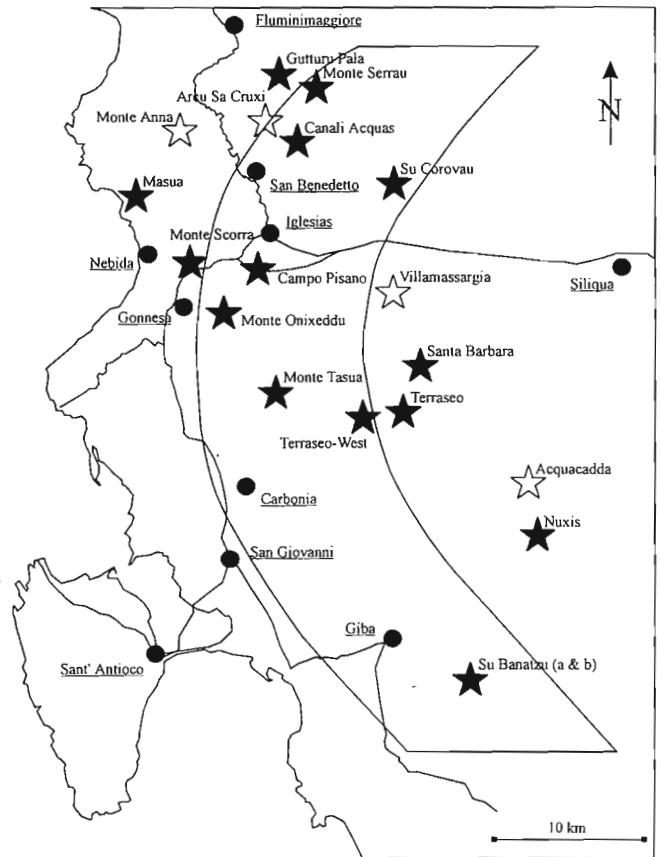
Pelitreiche Lagen sind den Knollenkalken immer wieder zwischengeschaltet, gehen jedoch nahezu ausschließlich auf diagenetische Prozesse zurück. GANDIN (1980, 1987), SCHLEDDING (1985) und andere erwähnen dünne tonig-siltige Lagen innerhalb der Campo Pisano Formation als primäre Sedimentlagen. Im Verlauf der eigenen Arbeiten an 19 Profilen konnten jedoch keine eindeutig primären siliziklastischen Lagen identifiziert werden; siliziklastikreichere Karbonate treten gelegentlich auf (z.B. Profile Su Banatzu, Monte Tasua, Terraseo).

Die Mächtigkeit der Campo Pisano Formation ist starken Schwankungen unterworfen (etwa 30-100 m; mehr als zwei Drittel zwischen 40-60 m). Prinzipiell sind die Mächtigkeiten der Profile im Südosten am größten und nehmen in Richtung Nordwesten ab, wobei etwa im Bereich der Linie San Benedetto-Iglesias-Carbonia ein

Anschwellen der Mächtigkeiten zu verzeichnen ist (ohne Berücksichtigung tektonisch gestörter oder unvollständiger Profile; Abb. 3). Die an der Basis lokal auftretenden Brekzien (siehe oben) scheinen dabei insbesondere an Profile größerer Mächtigkeit gebunden zu sein. Bevorzugte lithofazielle Ausbildungen (siehe unten) ließen keine Korrelation zur Profilmächtigkeit erkennen.

Wackestones sind die in der Campo Pisano Formation vorherrschenden Lithotypen. Regional treten unterschiedliche Anteile von Mudstones in den Profilen auf (Abb. 4), lokal können diese sogar dominieren (z.B. Profil Santa Barbara). Als dritter wesentlicher Karbonattyp treten in fast allen Profilen Floatstones als Einschaltungen hinzu und können lokal bedeutende Profilanteile aufbauen (z.B. Profile Su Corovau, Monte Serrau).

Abb. 3: Geographische Lage der untersuchten Profile (Sterne) und wichtiger, im Text genannter Ortschaften. Leere Sterne markieren Profile, von denen lediglich Geländedaten genutzt wurden. Das durch einen Kreisbogen gekennzeichnete Gebiet wird als Flachbereich interpretiert (siehe Text). *Geographical distribution of investigated sections (asterisks) and important villages mentioned in the text. Empty asterisks indicate those sections from which only field data are used. The region marked by the arc is interpreted as shallow area (see text).*



Die Kalke der Campo Pisano Formation sind generell sehr matrixreich. Makroskopisch sehr auffällig sind das Auftreten der bis cm-starken, tonigen residualen Drucklösungsfilmte und die mitunter reiche Biogenführung (Taf. I & II). Abiogene sind – neben dem Tongehalt – in Form sehr geringer Quarzbeimengungen vertreten. Die Quarze sind klein, eckig bis angerundet und diffus in der Karbonatmatrix verteilt (gehäuft in Drucklösungsbändern). Regionale Trends im Auftreten der Quarze ließen sich nicht aushalten, werden jedoch von SCHLEDDING (1985) erwähnt (Abnahme nach Westen). Die diagenetisch erzeugte Nodularität der Karbonate (lediglich lokal ist auch eine tektonische Genese einer weiteren „Knollen-Generation“ denkbar; SCHLEDDING 1985) ist unterschiedlich stark ausgeprägt, so dass neben welligen Gefügen auch bankige Ausbildungen sowie gelegentlich vollständig isolierte Knollen auftreten. Ein Zusammenhang zwischen Karbonatfaziestyp und Grad der Knolligkeit ließ sich nicht nachweisen.

Die Wackestones der Campo Pisano Formation zeichnen sich durch einen quantitativ und qualitativ (Anteil verschiedener Organismengruppen, siehe Abschnitt „Biofazies“) schwankenden Bioklastgehalt aus (vgl. ELICKI, 2001). Übergänge zu Mudstones sind fließend. Die durch den Tongehalt getragenen Gesteinsfarben variieren von hellgrau über gelblich bis rötlich. Dünne Calcitgänge und Biogene sind an Drucklösungssuturen abgeschnitten (Taf. I/4).

Die genannten Merkmale treffen – bis auf die Biogenhäufigkeit – auch auf die Mudstones zu. Typisch sind (gelegentlich framboidale) Pyritaggregate innerhalb der mikritischen Matrix (maximal 5 %). Lokal auftretende, sparitische Bereiche stellen eine beginnende diagenetische Kornvergrößerung des primären Sedimentes dar. Ein Zusammenhang dieser Sparitnester mit eventuellen Bioturbations- oder anderen biogenen Strukturen ist nicht erkennbar. Im Bereich des Übergangs zu den Siliziklastika der überlagernden Cabitza Formation wechsellagern oft Mudstones und dünne, meist grünliche Ton-/Siltsteinlagen. Floatstones weisen häufig eine sehr starke Fossilführung auf (bis zu 40 %; vgl. Abb. 4). Mitunter erscheinen sie massiger ausgebildet. Auch hier variiert die Farbgebung von grau bis gelblich und rötlich. Pyritaggregate sind diffus im Gestein verteilt und lediglich in den

Drucklösungsbandern angereichert. Packstones wurden in nur einem Profil (Monte Scorra), Grainstones gar nicht nachgewiesen.

Prinzipiell nehmen Wackestone- und Floatstone-Anteile in nordwestliche Richtung zu, während im SE die Mudstone-Anteile höher sind. Allerdings deuten sich gewisse Schwankungen innerhalb dieser Trends an, die sich aufgrund der gegebenen Aufschlussdichte jedoch nicht weiter auflösen lassen.

Hinweise auf eine signifikante frühe Kompaktion des Sedimentes fehlen. Eine Schichtung der Abfolge ist nur schwach entwickelt. Erosionsflächen, Kondensationshorizonte infolge langer Exposition oder ähnliche, im Zusammenhang mit Knollenkalken eventuell zu erwartende Phänomene konnten nicht identifiziert werden. Inwiefern die oft unorientiert eingebetteten Biogene auf eine Durchwühlung des noch unverfestigten Sedimentes zurückzuführen sind, ist unklar, da Spuren oder Wühlgefüge nirgends beobachtet wurden. Die auffälligen und gefügedominierenden lithologischen Charakteristika der Campo Pisano Formation wurden ausführlich in ELICKI (2001) diskutiert.

4 Biofazies der Campo Pisano Formation

Die Profile der Campo Pisano Formation zeichnen sich im Vergleich zur unterlagernden (rein karbonatischen) San Giovanni Formation und zur überlagernden (siliziklastischen) Cabitza Formation durch eine reiche Mikrofossilführung aus. Der Biogehalt unterliegt dabei jedoch starken lokalen Schwankungen und variiert auch qualitativ hinsichtlich der Anteile der jeweiligen Fossilgruppen (Abb. 4). Für die Erfassung der Gruppenanteile wurden Dünnschliffserien halbquantitativ ausgewertet. Systematisch wurde Material bearbeitet, welches durch chemische Aufbereitung gewonnen wurde.

Am häufigsten konnten Trilobiten, Brachiopoden und Echinodermen nachgewiesen werden. Auch Poriferen und Chancellorien kommen abschnittsweise häufig vor. Deutlich weniger verbreitet sind Mollusken (Pelagielliden und Hyolithen). Nur in vereinzelt Lagen weniger Profile – dort jedoch in großer Anzahl – wurden phosphatische *small shelly fossils* gefunden (Cambroclaven und Hadimopanellen). Insbesondere an Molluskensteinkernen wurden innerhalb der Gehäuse endolithische Bakterien beobachtet.

Trilobiten (Taf. 1/5-8, 2/5, 3/1-13) sind in der Campo Pisano Formation sehr häufig, jedoch in schwankenden Anteilen an der Gesamtfaua vertreten. Die Größe der Objekte liegt zwischen wenigen Millimetern und einem Zentimeter. Im Dünnschliff erscheinen sie als unzerbrochene, typische „Hirtenstab-Strukturen“. In einigen Profilen liegen die Trilobitenreste als silifizierte Pseudomorphosen vor, so dass sie durch laborative Aufbereitung gewonnen werden konnten. Aufgrund der chemischen Präparation handelt es sich zumeist um disarticulierte Reste (Cephalien, Pygidien, selten auch eingerollte Formen). Es treten sowohl agnostide als auch polymeride Formen auf. Unter den agnostiden dominiert der hier erstmals nachgewiesene Agnostine *Condylopyge* (mit einer neu aufzustellenden Art; siehe ELICKI & PILLOLA, eingereicht) und der ebenfalls erstmals für Sardinien belegte Eodiscine *Dawsonia bohémica* (ŠNAJDR 1950); *Peronopsis* sp. (agnostin) ist sehr selten. Häufig anzutreffende Polymeride sind Corynexochida, insbesondere *Corynexochus sardous* RASETTI 1972 und *Corynexochus latus* RASETTI 1972 (möglicherweise beides Synonyme von *Corynexochus delagei* MIQUEL 1905). Die zur gleichen Ordnung gehörigen Vertreter der Gattungen *Clavigellus* (erstmalig außerhalb Marokkos und mit einer neu aufzustellenden Art belegt; siehe ELICKI & PILLOLA, eingereicht) und *Dorypyge* konnten nur vereinzelt nachgewiesen werden. Ebenfalls sehr selten ist der Ptychopariide *Agraulos* sp. cf. *Agraulos arenosus* und der Redlichiiide *Protolenus* cf. *pisidianus* DEAN 1994. Letzterer findet sich sehr tief in der Campo Pisano Formation und wird nach PILLOLA (in LOI et al., 1995) als Indexfossil für die Unter-/Mittelkambriumgrenze in SW-Sardinien benutzt.

Brachiopoden (Taf. 3/14-23) konnten aus der Campo Pisano Formation zumeist in silifizierter Schalenpseudomorphose, selten auch in phosphatischer Erhaltung durch chemische Aufbereitung gewonnen werden. Es handelt sich um lingulide und arcrotretide Inarticulata. Vertreter der Lingulida (zwei Gattungen) sind aufgrund der verbreiteten taxonomischen Konfusion zwar nicht unproblematisch, doch belegt das Auftreten einiger dieser sehr kleinen Obolinen erstmals deren Vorkommen im Mittelkambrium Westgondwanas (MERGL & ELICKI, eingereicht). Arcrotretide Brachiopoden konnten mit den drei Gattungen *Opisthotreta*, *Vandalotreta* und *Linnarssonella* nachgewiesen werden. Die erstmalige paläontologische Bearbeitung der Brachiopodenfauna der Campo Pisano Formation, die auch zur Errichtung zweier neuer Acrotretiden-Arten führte, wird derzeit veröffentlicht (MERGL & ELICKI, eingereicht).

Echinodermen (Taf. 2/6-8, 4/1-15) treten in der Campo Pisano Formation generell in disarticulierter Form auf. Die weit aus meisten Elemente sind zu den Eocrinoidea zu stellen. MOSTLER (1985) erwähnt (ohne Abbildung)

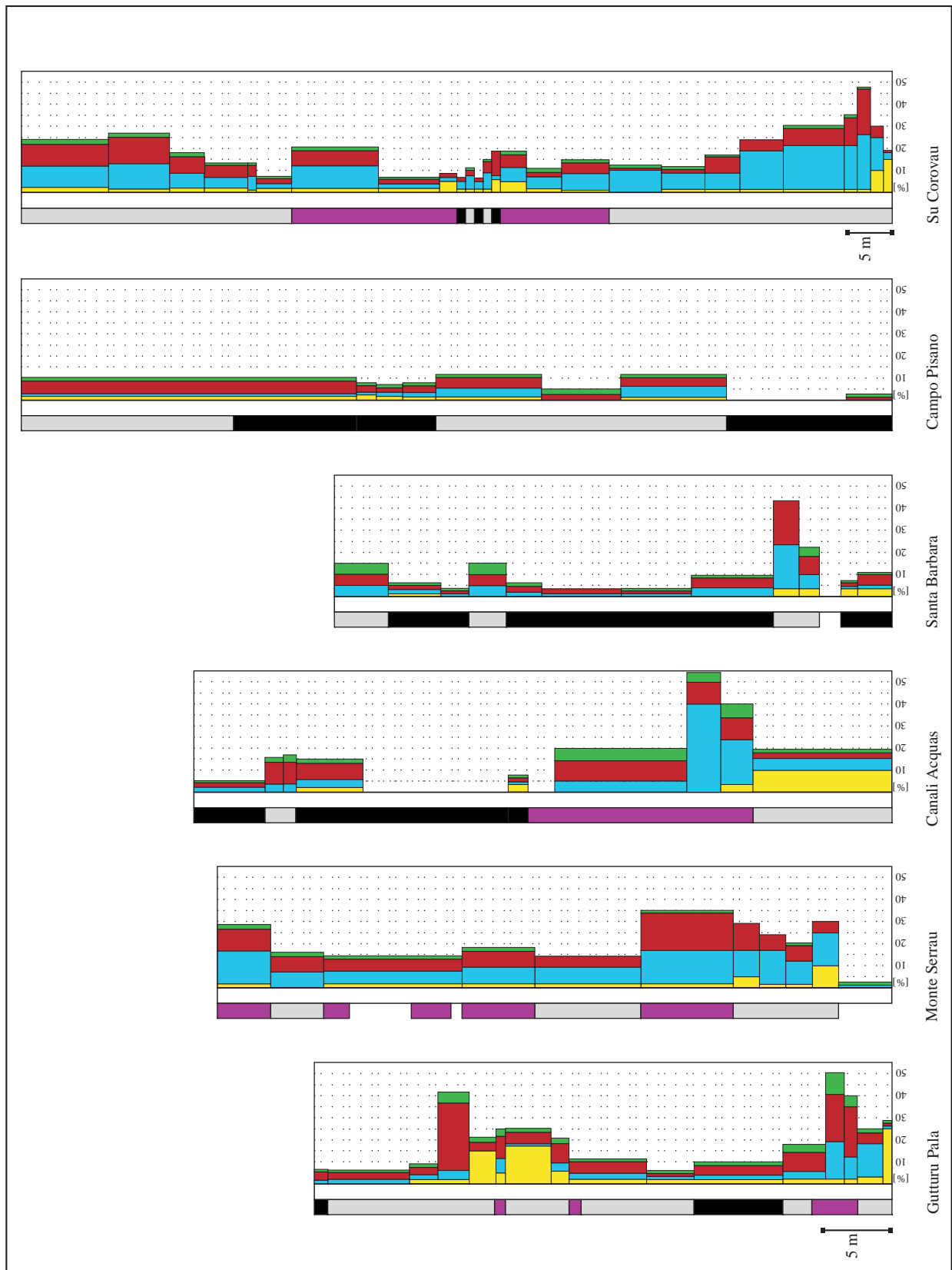


Abb. 4a: Entwicklung der Faunenanteile und Mikrofaziestypen innerhalb der Campo Pisano Formation.
 Bereiche ohne Darstellung ließen keine eindeutige Auswertung zu. (Legende siehe Abb. 4b)
*Succession of faunal content and microfacies types within the Campo Pisano Formation.
 Not displayed portions have not allowed definite interpretation. (for legend see fig. 4b)*

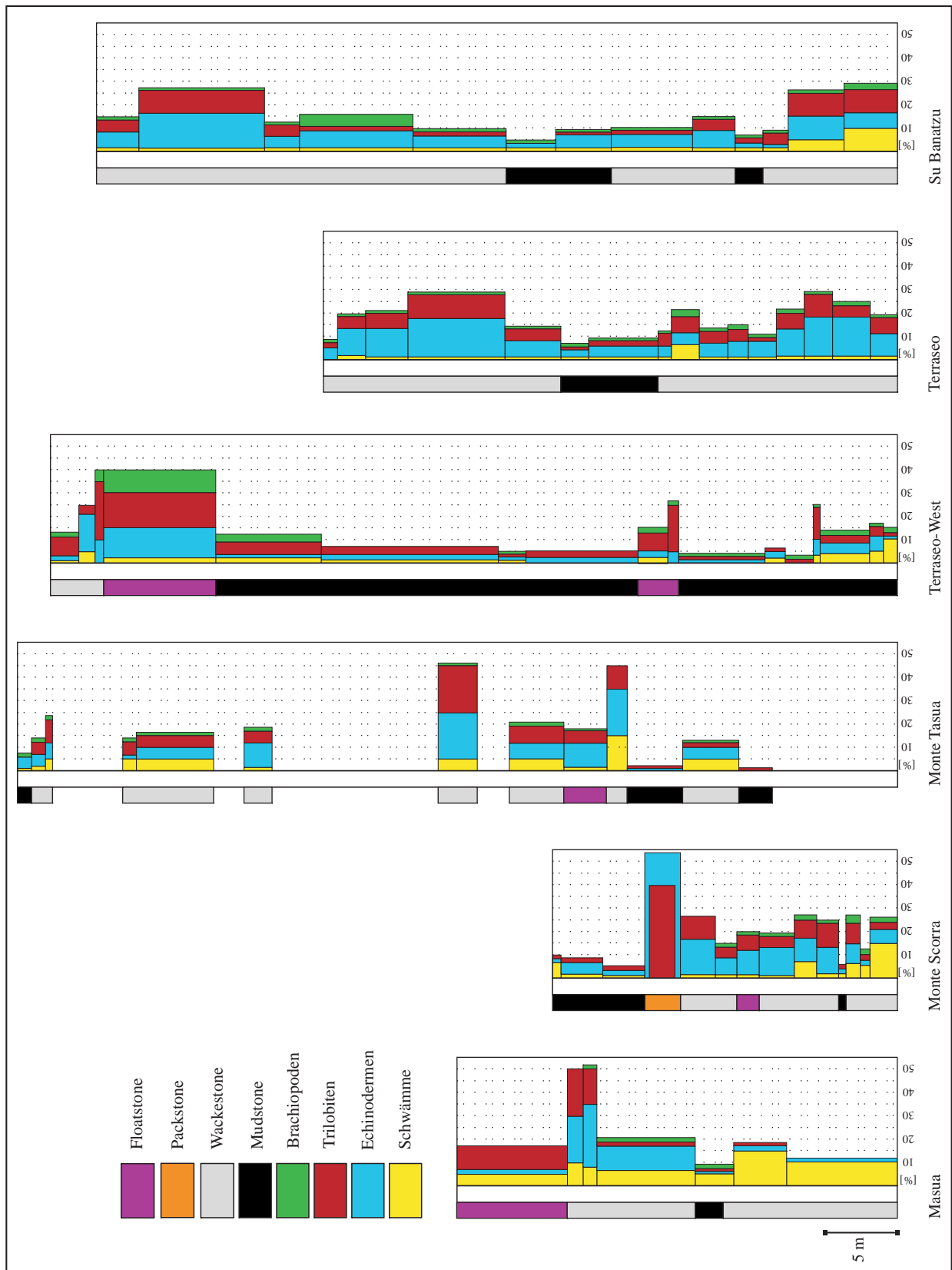


Abb. 4b: Entwicklung der Faunenanteile und Mikrofaziestypen innerhalb der Campo Pisano Formation. Bereiche ohne Darstellung ließen keine eindeutige Auswertung zu. (Fortsetzung von Abb. 4a)
Succession of faunal content and microfacies types within the Campo Pisano Formation. Not displayed portions have not allowed definite interpretation. (continuation of fig. 4a)

außerdem das gelegentliche Vorkommen carpoider und nicht sicher zuordenbarer ophiurer Sklerite. Die Biogene sind in Dünnschliffen sowohl als typische (geschlossene) Calcit-Einkristalle als auch in Gestalt netzartig organisierter Sklerite zu beobachten (Stereom-Erhaltung). Die laborative Aufbereitung lieferte zahlreiche Einzelelemente in Form verschieden gestaltiger, phosphatischer Platten, Trommeln und Segmente. Aufgrund der (nicht sehr häufigen) Trommeln wird auf das Auftreten gestielte Formen geschlossen (entweder selten oder nur sehr kurze Stiele). Die häufigen, mehr oder weniger polygonen Thekalplatten weisen ausgeprägte randliche Suturen und Ausbuchtungen auf (Epispiren), die wahrscheinlich den Durchtritt von Respirationsorganen (Papillen) ermöglichen. Eine Interpretation der häufigen, unvollständig-kreisringartigen Segmente ist unsicher. Bei ihnen könnte es sich um Elemente aus dem Bereich der Brachiolen oder der Ambulakralia handeln.

Poriferen (Taf. 2/1-2, 4/16-34) treten als disarticulierte Sklerite auf. Besonders häufig sind Monaxone, Tetractine und Pentactine sowie untergeordnet möglicherweise Stauractine lyssakider Schwämme. Phobetractine Spiculae konnten nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden, wurden jedoch von MOSTLER (1985) in der Campo Pisano Formation belegt. Aus dem durch chemische Aufbereitung gewonnenen Material konnten das heteractinide Spiculum *Eiffelia araniformis* (MISSARZHEVSKI 1981) und die wahrscheinlich zu den Calcarea zu stellende Form *Dodecaactinella triradiata* (MOSTLER 1985) taxonomisch bestimmt werden. Letztere entspricht diagnostisch *Dodecaactinella cynodontota* BENGTON & RUNNEGAR 1990. Die genannten Autoren wählten eine Definition ihrer Typusart, welche neben dem von MOSTLER (1985) aufgestellten Taxon *Sardospongia triradiata* MOSTLER 1985 außerdem auch *Polyactinella furcata* MOSTLER 1985 umfasst (konsequenterweise hatte BENGTON in BENGTON et al., 1990) die von MOSTLER (1985) aufgestellten Gattungen *Polyactinella* und *Sardospongia* als zur Gattung *Dodecaactinella* REIF 1968 revidiert). Aufgrund der zeitiger ausgeführten Artdiagnose von *Dodecaactinella* (= *Sardospongia*) *triradiata*, (MOSTLER, 1985) und der offensichtlichen Äquivalenz zu *Dodecaactinella cynodontota* BENGTON & RUNNEGAR 1990, ist letztere Art somit als jüngeres Synonym von *Dodecaactinella triradiata* (MOSTLER 1985) und *Dodecaactinella furcata* (MOSTLER 1985) anzusehen. Die von MOSTLER (1985) in der Campo Pisano Formation diagnostizierte Form *Phobetractina polymorpha* MOSTLER 1985 konnte nicht sicher nachgewiesen werden. In Dünnschliffen sind mitunter Massenlagen monaxoner Schwammnadeln, aber auch Exemplare von *Protospongia* sp. zu beobachten.

Chancellorien (Taf. 2/3-5, 4/35-39) repräsentieren eine problematische Gruppe schwammähnlicher Organismen, deren Stellung trotz Komplexfunde noch immer unklar ist. Die auf das Kambrium beschränkte Gruppe wurde von früheren Autoren den Schwämmen zugeordnet (WALCOTT, 1920; BUTTERFIELD & NICHOLAS, 1996), von anderen gemeinsam mit Halkieriden, Wiwaxiden, Sachitiden und Siphonogonuchitiden als Coeloscleritophora (?Klasse) zusammengefasst (BENGTON & MISSARZHEVSKI, 1981). Aufgrund mikrostruktureller und konstruktionsmorphologischer Untersuchungen artikulierter Funde kommen MEHL-JANUSSEN (1999) und JANUSSEN et al. (2002) zu dem Ergebnis, dass Coeloscleritophoren eine polyphyletische Gruppe darstellen und Chancellorien derzeit nur als Organismen unklarer systematischer Stellung außerhalb der Poriferen anzusehen sind. Sowohl in Dünnschliffen als auch als Präparate aus der chemischen Aufbereitung wurden *Allonnia tripodophora* DORÉ & REID 1965, *Chancelloria sardinica* MOSTLER 1985 und *Archiasterella pentactina* SDZUY 1969 diagnostiziert. Hinzu kommt eine sehr große Zahl disarticulierter Strahlen, die sich keinem Sklerit zuordnen lassen. MOSTLER (1985) erwähnt aus der Campo Pisano Formation außerdem *Chancelloria maroccana* SDZUY, 1969 und *Archiasterella* sp.

Es ist anzumerken, dass die Systematik der Chancellorien äußerst problematisch ist. Angesichts einer nicht abschätzbaren, jedoch als groß anzunehmenden morphologischen Variabilität der Sklerite auch innerhalb eines Skleritoms erscheint das Aushalten von Arten anhand disarticulierter Elemente aufgrund geringer baulicher Unterschiede in vielen Fällen nicht gerechtfertigt.

Hvolithelminthen (Taf. 5/1) werden als polychaete Röhrenwürmer angesehen. Die schmalen phosphatischen Tubi sind proximal mehr oder weniger gewunden, um dann – mit nur geringem Öffnungswinkel – einen mehr gestreckten Verlauf anzunehmen. Typischerweise sind die Querschnitte der ringartig aufgebauten und nicht mit einem Operculum versehenen Röhren kreisförmig. Die sehr wenigen, in der Campo Pisano Formation erstmals nachgewiesenen Exemplare treten auffälligerweise nahe der Basis der Abfolge auf. Das längste Fragment misst ca. 3 mm, sein Durchmesser liegt bei 280 µm. Die Ringe, welche die äußere Ornamentur darstellen, liegen jeweils 50-90 µm auseinander. Aufgrund dieser morphologischen Merkmale ist die Form zu *Hvolithellus* cf. *filiformis* BENGTON 1990 zu stellen. Die Bestimmung als „*confer*“ ergibt sich aus dem im Vergleich zum Holotyp größeren Röhrendurchmesser (Holotyp: 150 µm). Da die weiteren diagnostischen Merkmale jedoch auf die aus der Campo Pisano Formation vorliegenden Exemplare zutreffen (Röhrenweitung, Typ und Abmessung der äußeren Ornamentierung, Anzahl der Ebenen des Röhrenverlaufs) werden diese der genannten Art nahegestellt.

Ostracoden (Taf. 5/2) waren bislang aus den Campo Pisano Formation nicht bekannt. MOSTLER (1985) erwähnt aus Mound-Strukturen des sardischen Unterkambriums Ostracodenschälchen, die sich jedoch aufgrund der äußerst schlechten Erhaltung nicht näher identifizieren ließen. Aus der Campo Pisano Formation konnte erstmals ein Exemplar eines bradoriden Ostracoden gewonnen werden (Auftreten im unmittelbaren Basisbereich der Abfolge). Aufgrund der subtriangularen, phosphatischen Schale mit den markant ausgebildeten, anterior und posterior angelegten, co-marginal verlaufenden Loben ist die Form zur Gattung *Hipponicharion* MATTHEW, 1886 zu stellen. Das Objekt ist 2,8 mm lang und 2,1 mm hoch und weist bis auf die genannten Loben keine Ornamentierung auf. Es unterscheidet sich morphologisch deutlich von allen anderen bekannten Arten der Gattung und wird bis zur abschließenden separaten Bearbeitung (in Arbeit) vorerst in offener Nomenklatur als *Hipponicharion* sp. geführt.

Mollusken (Taf. 5/3-11) sind in der Campo Pisano Formation in Form von Pelagielliden und Hyolithen vertreten (gefolgt wird hier der Interpretation der Hyolithen als frühe Gruppe der Mollusken).

Pelagielliden (Taf. 5/3-5) treten im tieferen Teil der Campo Pisano Formation auf und konnten als Steinkerne mit teilweiser Erhaltung der Schalenpseudomorphose gewonnen werden. Sie stellen Erstdnachweise für das sardische Kambrium dar. Die systematische Stellung dieser Mollusken ist in Diskussion. RUNNEGAR (1981) stellt sie aufgrund der Rekonstruktion des Weichkörpers zu den Monoplacophoren, einer Gruppe, deren kambrische Vertreter von GUBANOV & PEEL (2000) generell zur Klasse Helcionellida gerechnet werden. PARKHAEV (in ALEXANDER et al., 2001) errichtete eine Unterklasse Archaeobranchia, der er die Pelagielliden als Familie innerhalb der Ordnung Pelagielliformes zuordnet. Im Gegensatz zu GUBANOV & PEEL (2000) sehen PARKHAEV (in ALEXANDER et al., 2001) und LANDING et al. (2002) Pelagielliden als Gastropoden der Ordnung Pelagielliformes (Interpretation PARKHAEV) bzw. Archaeogastropoda (Interpretation LANDING et al.) an. Die in der Campo Pisano Formation gefundenen Exemplare werden von ELICKI (2002) zur Art *Pelagiella subangulata* (TATE 1892) gestellt. Die Objekte sind im größten Durchmesser (bei 1,5 Umläufen) 0,8-1,3 mm groß und weisen zur Apertur deutlich auf. Letztere ist abgeflacht-oval und leicht geneigt. Eine ausführliche Beschreibung und Diskussion findet sich in ELICKI (2002).

Hyolithen (Taf. 5/6-11) wurden vereinzelt in Dünnschliffen diagnostiziert und mit einigen Exemplaren auch mittels chemischer Aufbereitung gewonnen. Insbesondere aus den Schliffbildern wird ersichtlich, dass die Hyolithen unzerbrochen im Sediment vorliegen (abgebrochene Gehäuse durch laborative Aufbereitung). Es treten sowohl Exemplare mit kreisförmigem (hyolithomorph) als auch solche mit abgeflachtem Querschnitt (orthothecimorph) auf. Besonders interessant ist das Vorkommen der Gattung *Microcornus* MAMBETOV 1972, da dieser Vertreter bislang nahezu ausschließlich aus dem Intervall Atdaban-Botoma bekannt ist. Mit *Microcornus* sp. gelang der erste Nachweis dieser Gattung im höchsten Unterkambrium (Toyon) Westgondwanas (stratigraphische Diskussion siehe unten).

Phosphatische Mikroproblematika (*small shelly fossils*, Taf. 5/12-34) wurden in der Campo Pisano Formation in Form von Cambroclaven und Hadimopanellen nachgewiesen.

Hadimopanella sp. (Taf. 5/12-23) stammt aus den tieferen Profilabschnitten der Lokalität Su Corovau. Erwähnt wurde das Auftreten dieser Form innerhalb der Campo Pisano Formation bereits von MOSTLER (1985), jedoch ohne Abbildungen, Beschreibungen und nähere Angaben zu den Fundorten oder -horizonten. CHERCHI & SCHROEDER (1985) beschreiben sehr schlecht erhaltene *Hadimopanella* cf. *oezgueli* GEDIK 1977 aus der Typuslokalität der Campo Pisano Formation. Trotz intensiver Aufbereitung sowohl von extensiv entnommenem Probenmaterial dieser als auch der Lokalität Gutturua Pala (Funde MOSTLERS) konnten, wie auch in allen anderen Profilen, keine weiteren Hadimopanellen gefunden werden. Die hier vorgestellten Neufunde von Su Corovau sind deutlich besser erhalten und in ihrem Auftreten auf einen sehr kurzen Profilabschnitt begrenzt. Systematisch werden Hadimopanellen als Sklerite von Palaeoscoleciden (Panzerwürmern) angesehen (HINZ et al., 1990; MÜLLER & HINZ-SCHALLREUTER, 1993).

Die systematische Stellung der hochinteressanten Cambroclaven (Taf. 5/24-34) ist völlig unklar. Bei diesen, weltweit nur von sehr wenigen Lokalitäten bekannten Mikrofossilien handelt es sich um kleine Sklerite, die aus einer schildartigen Basis mit einem aufgesetzten, mehr oder weniger prominenten „Dorn“ aufgebaut sind. Der hohle, primär wahrscheinlich mit organischer Substanz gefüllte Sklerit besteht aus Calciumphosphat und kann eine glatte oder ornamentierte Oberfläche aufweisen (QIAN, 1978; MAMBETOV & REPINA, 1979; CONWAY MORRIS & CHEN, 1991). Ihre morphologische Variabilität scheint beträchtlich zu sein, so dass taxonomische Zuordnungen problematisch sind. Bis auf seltene Ausnahmen, in denen einige wenige Sklerite im Verband vorliegen, sind Cambroclaven ausschließlich als disarticulierte Elemente bekannt. Es wird davon ausgegangen, dass sie ihren Träger von außen vollständig bedeckten und somit vor physikalischem und biologischem (Jäger) Stress schützten. Spezielle morphologische Ausbildungen einiger Elemente könnten jedoch auch auf spezialisierte (Greif-)Werkzeuge zur Nahrungsaufnahme hindeuten (CONWAY MORRIS & CHEN, 1991). Zur Art

der Organismen, zu denen die Sklerite gehört haben könnten, existieren derzeit nur äußerst vage Vermutungen. Diese reichen von protoconodont-artigen Organismen (MAMBETOV & REPINA, 1979) bis zu endoparasitischen (Acanthocephala nach QIAN & YIN, 1984), priapuliden oder aschelminthiden Würmern (CONWAY MORRIS et al., 1997). DZIK (1994) vergleicht Cambroclaven mit Receptaculitiden (die er jedoch nicht – wie die meisten Autoren – als Algen, sondern als Schwämme auffasst). Bis zur Auffindung artikulierter Exemplare wird eine systematische Zuordnung, ähnlich wie bei anderen kambrischen *small shelly fossils* (wie z.B. *Microdictyon* oder *Halkieria*), spekulativ bleiben. Die besondere Bedeutung der Cambroclaven ergibt sich aus ihrer stratigraphischen und faziellen Position sowie ihrer paläogeographischen Verbreitung (siehe unten und ELICKI & WOTTE, 2003). Die erstmaligen Funde von *Cambroclavus* im sardischen Kambrium belegen deren stratigraphisch bislang jüngstes Auftreten und stellen mit den deutschen Vorkommen aus dem Görlitzer Raum die einzigen Nachweise im Bereich Westgondwanas und generell außerhalb Australasiens dar. Die sardischen Formen liegen in mehreren Dutzend Exemplaren verschiedener Morphotypen (?Arten) vor. Die taxonomische Bearbeitung wird derzeit von der Freiburger Arbeitsgruppe durchgeführt.

Mikroben (Taf. 5/5) konnten erstmals aus der Campo Pisano Formation in Gestalt von *Endoconchia angusta* RUNNEGAR 1990 nachgewiesen werden. Bei dieser Form handelt es sich um ein endolithisches Cyanobakterium, dessen lange, unverzweigte Schnüre mit einem relativ konstanten Durchmesser von 2,5-3,5 µm auf Steinkernen (zwischen Schale und Steinkernen) von Mollusken (Pelagielliden, gelegentlich Hyolithen) zu finden sind. Die Besiedelungsdichte ist mitunter außerordentlich hoch. Ähnliche und gleiche Besiedelungsmuster sind weltweit von zahlreichen unterkambrischen Fundorten, bevorzugt an Mollusken und Chancellorien bekannt. Dass eine Besiedelung letzterer in den sardischen Faunen nicht nachgewiesen werden konnte, dürfte an der generell sehr schlechten Erhaltung dieser Sklerite liegen.

Die generell starke Fossilführung der Campo Pisano Formation ist bereits im Handstück deutlich erkennbar. Die Biogene sind zumeist orientierungslos eingebettet (jedoch keine eindeutigen Hinweise auf Bioturbation) und weisen kaum Anzeichen einer mechanischen Beanspruchung (Wasserbewegung, Transport) auf. Selbst filigrane und leicht zerbrechliche Elemente wie Cambroclaven und (Mikro-)Brachiopoden mit Größen von unter einem Millimeter sind in der Regel ebenso unzerbrochen erhalten wie Trilobiten, Mollusken oder größere Brachiopodenreste. Obgleich der Erhaltungszustand der Biogene sehr gut ist, kommen Faunenelemente, deren Skelette aus mehr oder weniger lose organisierten oder nur durch organische Substanz verbundenen Hartteilen bestehen (Poriferen, Chancellorien, Eocrinoiden, Cambroclaven, Hadimopanellen) ausschließlich disarticuliert vor. Trilobiten hingegen zeigen im Dünnschliffbild oft artikuliert Erhaltung (mitunter wurden eingerollte Agnostiden und unterschiedliche ontogenetische Stadien im Zuge der chemischen Aufbereitung gewonnen, Taf. 3/5, 10-13). Aufgrund der genannten Merkmale wird die Taphocoenose als im wesentlichen autochthon interpretiert. Ein gewisser Anstieg zerbrochener bzw. kleinerer Biogene ist in Annäherung an die hangende Cabitza Formation zu beobachten (gestiegener Anteil allochthonen Materials). Gelegentliche Ineinanderschachtelungen von Hyolithen (Taf. 1/6) weisen auf das Vorhandensein einer gewissen Bodenströmung hin. Eine Korrelation der jeweiligen Fossilgruppen oder der wenigen allochemen Bestandteile mit Karbonat-Mikrofaziestypen war nicht nachweisbar.

Über große Abschnitte weisen die südöstlich gelegenen Profile eine durchschnittlich geringere Fossilführung auf als die nordwestlichen (siehe auch oben erwähnte Mikrofaziestypen-Verteilung). Die höchsten Biogengehalte sind in den meisten Profilen in der Anfangsphase und in der Endphase der Campo Pisano Formation zu beobachten (Abb. 4). Die am Fossilinhalt beteiligten Organismengruppen zeigen dabei mitunter vertikale Verteilungsmuster, die sich in ihrem generellen Trend in den meisten Profilen nachvollziehen lassen. Am deutlichsten wird dies in Bezug auf Poriferenreste. Fast immer beginnt die Campo Pisano Formation mit einer spiculitbetonten Biofazies (z.B. Profile Su Banatzu, Terraseo-West, Santa Barbara, Monte Scorra, Su Corovau, Monte Serrau), während andere Fossilgruppen (vereinzelt: Brachiopoden, kleine Trilobiten, Echinodermenplatten; sehr selten: Bradoriden, Hyolithelminthen) deutlich unterrepräsentiert oder gar nicht vorhanden sind (Abb. 4). Diese Schwammfazies kann so stark ausgebildet sein, dass diese ältesten Lithotypen als Spiculite anzusprechen sind (z.B. Profile Canali Acquas, Gutturu Pala, Masua). Die schwammbetonte Fazies nimmt nur wenige Dezimeter bis Meter im Basisbereich der Campo Pisano Formation ein. Aufgrund der deutlichen Abgrenzbarkeit wird dieses Faunenspektrum als „Biofazies 1“ bezeichnet.

Sehr markant folgt darüber eine „Biofazies 2“. Diese ist durch eine plötzliche Dominanz von Echinodermen-Elementen (fast ausschließlich Eocrinoiden) gekennzeichnet (Abb. 4). Schwammnadeln können auftreten, sind quantitativ jedoch eher unbedeutend. Trilobiten und Brachiopoden sind häufig zu beobachten und erlangen mitunter größere Bedeutung. Als im Vergleich zur „Biofazies 1“ neue Faunenelemente treten Chancellorien-Sklerite und Mollusken (Pelagielliden und gelegentlich Hyolithen) hinzu. Paläoökologisch und stratigraphisch

interessant sind Funde von Cambroclaven und Hadimopanellen, die auf den Bereich der „Biofazies 2“ beschränkt sind (ELICKI & WOTTE, 2003; Diskussion siehe unten).

Durch eine allmähliche Verschiebung der Faunenanteile geht die „Biofazies 2“ kontinuierlich in eine „Biofazies 3“ über. Die beteiligten Faunengruppen entsprechen im wesentlichen denen der vorhergehenden Biofazies, jedoch dominieren jetzt zumeist Trilobiten den Lebensraum; Echinodermen sind weitere wesentliche Elemente dieses Faunenspektrums; Brachiopoden, Poriferen, Hyolithen und Chancellorien treten regional in unterschiedlichen, jedoch geringeren Anteilen auf (Abb. 4). Dieses Faunenspektrum setzt sich bis zum Einsetzen der Cabitza Formation mehr oder weniger fort und ändert sich nur nahe dem Übergang taphonomisch (siehe oben).

Die genannten Biofaziesbereiche unterliegen in ihrer Ausprägung lokalen Besonderheiten und sind als ein generell erkennbarer Entwicklungstrend innerhalb der Campo Pisano Formation zu verstehen.

Eine Übersicht zur derzeit bekannten Fossilführung der Campo Pisano Formation gibt nachfolgende Tabelle:

Fossilführung der Campo Pisano Formation		
Taxon	Nachweis in der Campo Pisano Formation	Bemerkung
Trilobiten		
<i>Ptychagnostus</i> sp.	RASETTI (1972)	
<i>Peronopsis</i> sp.	RASETTI (1972)	ELICKI & PILLOLA (eingereicht)
<i>Paradoxides</i> sp.	RASETTI (1972)	
<i>Corynexochus sardous</i> RASETTI, 1972	RASETTI (1972)	ELICKI & PILLOLA (eingereicht)
<i>Corynexochus latus</i> RASETTI, 1972	RASETTI (1972)	ELICKI & PILLOLA (eingereicht)
<i>Pardailhania hispida</i> (THORAL, 1935)	RASETTI (1972)	
<i>Protolenus</i> cf. <i>pisidianus</i> DEAN, 1994	PILLOLA in LOI et al. (1995)	
<i>Paradoxides (Acadoparadoxides) mureroensis</i> SDZUY, 1958	PILLOLA in LOI et al. (1995)	
<i>Calodiscus foveolatus</i> HOWELL, 1935	PILLOLA in LOI et al. (1995)	
<i>Diplagnostus</i> sp.	PILLOLA in LOI et al. (1995)	
<i>Dorypyge</i> sp.	PILLOLA in LOI et al. (1995)	
? <i>Dorypyge</i> sp.	ELICKI & PILLOLA (eingereicht)	
<i>Ctenocephalus</i> sp.	PILLOLA in LOI et al. (1995)	
<i>Agraulos</i> sp.	PILLOLA in LOI et al. (1995)	
<i>Agraulos</i> sp. cf. <i>Agraulos arenosus</i>	ELICKI & PILLOLA (eingereicht)	
<i>Dawsonia bohémica</i> ŠNAJDR, 1950	ELICKI & PILLOLA (eingereicht)	
<i>Dawsonia</i> sp.	ELICKI (2001), ELICKI & PILLOLA (eingereicht)	ohne Abbildung
cf. <i>Dawsonia</i>	PILLOLA in LOI et al. (1995)	ohne Abbildung
<i>Condylopyge</i> sp.	ELICKI & PILLOLA (eingereicht)	
<i>Clavigellus</i> sp.	ELICKI & PILLOLA (eingereicht)	
Brachiopoden		
<i>Opisthotreta</i> sp.	vorliegende Arbeit	MERGL & ELICKI (eingereicht)
<i>Vandalotreta</i> sp.	vorliegende Arbeit	MERGL & ELICKI (eingereicht)
<i>Linnarssonella</i> sp.	vorliegende Arbeit	MERGL & ELICKI (eingereicht)

Echinodermen Eocrinoidea indet.	vorliegende Arbeit, MOSTLER (1985)	ohne Abbildung
Carpoidea indet.	MOSTLER (1985)	ohne Abbildung
Porifere <i>Phobetractinia polymorpha</i> REIF 1968 <i>Dodecaactinella triradiata</i> (MOSTLER 1985) <i>Dodecaactinella furcata</i> (MOSTLER, 1985) <i>Protospongia</i> sp. <i>Kiwetinokia</i> sp. <i>Eiffelia araniformis</i> (MISSARZHEVSKI, 1981)	MOSTLER (1985) MOSTLER (1985), vorliegende Arbeit MOSTLER (1985) MOSTLER (1985), vorliegende Arbeit MOSTLER (1985) vorliegende Arbeit	ohne Abbildung (= <i>Sardospongia triradiata</i>) (= <i>Polyactinella furcata</i>) ohne Abbildung als „ <i>Ptorospongia</i> sp.“ ohne Abbildung als „ <i>Kiwetinoka</i> sp.“
Chancellorien <i>Chancelloria sardinica</i> MOSTLER, 1985 <i>Chancelloria maroccana</i> SDZUY, 1969 <i>Archiasterella pentactina</i> SDZUY, 1969 <i>Archiasterella</i> sp. <i>Allonnia tripodophora</i> DORÉ & REID, 1965	MOSTLER (1985), vorliegende Arbeit MOSTLER (1985) MOSTLER (1985), vorliegende Arbeit MOSTLER (1985) vorliegende Arbeit	ohne Abbildung ohne Abbildung
Hyolithelminthen <i>Hyolithellus</i> cf. <i>filiformis</i> BENGTON, 1990	vorliegende Arbeit	
Ostracoden <i>Hipponicharion</i> sp.	vorliegende Arbeit	ELICKI & PILLOLA (eingereicht)
Mollusken <i>Pelagiella subangulata</i> (TATE, 1892) <i>Microcornus</i> sp.	ELICKI (2002), vorliegende Arbeit ELICKI & WOTTE (2003), vorliegende Arbeit	ohne Abbildung
small shelly fossils <i>Hadimopanella oezgueli</i> GEDIK, 1977 <i>Hadimopanella</i> cf. <i>oezgueli</i> GEDIK, 1977 <i>Hadimopanella</i> sp. <i>Olivoides multisulcatus</i> <i>Zeugites</i> sp. <i>Cambroclavus</i> sp.	MOSTLER (1985) CHERCHI & SCHROEDER (1985) ELICKI (2002), vorliegende Arbeit MOSTLER (1985) MOSTLER (1985) vorliegende Arbeit, ELICKI & WOTTE (2003)	ohne Abbildung als „ <i>Lenargyrium knappologicum</i> BENGTON, 1977“ ohne Abbildung ohne Abbildung ohne Abbildung und Abbildung als „ <i>Cambroclaves</i> “ indet.
Foraminiferen <i>Hemisphaerammina</i> cf. <i>cecillalickeri</i> CONKIN & CONKIN, 1981 <i>Ammodiscus</i> sp. <i>Psammosphaera</i> sp.	CHERCHI & SCHROEDER (1985) CHERCHI & SCHROEDER (1985) CHERCHI & SCHROEDER (1985)	nach Ansicht der Autoren = ? nach Ansicht der Autoren = ?
Mikroben <i>Girvanella problematica</i> NICHOLSON & ELTHRIDGE, 1878 <i>Endoconchia angusta</i> RUNNEGAR, 1990	CHERCHI & SCHROEDER (1985) vorliegende Arbeit	nach Ansicht der Autoren = ?
nicht näher spezifizierte Taxa & Problematika Astrorhizidae indet. Oryctocephalidae indet. inarticulate Brachiopoden indet. Echinodermen indet. Hyolithen indet. <i>?Aetholicopalla adnata</i> CONWAY MORRIS, 1990	CHERCHI & SCHROEDER (1985) PILLOLA in LOI et al. (1995) verschiedene Autoren verschiedene Autoren verschiedene Autoren vorliegende Arbeit	ELICKI & PILLOLA (eingereicht)

Tab. 1: Fossilführung der Campo Pisano Formation.
Fossil content of the Campo Pisano Formation.

5 Biostratigraphie und Paläogeographie

Für eine biostratigraphische Einstufung der Campo Pisano Formation können vor allem Trilobiten herangezogen werden. Problematisch ist jedoch neben deren schlechter Gewinnbarkeit (aus Karbonaten) das geringe biostratigraphische Auflösungsvermögen. So können Basis und Top der Campo Pisano Formation zwar grob erfasst werden, das Aushalten biostratigraphischer Korrelationsniveaus innerhalb der Abfolge ist jedoch bislang nicht möglich.

Das mittelkambrische Alter von Campo Pisano-Trilobiten war schon den ersten Bearbeitern bekannt (RASETTI, 1972). PILLOLA (1991) und PILLOLA in LOI et al. (1995) erkannten zwei Trilobiten-Vergesellschaftungen innerhalb der Formation und deren unterschiedliche stratigraphische Position. Im Basisbereich tritt die sogenannte „CP1“-Fauna auf, die neben einigen stratigraphisch insignifikanten Brachiopoden den Trilobiten *Protolenus (Protolenus) cf. pisidianus* DEAN 1994 enthält. Der Genus ist ein weit verbreiteter Protolenide der akadobaltischen Provinz. Der türkische Holotyp stammt aus einer faziell der Campo Pisano Formation entsprechenden Abfolge, welche dort der *Paradoxides mureoensis*-Zone (= Basis Mittelkambrium) direkt stratigraphisch aufliegt und Paradoxiden als Begleitfauna führt. Die Basis des *pisidianus*-führenden Bereiches auf Sardinien enthält jedoch noch keine Paradoxiden, so dass *Protolenus (Protolenus) cf. pisidianus* DEAN 1994 in Sardinien als Index-Taxon für die Unter-/Mittelkambrium-Grenze angesehen werden kann (PILLOLA in LOI et al., 1995). Damit sind der tiefste Bereich der Campo Pisano Formation in das höchste Unterkambrium und der tiefere Abschnitt in die *Paradoxides mureoensis*- bzw. *Paradoxides oelandicus*-Stufe zu stellen. Der mittlere Bereich der Campo Pisano Formation (*Calodiscus foveolatus* HOWELL 1935, einige Oryctocephaliden, Dorypygiden und andere) entspricht nach PILLOLA in LOI et al. (1995) der *Badulesia*-Substufe des unteren Mittelkambriums (= untere *Paradoxides paradoxissimus*-Stufe). Im oberen Abschnitt der Campo Pisano Formation weisen u.a. *Pardailhania hispida* (THORAL 1935) und *Ptychagnostus* sp. auf die *Pardailhania*- bis basale *Solenopleuropsis*-Substufe (= mittlere bis Basis obere *Paradoxides paradoxissimus*-Stufe) des mittleren Mittelkambriums hin. Der Übergang der Campo Pisano- in die Cabitza Formation findet innerhalb der letztgenannten Substufe (= obere *Paradoxides paradoxissimus*-Stufe) statt (Abb. 5).

Abb. 5: Stratigraphische Position der unter- bis mittelkambrischen Einheiten SW-Sardiniens.
Stratigraphic position of the Early to Middle Cambrian units of southwestern Sardinia.

SW-Sardinien		Skandinavien	SW-Europa		
Iglesias Gruppe	Cabitza Fm.	<i>P. forchhammeri</i>	Languedoc	Mittelkambrium	
	Campo Pisano Fm.	<i>P. paradoxissimus</i>	Caesaraugusta		
		<i>P. oelandicus</i>	Leon		
Gonnesa Gruppe		Toyon	Bilbilis	Unterkambrium	
		Botoma	Mariani		
	Nebida Gruppe		Atdaban		Ovetum
			Tommot Nemakit-Daldyn		Corduba
<i>Sibirien</i>					

Die nicht-trilobitischen Fossilgruppen stützen diese biostratigraphischen Schlussfolgerungen, erreichen jedoch meist nicht deren Genauigkeit. So weisen inarticulate Brachiopoden der oberen Campo Pisano Formation auf spät-mittelkambrisches Alter hin (MERGL & ELICKI, eingereicht). Schwämme, Chancelorien und *small shelly fossils* geben ein hoch-unter- bis mittelkambrisches Alter. Die für Sardinien erstmals nachgewiesene Bradoriden-Gattung *Hipponicharion* ist vom mittleren Unter- bis in das basale Mittelkambrium bekannt (GOZALO & HINZ-SCHALLREUTER, 2002). Die im Basisbereich der Campo Pisano Formation nachgewiesene Mikrobe *Endoconchia angusta* RUNNEGAR 1990 ist bislang von der Basis des Parara Kalkes der Yorke Halbinsel (Südaustralien; BENGTON et al., 1990) und aus der Charlottenhof Formation des deutschen Kambriums (ELICKI, 1999) mit hoch-unterkambrischem Alter beschrieben, was diese Einstufung der basalen Campo Pisano Formation stützt. Auf gleiches Alter für diesen

Profilbereich deuten *Microcornus* und die nachgewiesenen Pelagielliden hin (BENGTSON et al., 1990; ELICKI, 1999; PARKHAEV in ALEXANDER et al., 2001).

Das Problem des Fehlens ausreichenden Trilobitenmaterials zur regionalen Korrelation der verschiedenen Campo Pisano-Profile kann durch ökostratigraphische Daten etwas entschärft werden: Im Typusprofil der Formation setzt unmittelbar über dem Niveau von *Protolenus (Protolenus) cf. pisidianus* DEAN 1994 sehr plötzlich die echinodermenreiche Fazies ein („Biofazies 2“, siehe oben). Damit koinzidiert der Wechsel von „Biofazies 1“ (basale „Spiculitfazies“) zu „Biofazies 2“ („Echinodermenfazies“) mit der Unter-/Mittelkambriumgrenze im Typusprofil. Der Fazieswechsel selbst wird nach Ansicht der Autoren synchron durch einen regionalen Absenkungsimpuls im gesamten Ablagerungsraum bewirkt (siehe Abschnitt 7 „Ablagerungsmodell“). Damit repräsentiert der biofazielle Umschwung in dem lateral sehr begrenzten paläogeographischen Ablagerungsraum der Campo Pisano Formation einen ökostratigraphischen Zeitschnitt, welcher der Unter-/Mittelkambriumgrenze in SW-Sardinien entspricht. Mit diesem Ansatz ist es möglich, die meisten Campo Pisano-Profile innerhalb ihrer basalen Bereiche zu korrelieren, auch wenn Trilobiten als Index-Fossilien fehlen. Eine kürzliche Bestätigung fand dieser Ansatz durch den Nachweis des Index-Fossils *Protolenus (Protolenus) cf. pisidianus* DEAN 1994 im Profil Su Corovau in ebendieser Profilposition (PILLOLA, frdl. mdl. Mitt.).

Paläobiogeographisch sind die Trilobiten der Campo Pisano-Fauna dem westlichen Perigondwana zuzuordnen. Sie weisen auf enge Beziehungen zu Südfrankreich (Montagne Noire), Nordspanien und zum Kambrium der Südtürkei („mediterraner Bereich“ der „atlantischen Provinz“ i.S. SDZUY, 1972; PILLOLA, 1994) und setzen damit im wesentlichen das Bild der unterkambrischen Paläobiogeographie fort. In geringerem Umfang zeigen sich auch Beziehungen zum „nordischer Bereich“ der „atlantischen Provinz“ i.S. SDZUY (1972). Im Unterkambrium immer wieder angedeutete und schwer zu interpretierende biogeographische Beziehungen zum

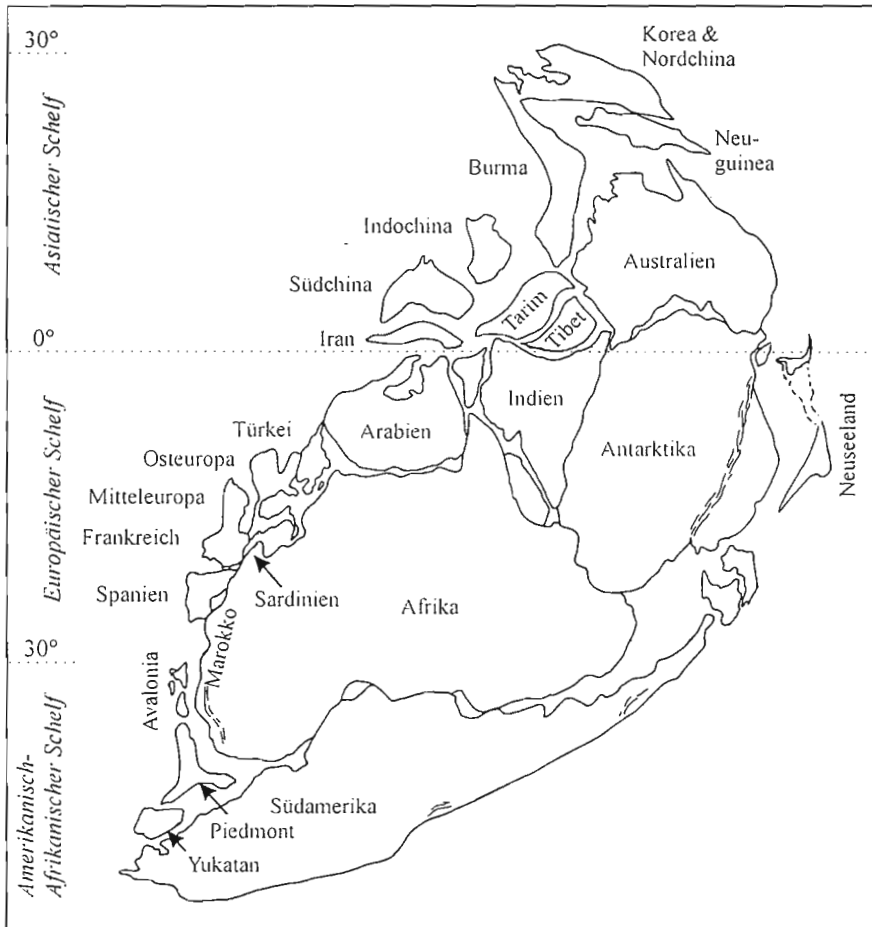


Abb. 6: Paläogeographie Gondwanas im Unter-/Mittelkambrium Grenzbereich. Verändert nach MCKERROW et al. (1992) und COURJAULT-RADÉ et al. (1992).

Palaeogeography of the Early/Middle Cambrian transition interval. Modified after MCKERROW et al. (1992) and COURJAULT-RADÉ et al. (1992).

asiatischen Raum (SDZUY 1972, PILLOLA 1991, ÁLVARO et al., 2003) lassen sich im sardischen Mittelkambrium bislang nicht erkennen.

Die Bradoriden-Gattung *Hipponicharion* stellt ein gutes paläogeographisches Index-Taxon für die acado-baltische Provinz dar, wo sie im Bereich Westgondwanas (neben dem jetzigen Nachweis im sardischen Kambrium) im deutschen und spanischen Unterkambrium sowie in Marokko im hohen Unter- und tiefen Mittelkambrium vorkommt (ELICKI, 1994; GOZALO & HINZ-SCHALLREUTER, 2002).

Als wertvolle paläogeographische Werkzeuge erwiesen sich Cambroclaven. Sie sind bislang auf den Bereich des Europäischen Schelfs Westgondwanas, auf Südastralien, China und Kasachstan beschränkt und zeigen damit für das hohe Unterkambrium eine Verbreitung entlang des von BRASIER (1989) ausgehaltenen Palaeotethys-Gürtels. Eine ähnliche Verbreitung (Deutschland, China, Australien) weist der Archaeogastropode *Pelagiella subangulata* (TATE 1892) auf (PARCHAEV in ALEXANDER et al., 2001).

6 Paläoökologie

Die in der Campo Pisano Formation diagnostizierten Fossilgruppen repräsentieren unterschiedliche Habitatpräferenzen und Ernährungsstrategien (Abb. 7).

Voll-infaunale Formen konnten nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Jedoch ist für *Hadimopanella* – in der Interpretation als Palaeoscolecide – eine solche Lebensweise weitgehend akzeptiert. Inwiefern einige der agnostiden Trilobiten infaunal lebten, ist nicht sicher bekannt.

Lediglich das Fehlen der Augen und die äußere Morphologie begründen nicht hinreichend eine solche Annahme. Es deutet auch nichts darauf hin, dass aus dem guten (unkorrodierten) Erhaltungszustand der Agnostiden eine eventuelle Lebensweise im geschützten Sediment abgeleitet werden kann, da sich diese Erhaltung nicht von jener eindeutig epifaunaler Formen unterscheidet. Weder die Agnostiden noch deren Begleitfauna weisen Merkmale einer längeren Exposition an der Sedimentoberfläche auf (chemische oder biologische Erosion), was bei der Annahme einer sehr geringen Sedimentationsrate für die kondensierte Campo Pisano Formation (LOI et al., 1994) überrascht. Eine mögliche Interpretation dieses taphonomischen Phänomens besteht in der Einbringung der Hartteile in das Sediment durch flache Bioturbation (einwühlen). Die fehlende Überlieferung des entsprechenden Ichnia-Inventars dürfte neben der geringen Sedimentationsrate auch der starken diagenetischen Überprägung der Abfolge geschuldet sein.

Für voll-infaunale Organismen kommt bevorzugt eine Ernährungsweise als Substratfresser in Frage. Eine **semi-infaunale** Lebensweise ist für suspensionsfressende Hyolithen mit rundem Querschnitt verschiedentlich beschrieben worden (z.B. ELICKI, 2000). Die meisten Faunenelemente sind jedoch zum Epibenthos zu stellen. **Sessile bis semi-sessile epibenthische** Formen werden vor allem durch Poriferen, Chancellorien, Echinodermen und Brachiopoden vertreten. Hyolithelminthen waren wahrscheinlich sekundär-epibenthisch. Während Poriferen als Filtrierer auf eine geringere Korngröße der Nahrungspartikel und auf Bakterien angewiesen waren, ernährte sich das sonstige sessile Epibenthos von suspendierendem organischem Detritus und wohl ebenfalls von planktischen Mikroorganismen. Eine bedeutende Höhe haben alle diese Formen in der Wassersäule nicht erreicht. Erst jüngere Echinodermen (mit längeren Stielen) konnten sich höhere Stockwerke als Nahrungsquelle erschließen. Sowohl die infaunalen als auch die sessil-epifaunalen Formen (mit ihren entsprechenden Verankerungsmechanismen) lassen auf einen weichen Untergrund (Mud- bis Firmground) als Sedimentationsfläche schließen. Hinweise auf Hardgrounds (auch auf lokale) fanden sich nicht. Ebenfalls im Faunenspektrum reich vertreten sind **mobil-epibenthische** Organismen. Hierzu zählen in der Campo Pisano Formation vor allem zahlreiche Trilobiten, Hyolithen, Pelagielliden, Bradoriden und einige *small shelly fossils* (wie z.B. wahrscheinlich Cambroclaven). Für einige dieser Formen kann auch eine **neкто-benthische** Lebensweise angenommen werden (einige Trilobiten, Bradoriden). Deren Ernährungsweise wird von den meisten Autoren als vorwiegend suspensionsfressend angesehen, jedoch ist Substratfressen (einige Trilobiten) oder Weiden (Archaeogastropoden) für einige Vertreter denkbar. Die Interpretation der Cambroclaven als äußere Bewehrung eines Körpers könnte ein Hinweis auf die Existenz von Räufern sein (CONWAY MORRIS & CHEN, 1991). Letztere sowie ausschließlich nektische Formen sind im Fossilbeleg der Campo Pisano Formation nicht überliefert (jedoch wird diskutiert, ob einige Agnostiden nektische, pseudoplanktische oder planktische Lebensstadien hatten). Auch, ob Elemente der Campo Pisano-Fauna aasfressende Sekundärkonsumenten darstellten, kann nur vermutet werden – eine solche Ernährungsweise wird für einige agnostide Trilobiten diskutiert. *Girvanella* und *Endoconchia* belegen das Vorhandensein autotropher Primärproduzenten.

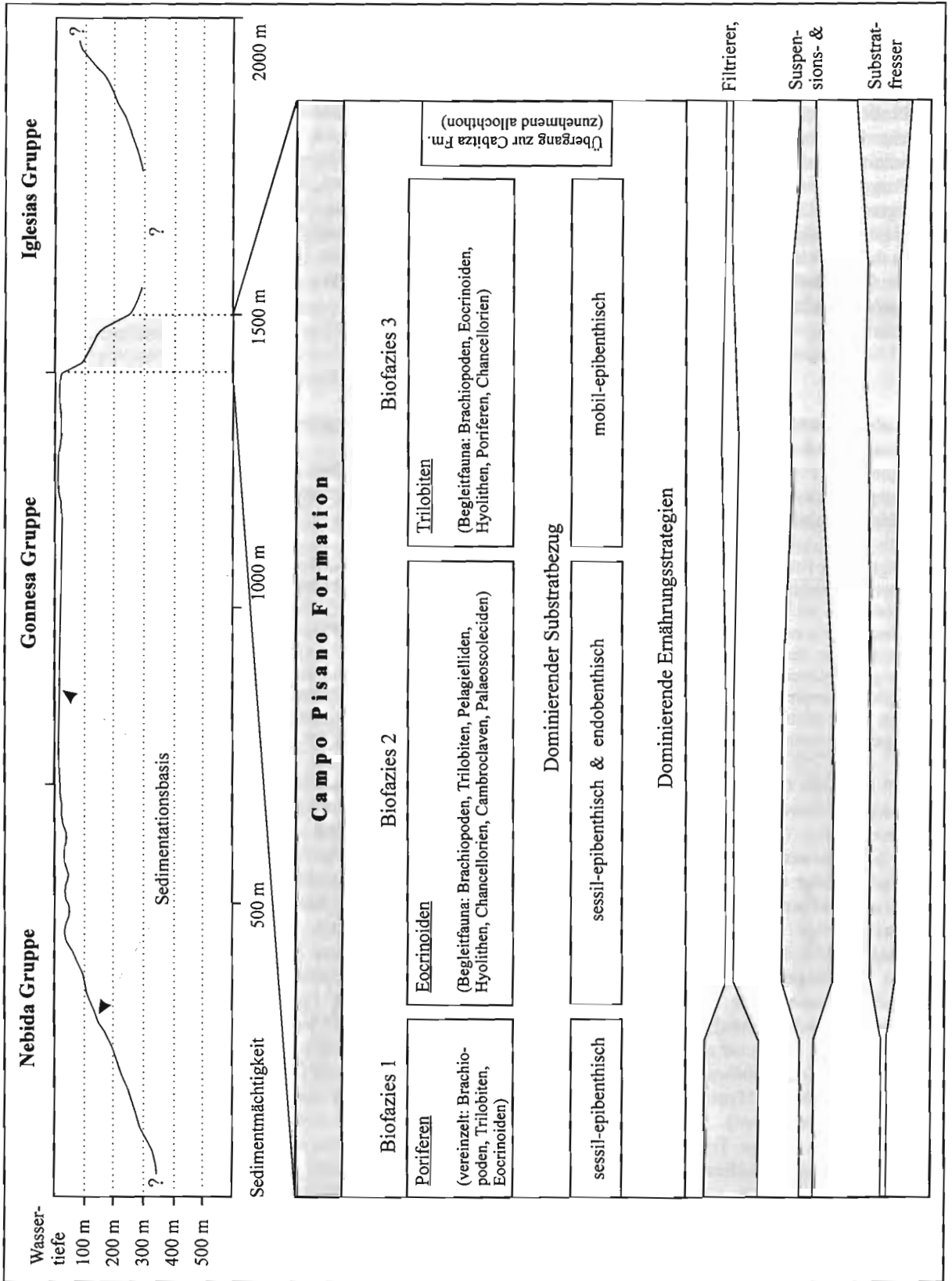


Abb. 7: Entwicklung von Bathymetrie und Mächtigkeiten im sardischen Kambrium sowie der paläoökologischen Verhältnisse innerhalb der Campo Pisano Formation.
Development of bathymetry and thickness of the Sardinian Cambrian and paleoecological characteristics within the Campo Pisano Formation.

Neben der Bestandsaufnahme der trophischen und der Habitateigenschaften der Campo Pisano-Fauna ist die räumliche und zeitliche Verteilung von Interesse. Die prinzipielle Aufeinanderfolge der oben charakterisierten Biofazies 1-3 in den Profilen der Campo Pisano Formation deutet auf einen lateral ökologisch weitgehend ausgeglichenen Lebensraum hin, der sich im gesamten Sedimentationsgebiet nach dem gleichem Grundmuster entwickelte (eine schwache Differenzierung wird lediglich durch regionale Schwankungen des Matrixanteils in den Lithotypen angezeigt; siehe unten und Abschnitt 3: „Lithofazielle Ausbildung“; Abb. 7).

Die basale Campo Pisano Formation ist durch eine kurzzeitige Dominanz sessil-epibenthischer Filtrierer („Biofazies 1“: „Spiculitfazies“) charakterisiert. Suspensionsfresser des sessilen und mobilen Epibenthos treten auf, sind aber kaum von Bedeutung. Diesem Abschnitt folgt mit „Biofazies 2“ („Echinodermenfazies“) eine deutlich suspensionsabhängigere Fauna. Sessiles Epibenthos herrscht vor (Echinodermen, Brachiopoden), mobiles ist jedoch ebenfalls reich vorhanden (Trilobiten). Schwämme treten deutlich zurück. In der Begleitfauna finden sich zudem Endobenthos (Hadimopanellen) und Hinweise auf Schutz vor Räufern (Cambroclaven) und möglicherweise Weider (Archaeogastropoden). Im nachfolgenden Profilabschnitt („Biofazies 3“) nimmt der Anteil sessiler Formen merklich ab. Ein Teil des mobilen Epibenthos ist wahrscheinlich in der Lage gewesen, Suspensionen zwecks Nahrungsaufnahme aktiv zu erzeugen (Trilobiten). Sollte ein Teil der Agnostiden nekatisch, planktisch oder pseudoplanktisch gelebt haben, würde dies die Interpretation eines zunehmend pelagischen Charakters der Campo Pisano-Fauna stützen.

7 Ablagerungsmodell

Sedimentäre Merkmale, wie ausgeprägte Schichtungen, Gradierungen, biosedimentäre Gefüge u.ä. sind in den Lithotypen der Campo Pisano Formation nicht erhalten. Die Karbonate unterlagen einer starken spätdiagenetischen Überprägung (vgl. ELICKI, 2001), was zur Auslöschung der primären Strukturen und zur nachträglichen Reduzierung von Profilmächtigkeiten führte.

Mikrofaziesuntersuchungen zeigen, dass die im Gelände auffallenden, makroskopischen Gefügemerkmale diagenetisch bedingt sind und nur eingeschränkt Rückschlüsse auf die primäre Sedimentfazies zulassen. Für die Knollenkalke der Campo Pisano Formation wurden deshalb die folgenden Merkmale als aussagekräftig angesehen und für die Milieuinterpertation herangezogen:

- taxonomisches Faunenspektrum (Biofazies),
- Häufigkeit, regionale Verteilung, Größenspektrum und Erhaltung der Biogene,
- Anzeichen biogener Tätigkeit (Spuren, Bioturbation),
- Karbonatmikrofazies,
- Fehlen von Hartgründen,
- Abiogene,
- Mächtigkeiten,
- Charakter des Unterlagers und des Hangenden der Campo Pisano Formation.

Die Mächtigkeiten der Campo Pisano-Profile nimmt von SE nach NW erst zu, dann wieder ab, so dass sich eine leichte Schwellenlage der Profile auf der Linie San Benedetto-Iglesias-Carbonia abzeichnet (Abb. 3). Da in gleiche Richtung die Bioklasthäufigkeit in den Profilen abschnittsweise zunimmt, kann als bevorzugter Lebensraum der beteiligten Biogene diese neritische Schwellenposition angesehen werden. Der von BECHSTÄDT et al. (1985) im unterkambrischen Stadium der Karbonatplattform ausgehaltene Flachbereich im Raum der heutigen SW-Küste Sardinien stimmt mit dem der Campo Pisano-Zeit nicht genau überein. Die o.g. leichte Schwellenposition verläuft zwar mehr oder weniger parallel, ist jedoch leicht (ca. 5-10 km) in östliche Richtung verlagert.

Das abrupte Einsetzen der siltigen Campo Pisano Formation („Spiculitfazies“, lokal mit Brekzien im Grenzbereich), im Top der sehr flachen (?intertidal bis flach subtidal), rein karbonatischen Gonnese Gruppe (isolierte Karbonatplattform) weist auf ein plötzliches Absinken des Sedimentationsraumes, verbunden mit einem über Suspensionen erfolgten, signifikanten siliziklastischen Eintrag hin (mittleres Subtidal; Abb. 7). Dies korrespondiert mit der Interpretation älterer Autoren, welche den mit dem Einsetzen der Campo Pisano Formation einhergehenden Niedergang der Karbonatplattform auf eine durch regionale Dehnungstektonik hervorgerufene Zerböckung des Sedimentationsraumes zurückführen (GANDIN, 1987; BECHSTÄDT et al., 1988; BECHSTÄDT & BONI, 1989; COCOZZA & GANDIN, 1990). Der Anstieg der Siliziklastika kann auf die vollständige sedimentäre Auffüllung des als Sedimentfalle fungierenden Ost-Sulcisbeckens (BECHSTÄDT et al., 1985) zurückgeführt werden. Die kurzzeitige Dominanz der Filtrierer zu Beginn der Campo Pisano Formation, wird mit der optimalen Anpassung an die erhöhte Wassertiefe, Strömung und Suspensionsfracht sowie mit möglicher-

weise ökologischen Vorteilen bei der Besetzung der neu entstandenen Nischen (Besiedelungsgeschwindigkeit, Besiedlungsstrategien) begründet. Ein deutlicher Subsidenzimpuls ist im markanten Umschwung zur „Biofazies 2“ („Echinodermafazies“) zu sehen, der offensichtlich das gesamte Sedimentationsgebiet betraf (Absenkung ins tiefere Subtidal). Die starke und lange Präsenz sessil-epibenthischer Suspensionsfresser in diesem Stadium lässt (im Vergleich zur frühen Campo Pisano Formation) auf einen erhöhten und mehr oder weniger kontinuierlichen Suspensionseintrag schließen. Ursachen dafür können die in diesem Zeitschnitt zu beobachtende Umstellung zu einem feuchteren Klima gewesen sein, was zu erhöhter Erosion im Abtragungsgebiet und zu verstärktem Klastika-Budget auch im distalen Bereich führte sowie der (?eustatische) Anstieg des Meeresspiegels (ÁLVARO et al., 2003).

Ohne markante lithofazielle Unterschiede ändert sich nun allmählich die Biofazies: Trilobiten (häufig agnostide) werden bedeutsamer, sessiles Epibenthos tritt zurück (leichte, kontinuierliche Absenkung des Sedimentationsraumes in das tiefste Subtidal bzw. tiefer).

Nahe dem Übergang in die Siliziklastika der Cabitza Formation ändert sich die Situation relativ plötzlich nochmals: der Faunengehalt geht deutlich zurück, innerhalb der Trilobiten und Brachiopoden sind nur noch ausgesprochen kleine Vertreter zu finden, allochthone Elemente werden häufiger. Diese Umstellung wird als weiterer Subsidenzimpuls, der den Sedimentationsraum in größere Tiefen (?höheres Bathyal) absenkte, interpretiert (Abb. 7). Bedeutendere Tiefen sind mit Blick auf das Persistieren lithofazieller Merkmale unwahrscheinlich. Erst mit dem Erreichen voll-siliziklastischer Verhältnisse könnten diese möglicherweise erreicht worden sein. Wie LOI et al. (1995) nachweisen konnten, stellen sich jedoch bereits in der höheren Cabitza Formation wieder relativ flachmarine, allerdings siliziklastische Bedingungen ein (oberhalb Sturmwellenbasis), so dass allzu große Wassertiefen unmittelbar zuvor eher unwahrscheinlich sind. Der lithofazielle Wechsel beim Übergang in die Cabitza Formation widerspiegelt die generelle klimatische und paläogeographische Umstellung in diesem Zeitfenster (Abkühlung, Niederschlagsanstieg, Verlagerung in höhere südliche Breiten; ÁLVARO et al., 2003).

Neben den dargestellten, sehr deutlichen Biofaziesmustern sei auf die laterale und vertikale Verbreitung der Knollenkalkfazies hingewiesen. GANDIN (1980) und darauf Bezug nehmende spätere Autoren interpretieren (in Anlehnung an die *amonitico rosso* Fazies) als Bildungsort der Knollenkalke distale bis pelagische Hochlagen im Bereich der absinkenden Plattform (restrikter Schelf). Zwischen diesen Hochlagen befindliche Tröge sollen als Transportkanäle und Sedimentationsgebiete tonig-siltigen Materials fungiert haben. Nach den im Zuge unserer Arbeiten erlangten Ergebnissen lässt sich ein regionales Muster im Auftreten des siliziklastischen Materials („Kalkschiefer“ i.S. karbonatischer Siliziklastika) jedoch nicht aushalten. Die Knollenkalke selbst treten ebenfalls ohne erkennbares laterales und vertikales Verteilungsmuster auf. Innerhalb eines Profils wechseln knollige Kalke, massive Kalkbänke und Flaserkalke mehrfach. Selbst in enger Nachbarschaft gelegene Profile zeigen jedoch keinerlei Korrelation dieser Merkmale. Die konservierte Biofazies unterscheidet sich nicht signifikant in den jeweiligen Ausbildungen. Möglicherweise war der Sedimentationsraum morphologisch schwach differenziert, wodurch Bereiche etwas geringeren oder stärkeren klastischen Aufkommens angelegt wurden. Die Biofaziesmuster der autochthonen Faunen belegen jedoch, dass diese sedimentäre Differenzierung in ihrer Amplitude eher unbedeutend gewesen ist. Somit gibt es keinen Anhaltspunkt dafür, den verschiedenen Gefügetypen der Campo Pisano Formation signifikant unterschiedliche Ablagerungsmilieus zuzuweisen. Das Ausmaß des durch die Extensionstektonik erzeugten Reliefs der Sedimentationsbasis war offensichtlich weit weniger bedeutsam als bislang angenommen. Eine deutliche morphologische Gliederung des Gebietes, wie in den Genesemodellen von GANDIN (1980), BECHSTÄDT et al. (1988) und COCOZZA & GANDIN (1990) diskutiert, kann insbesondere mit Hinweis auf die Gleichartigkeit der dargestellten Bio- und Mikrofaziesmuster nicht bestätigt werden.

Sedimentations- und Subsidenzraten der Campo Pisano Formation können aufgrund der biostratigraphischen Unschärfen lediglich abgeschätzt werden. Aus den Biofaziesmustern der Campo Pisano Formation (siehe oben) lässt sich ableiten, dass zu Beginn kurzzeitig eine Position im mittleren Subtidal (50-100 m) eingenommen wurde. Die größten Profilanteile der Formation liegen nach biofaziellen Merkmalen im mittleren bis tiefst-subtidalen Bereich (100-?250 m), während die jüngsten Abschnitte und der Übergang in die Cabitza Formation zu größeren Tiefen (höheres Bathyal) vermitteln (Abb. 7). BECHSTÄDT & BONI (1989) berechneten für die Campo Pisano Formation eine Sedimentationsrate im Bereich von 0,8-1,25 cm/ka. Unter Einbeziehung von Extensionstektonik und Meeresspiegelanstieg nehmen die Autoren eine Wassertiefe von 600-1000 m zum Ende der Campo Pisano-Zeit an. Unter Berücksichtigung des heute besser bekannten stratigraphischen Rahmens und der hier präsentierten Prozessfolge muss dieses Modell jedoch präzisiert werden. Die Wassertiefe zum Ende der Formation ergibt sich aus „normaler“ Subsidenzrate (Annahme: wie Gonnese Gruppe, siehe BECHSTÄDT & BONI, 1989), zusätzlichen Absenkungen im Zuge der tektonischen Zerblockung der Plattform und einem gewissen Meeresspiegelanstieg. Im Vergleich mit der ca. 8 Ma einnehmenden Gonnese Gruppe ergibt sich unter Verwendung der Daten aus BECHSTÄDT & BONI (1989) für die Campo Pisano Formation (ca. 10 Ma) eine

„normale“ Subsidenz um ca. 270 m. Schätzt man die Amplituden der beiden (kein starkes Relief erzeugenden; siehe oben) tektonischen Absenkungsimpulse innerhalb der Formation auf jeweils etwa 50 m und schließt man sich der Schätzung von BECHSTÄDT & BONI (1989) bezüglich eines Meeresspiegelanstiegs von ca. 100 m an, ergibt sich eine Wassertiefe zum Ende der Campo Pisano Formation von etwa 520-570 m. Diese Tiefen stimmen sehr gut mit den aus den Biofaziesmustern abgeleiteten Werten überein! Dass die größten Profilanteile im mittleren bis tiefst-subtidalen Bereich anzusiedeln sind, kann auf, im Vergleich zur Gonnessa Gruppe abweichende „normale“ Subsidenzraten, auf unterschiedliche Amplituden der beiden tektonischen Absenkungsimpulse oder auf einen stärkeren Meeresspiegelanstieg zum Ende der Campo Pisano-Zeit hindeuten.

Die für den gesamten Sedimentationsraum weitgehend gleichen Faziesmuster belegen für die Campo Pisano Formation einen hinsichtlich seiner bathymetrischen Verhältnisse eher ausgeglichenen, sich allmählich absenkenden Sedimentationsraum, der als zumeist subtidaler, medial- bis distal-offenmariner Schelf interpretiert wird. Tektonische Absenkungsimpulse erfolgten episodisch zu Beginn und gegen Ende der Campo Pisano Formation und wurden von einem wahrscheinlich diskontinuierlichen Meeresspiegelanstieg sowie klimatischen und paläogeographischen Veränderungen dieses Zeitintervalls (ÁLVARO et al., 2003) begleitet. Die Sedimente der Campo Pisano Formation fügen sich damit, trotz lokaler Besonderheiten, nahtlos in ein überregionales Sedimentationsmuster im Bereich des westlichen Perigondwana.

Danksagung

Großer Dank für fachliche Anregungen und Diskussionen sowie für aufschlussreiche gemeinsame Geländearbeiten gilt Prof. THILO BECHSTÄDT (Heidelberg) und Prof. MARIA BONI (Neapel). Prof. GIAN LUIGI PILLOLA (Cagliari) und Dr. MICHAL MERGL (Pízen) gilt herzlicher Dank für die Zusammenarbeit bei der Bearbeitung ausgewählter Fossilgruppen. Prof. ANNA GANDIN (Siena), Dr. SVEN EGENHOFF (Freiberg) und Dipl.-Geol. THOMAS WOTTE (Freiberg) standen dankenswerterweise für Diskussionen zur Verfügung. Beiden letztgenannten Kollegen danke ich zudem für die kritische Durchsicht des Manuskripts. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft hat die Arbeiten am sardischen Kambrium über mehrere Jahre großzügig im Rahmen der Sachbeihilfe EL 144/1 „Vergleichende Fazies und Paläoökologie im Finalstadium einer kambrischen Plattformentwicklung - die *small shelly* Fauna der Campo Pisano Fm. SW-Sardiniens“ gefördert.

Literatur

- ALEXANDER, E.M.; JAGO, J.B.; ROZANOV, A.Y. & ZHURAVLEV, A.Y. (2001): The Cambrian biostratigraphy of the Stansbury basin, South Australia.- Russ. Acad. Sci., Trans.. Palaeont. Inst., 282; IAPC Nauka/Interperiodica, Moscow.
- ÁLVARO, J.J.; ELICKI, O.; GEYER, G.; RUSHTON, A.W.A. & SHERGOLD, J.H. (2003): Paleogeographic control on the Cambrian trilobite immigration and evolutionary patterns reported in the western Gondwana margin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 195 (1/2): 5-35.
- BECHSTÄDT, T. & BONI, M. (1989): Tectonic control on the formation of a carbonate platform: the Cambrian of southwestern Sardinia.- SEPM Spec. Publ., 44: 107-122.
- BECHSTÄDT, T. & BONI, M. (1994): Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochthonous Cambro-Ordovician of southwestern Sardinia.- Memoire descrittive della carta geologica d'Italia, vol. XLVIII.- Servizio Geologico Nazionale: 434 p.
- BECHSTÄDT, T.; BONI, M. & SELG, M. (1985): The Lower Cambrian of SW-Sardinia: from a clastic tidal shelf to an isolated carbonate platform.- Facies, 12: 113-140.
- BECHSTÄDT, T.; SCHLEDDING, T. & SELG, M. (1988): Rise and fall of an isolated, unstable carbonate platform: The Cambrian of Southwestern Sardinia.- Geol. Rdsch., 77(2): 389-416.
- BENGTSON, S.; CONWAY MORRIS, S.; COOPER, B.J.; JELL, P.A. & RUNNEGAR, B.N. (1990): Early Cambrian fossils from South Australia.- Association of Australasian Palaeontologists Memoir, 9: 1-364.
- BENGTSON, S. & MISSARZHEVSKI, V.V. (1981): Coeloscleritophora - a major group of enigmatic Cambrian metazoans.- United States Geological Survey Open-File Report, 81-743: 19-21.
- BONI, M.; COCOZZA, T.; GANDIN, A. & PERNA, G. (1981): Tettonica, sedimentazione e mineralizzazioni delle breccie al bordo sud-orientale della piattaforma carbonatica Cambrica (Sulcis, Sardegna).- Memorie della Società

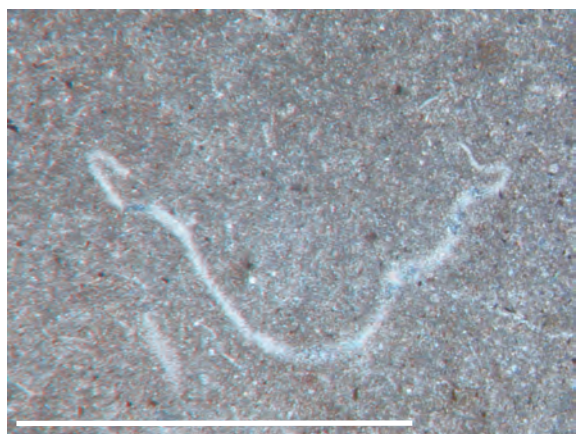
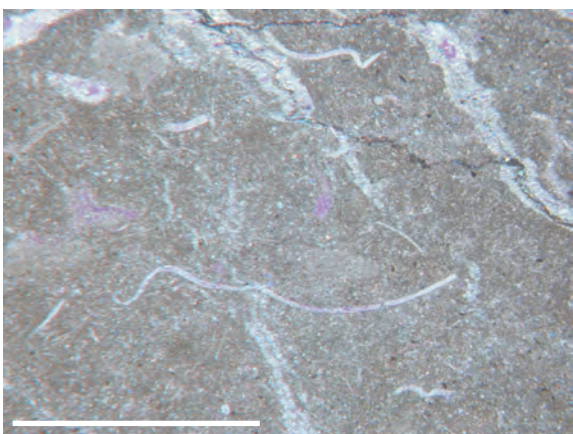
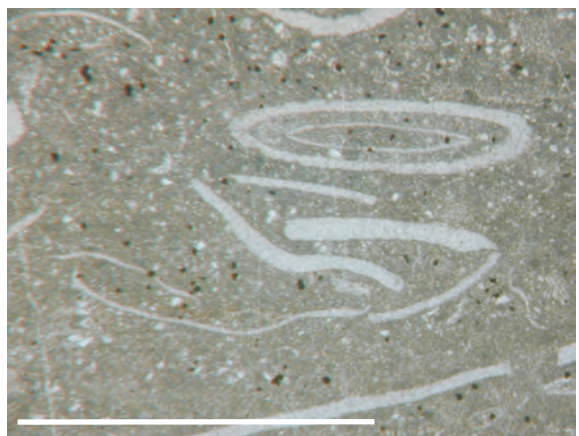
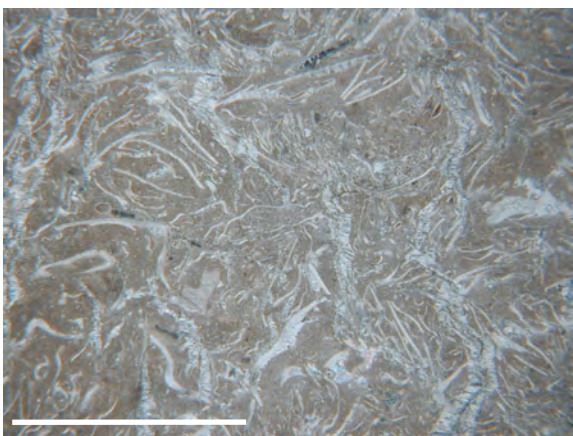
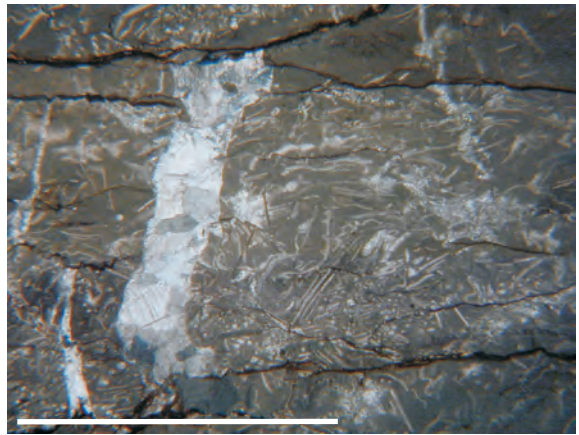
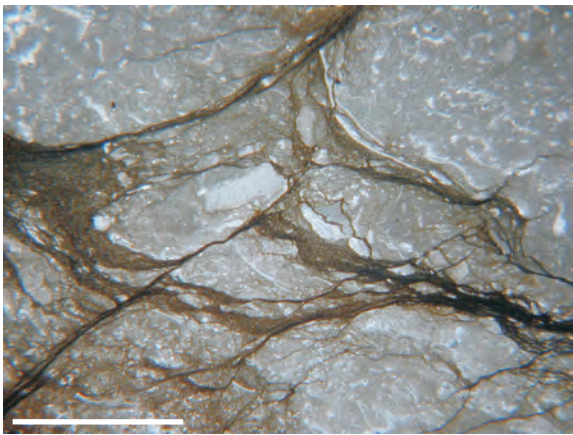
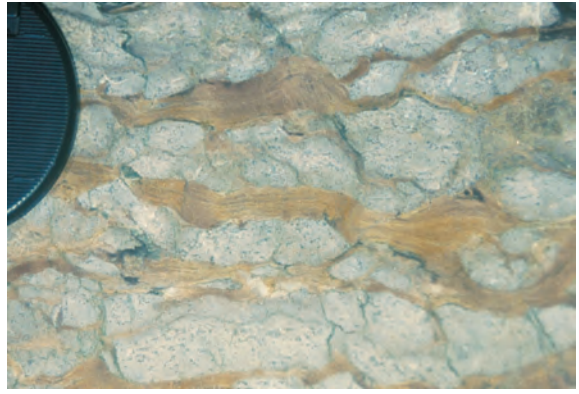
- BORNEMANN, J.G. (1886): Die Versteinerungen des Cambrischen Schichtensystems der Insel Sardinien - Erste Abteilung.- Nova Acta der Kaiserlichen Leopoldinisch-Carolinischen Deutschen Akademie der Naturforscher, 51 (1): 3-149.
- BORNEMANN, J.G. (1891): Die Versteinerungen des Cambrischen Schichtensystems der Insel Sardinien - Zweite Abteilung.- Nova Acta der Kaiserlichen Leopoldinisch-Carolinischen Deutschen Akademie der Naturforscher, 56 (3): 427-529.
- BRASIER, M.D. (1989): China and the Palaeotethyan Belt (India, Pakistan, Iran, Kazakhstan, and Mongolia).- In: COWIE, J.W. & BRASIER, M.D. (eds.): The Precambrian-Cambrian boundary.- Oxford Monographs on Geology and Geophysics, no. 12: pp. 40-74; Clarendon Press Oxford.
- BUTTERFIELD, N.J. & NICHOLAS, C.J. (1996): Burgess Shale-type preservation of both non-mineralizing and "shelly" Cambrian organisms from the Mackenzie Mountains, northwestern Canada.- Journal of Paleontology, 70: 893-899.
- CHERCHI A. & SCHROEDER R. (1985). - Middle Cambrian foraminifera and other microfossils from SW Sardinia. - Boll. Soc. Paleon. Ital., 23 (2): 149-160; (1984).
- COCOZZA, T. (1979): The Cambrian of Sardinia.- Mem. Soc. Geol. Ital., 20: 163-187.
- COCOZZA T. & GANDIN A. (1990): Carbonate deposition during early rifting: the Cambrian of Sardinia and the Triassic-Jurassic of Tuscany, Italy. - I.A.S. Spec. Publ., 9: 9-37.
- CONWAY MORRIS, S. & CHEN MENGE (1991): Cambroclaves and Paracarinitids, early skeletal problematica from the Lower Cambrian of south China.- Palaeontology. 34 (2): 357-397.
- CONWAY MORRIS, S.; CRAMPTON, J.S.; XIAO BING & CHAPMAN, A.J. (1997): Lower Cambrian cambroclaves (incertae sedis) from Xinjiang, China, with comments on the morphological variability of sclerites.- Palaeontology. 40 (1): 167-189.
- COURJAULT-RADÉ, P. & GANDIN, A. (1988): Metallogenesis and Geodynamic Context in the Lower-Middle Cambrian of Montagne noire (France) and Sardinia (Italy).- In: BOISSONNAS, J. & OMENETTO, P. (eds.): Mineral deposits within the European community.- Springer Verlag Berlin, Heidelberg: 428-442.
- COURJAULT-RADÉ, P., DEBRENNE, F. & GANDIN, A. (1992): Palaeogeographic and geodynamic evolution of the Gondwana continental margins during the Cambrian.- Terra Nova, 4: 657-667.
- DEBRENNE, F. (1964): Archaeocyatha. Contribution à l'étude des faunes cambriennes du Maroc, de Sardaigne et de France. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc. 179 : 371 pp.
- DZIK, J. (1994): Evolution of "small shelly assemblages". Acta Palaeont. Polonica. 39: 247-313.
- ELICKI, O. (1994): Lower Cambrian carbonates from eastern Germany: palaeontology, stratigraphy and palaeogeography.- N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh., 191(1): 69-93.
- ELICKI, O. (1997): Biostratigraphic data of the German Cambrian - present state of knowledge.- Paläontologie, Stratigraphie, Fazies - Heft 4.- Freiburger Forschungshefte C 466: 155-165; Freiberg.
- ELICKI, O. (1999): Palaeoecological significance of calcimicrobial communities during ramp evolution: an example from the Lower Cambrian of Germany.- Facies, 41: 27-40; Erlangen.
- ELICKI, O. (2000): Die kambrische „Görlitz-Fauna“: Charakteristik und Bedeutung für die stratigraphische und paläogeographische Rekonstruktion Mitteleuropas.- Zeitschrift für geologische Wissenschaften. 28 (1/2): 11-32.
- ELICKI, O. (2001): Fazies und Genese kambrischer Knollenkalke des nördlichen Iglesiente (Gutturu Pala, SW-Sardinien, Italien).- Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, I (1/2): 33-54.
- ELICKI, O. (2002): First record of Cambrian pelagiellids from Sardinia.- Freiburger Forschungshefte C 497: Paläontologie, Stratigraphie, Fazies (10): 19-27; Freiberg.
- ELICKI, O. & WOTTE, T. (2003): Cambroclave small shelly fossils from the Cambrian of Sardinia (Italy) and Germany: constraints for the architecture of western Gondwana and the palaeogeographical and paleoecological potential of cambroclaves.- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 195/1-2: 55-71.
- ELICKI, O. & PILLOLA, G.L. (submitted): Cambrian microfauna and paleoecology of the Campo Pisano Formation at Gutturu Pala (northern Iglesiente, Sardinia). Bolletino della Società Paleontologica Italiana.
- GANDIN, A. (1980): Analisi sedimentologica preliminare della parte superiore della formazione di Gonnesa e della parte inferiore della formazione di Cabitza (Cambriano inferiore e medio della Sardegna).- Mem. Soc. Geol. It., 20: 395-404; (1979).
- GANDIN, A. (1987): Anomalies at the transition between Gonnesa Fm. and Cabitza Fm. (Lower to middle Cambrian; southwestern Sardinia).- IGCP Newsletter 5 (7): 52-53.
- GOZALO, R. & HINZ-SCHALLREUTER, I. (2002): Biostratigraphy and palaeobiogeography of the Cambrian genus *Hipponicharion* (Ostracoda).- Paläontologische Zeitschrift 76 (1): 65-74; Stuttgart.
- GUBANOV, A.P. & PEEL, J.S. (2000): Cambrian monoplacophoran molluscs (Class Helcionellida).- Amer. Malacological Bull., 15(2): 139-145.

- HAMANN, Y. (eingereicht): Paläoökologische Interpretation einer mittelkambrischen Fauna des nördlichen Ilesiente (SW-Sardinien).- Zbl. Geol. Paläont. Teil I.
- HINZ, I.; KRAFT, P.; MERGL, M. & MÜLLER, K.J. (1990): The problematic *Hadimopanella*, *Kaimanella*, *Milaculum* and *Utahphospha* identified as sclerites of Palaeoscolecida.- *Lethaia*, 23: 11-17; Oslo.
- JANUSSEN, D.; STEINER, M. & ZHU MAOYAN (2002): New well-preserved scleritomes of chancelloriidae from the Early Cambrian Yuanshan Formation (Chengjiang, China) and the Middle Cambrian Wheeler Shale (Utah, USA) and paleobiological implications.- *Journal of Paleontology*, 76 (4): 596-606.
- JUNKER, B. & SCHNEIDER, H.H. (1983): The Infracambrian Bithia-Formation – its facies development in SW-Sardinia.- *N. Jb. Geol. Pal., Mh.*, 24: 369-384; Stuttgart.
- LANDING, E.; GEYER, G. & BARTOWSKI, K.E. (2002): Latest Early Cambrian small shelly fossils, trilobites, and hatch hill dysaerobic interval on the Québec continental slope.- *Journ. Paleont.*, 76(2): 287-305.
- LOI A., PILLOLA G.L. & LEONE F. (1995). - The Cambrian and Early Ordovician of south-western Sardinia. - In: CHERCHI A. (ed.): "Sardinia 95", 6th Paleobenthos International Symposium, guidebook, Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari, suppl. vol. LXV, 63-81.
- MAMBETOV, A.M. & REPINA, L.N. (1979): Nizhnii kembriy Talasskogo Alatau I ego korrelyatsiya s razrezami Malogo Karatau I Sibirskoy platformy. In: ZHURAVLEVA, I.T. & MESHKOVA, N.P. (eds.): *Biostratigrafiya i paleontologiya nizhnogo kembriya sibiriy*. Nauka, Novosibirsk, pp. 98-138. [in Russisch]
- MCKERROW, W.S.; SCOTSESE, C.R. & BRASIER, M.D. (1992): Early Cambrian continental reconstructions.- *Journal of the Geological Society*, 149: 599-606; London.
- MEHL-JANUSSEN, D. (1999): Die frühe Evolution der Porifera.- *Münchener Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A*, 37: 1-72.
- MERGL, M. & ELICKI, O. (submitted): Cambrian lingulid and acrotetid brachiopods from the Ilesiente area (Campo Pisano Formation, southwestern Sardinia). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*.
- MOSTLER H. (1985): Neue heteractinide Spongien (Calcispongea) aus dem Unter- und Mittelkambrium Südwestsardiniens.- *Berichte des naturwissenschaftlich medizinischen Vereins Innsbruck*, 72: 7-32.
- MÜLLER, K.J. & HINZ-SCHALLREUTER, I. (1993): Palaeoscolecid worms from the Middle Cambrian of Australia.- *Palaeontology*, 36 (3): 549-592.
- PILLOLA G.L. (1991): Trilobites du Cambrien inférieur du SW de la Sardaigne, Italie.- *Palaeontographica Italica*, 78: 1-174.
- PILLOLA G.L. (1994): The Cambro-Ordovician of southwestern Sardinia: trilobite biostratigraphy and palaeobiogeographical affinities. In: BECHSTÄDT, T. & BONI, M. (eds.): *Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochthonous Cambro-Ordovician of southwestern Sardinia*.- *Memoire descrittive della carta geologica d'Italia*, vol. XLVIII.- Servizio Geologico Nazionale: 19-28.
- QIAN YI (1978): The early Cambrian hyolithids in central and southwestern China and their stratigraphical significance. *Memoirs of the Nanjing Institute of Geology and Palaeontology*, 11: 1-38.
- QIAN YI & YIN GONGZHENG (1984): Zhijinitidae and its stratigraphical significance.- *Acta Palaeontologica Sinica*, 22: 82-94.
- RASETTI F. (1972): Cambrian trilobite faunas of Sardinia.- *Atti della Accademia Nazionale dei Lincei Memorie, Classe di Scienze fisiche, matematiche e naturali; ser. VIII, vol. XI, sezione Iia*: 1-100.
- RUNNEGAR, B (1981): Muscle scars, shell form and torsion in Cambrian and Ordovician univalved molluscs.- *Lethaia*, 14(3): 311-322.
- SCHLEDDING Th. (1985). - Fazies, Geochemie und Paläogeographie der unter- bis mittelkambrischen Gonnese Formation sowie der basalen Cabitza Formation des Sulcis (SW-Sardinien, Italien): Der Zerfall einer Karbonatplattform.- unveröff. Doktorarbeit, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.
- SDZUY, K. (1972): Das Kambrium der acadobaltischen Faunenprovinz.- *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil II, Jahrgang 1972, Heft 1/2*: 1-91; Stuttgart.
- WALCOTT, C.D. (1920): Middle Cambrian spongiae.- *Smithsonian miscellaneous Collections*, 67 (6): 261-364.

Maßstäbe: Fig. 2 = Kameradeckel; Fig. 3-5 = 5 mm; Fig. 6-8 = 2 mm.

Scale bars: fig. 2 = camera lid; fig. 3-5 = 5 mm; fig. 6-8 = 2 mm.

- Fig. 1: Oberer Teil der San Giovanni Formation (massige Karbonate, Gonnese Gruppe, links), Campo Pisano Formation (gebankte/knollige Karbonate, untere Iglesias Gruppe, halb-rechts) und Cabitza Formation (Siliziklastika, höhere Iglesias Gruppe, rechts [von Rasen überwachsen]) bei San Benedetto (Profil Canali Acquas). Deutlich zu sehen: Abrupte Fazieswechsel bei den sedimentären Übergängen.
Upper San Giovanni Formation (massive carbonates, Gonnese Group, left), Campo Pisano Formation (layered/nodular carbonates, lower Iglesias Group, middle-right), and Cabitza Formation (siliciclastics, upper Iglesias Group, right [overgrown by grass] near San Benedetto (Canali Acquas section). Well visible: abrupt facies changes at the sedimentary transitions.
- Fig. 2: Typisches Gefüge innerhalb der Campo Pisano Formation. Die siliziklastischen Bänder umfließen karbonatische Knollen. Die Akkumulation des siliziklastischen Materials ist das Resultat spätdiagenetischer Drucklösungsprozesse. Profil Gutturu Pala.
Typic texture of the Campo Pisano Formation. The siliciclastic bands flow around carbonate nodules. Accumulation is the result of late diagenetic processes. Gutturu Pala section.
- Fig. 3: Gefüge innerhalb der Campo Pisano Formation im Dünnschliff. Deutlich zu sehen: Bildung von Pseudoklasten durch Drucklösung. Innerhalb der siliziklastischen Bereiche überdauerten noch Reste residualer Karbonate. Profil Masua (M7).
Thin section texture of the Campo Pisano Formation. Well visible: origin of pseudo-clasts by pressure solution. Some residual carbonate relics survived within the siliciclastic bands. Masua section (M7).
- Fig. 4: Gefüge innerhalb der Campo Pisano Formation im Dünnschliff. Deutlich zu sehen: Während eines späten Diagenesestadiums wurden durch Drucklösung Calcitgänge abgeschnitten. Profil Terraseo-west (TW13b).
Thin section texture of the Campo Pisano Formation. Well visible: a calcite vein was cutted by a late by pressure solution. Terraseo-west section (TW13b).
- Fig. 5: Fossilreicher Abschnitt innerhalb der Campo Pisano Formation im Dünnschliff. Die Biogene (vor allem Trilobiten- und Zweischalerreste) weisen unterschiedliche räumliche Orientierung auf (?Bioturbation). Profil Gutturu Pala (GP14c).
Strong fossiliferous portion of the Campo Pisano Formation. The fossils (mostly trilobites and brachiopod remains) show different orientation (?bioturbation). Gutturu Pala section (GP14c).
- Fig. 6: Ineinander geschachtelte Biogene weisen auf moderate Bodenströmungen hin. Campo Pisano Formation. Profil Gutturu Pala (GP5L).
Cone-in-cone textures indicate some moderate bottom currents. Campo Pisano Formation. Gutturu Pala section (GP5L).
- Fig. 7: Articuliert erhaltener Trilobit im Längsschnitt – typische “Hirtenstab-Struktur”. Campo Pisano Formation. Profil Gutturu Pala (GP7).
Articulated Trilobite in typical longitudinal section. Campo Pisano Formation. Gutturu Pala section (GP7).
- Fig. 8: Trilobit im Querschnitt. Campo Pisano Formation. Profil Gutturu Pala (GP7).
Trilobite in transverse section. Campo Pisano Formation. Gutturu Pala section (GP7).

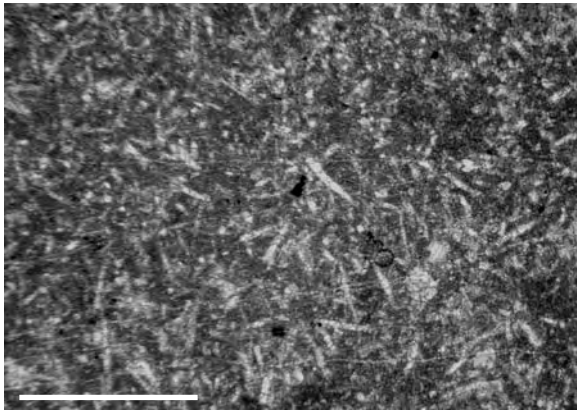


Tafel / Plate 2

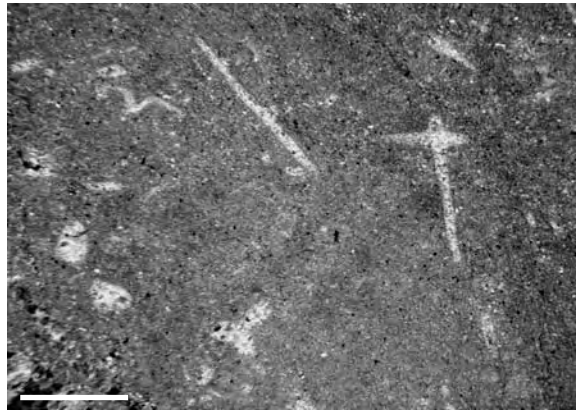
Maßstab: 1 mm.

Scale bar: 1 mm.

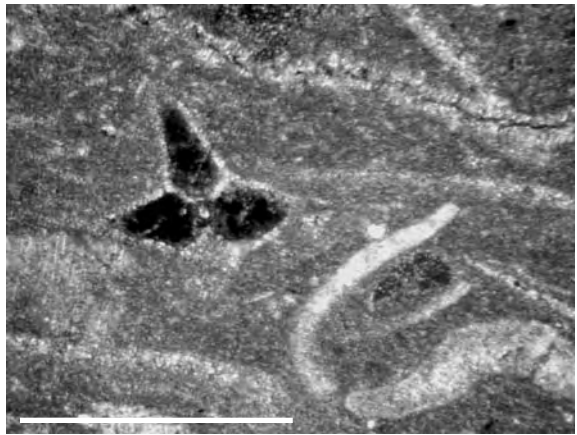
- Fig. 1: Spiculitfazies an der Basis der Campo Pisano Formation im Dünnschliff. Profil Gutturu Pala (GP1).
Spiculite facies at the base of the Campo Pisano Formation in thin section. Gutturu Pala section (GP1).
- Fig. 2: ?*Protospongia* sp. und Monaxone im Dünnschliff. Campo Pisano Formation. Profil Campo Pisano (CP10-5).
?Protospongia sp. and monaxons in thin section. Campo Pisano Formation. Campo Pisano section (CP10-5).
- Fig. 3: Vierstrahliger Chancellorien-Sklerit (4+0, nur drei erhalten) im Dünnschliff. Dunkle Internsedimente sind typisch bei die Erhaltung dieser Biogene. Campo Pisano Formation. Profil Gutturu Pala (GP3).
Four-rayed (4+0, only three preserved) chancelloriid sclerite in thin section. Dark internal sediments are typical for the preservation of these remains. Campo Pisano Formation. Gutturu Pala section (GP3).
- Fig. 4: Chancellorien-Sklerit mit Horizontal- und Vertikalstrahlen im Dünnschliff. Campo Pisano Formation. Profil Monte Scorra (MS12).
Chancelloriid sclerite in thin section showing horizontal and vertikal rays. Campo Pisano Formation. Monte Scorra section (MS12).
- Fig. 5: Chancellorien-Rosette mit Horizontal- und Vertikalstrahlen im Horizontalschnitt (8+1) sowie Trilobitenrest. Campo Pisano Formation. Profil Gutturu Pala (GP2).
Chancelloriid rosette in thin section showing horizontal and vertikal rays (8+1) and trilobite remain. Campo Pisano Formation. Gutturu Pala section (GP2).
- Fig. 6: Echinodermenfazies im Dünnschliff. Die Sklerite treten sowohl als geschlossene Calcit-Einkristalle auf, zeigen aber auch die maschenartige Stereom-Erhaltung. Oberhalb der Bildmitte ist ein kreisförmiges Stielglied mit Lumen zu erkennen. Campo Pisano Formation. Profil Canali Acquas (CA2).
Echinoderm facies in thin section. The sclerites occur as closed calcite single crystals and some show the net-like stereom structure. Above the middle of the picture stem element with a central lumen is visible. Campo Pisano Formation. Canali Acquas section (CA2).
- Fig. 7: Unvollständig-kreisringartiges Echinodermensegment mit erkennbarem Stereom (?Brachiolen- oder Ambulakralia-Element) im Dünnschliff. Campo Pisano Formation. Profil Gutturu Pala (GP2).
Incomplete annulate echinoderm segment with stereom (?brachiole or ambulacral element) in thin section. Campo Pisano Formation. Gutturu Pala section (GP2).
- Fig. 8: Disarticulierte Echinodermenelemente im Dünnschliff. Bildmitte: Polygonale Thekalplatte mit deutlichen, sich randlich einbuchtenden Epispiren. Campo Pisano Formation. Profil Gutturu Pala (GP2).
Disarticulated echinoderm elements in thin section. Middle of photograph: polygonal thecal plate with typical marginal inlets (epispirens). Campo Pisano Formation. Gutturu Pala section (GP2).



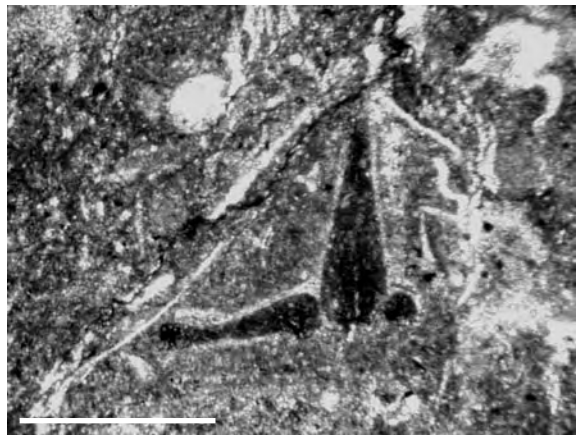
1



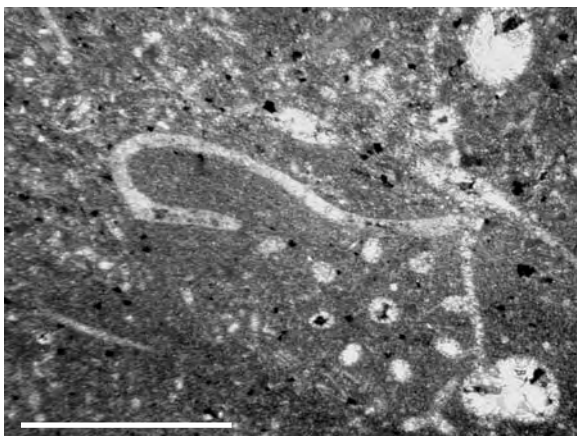
2



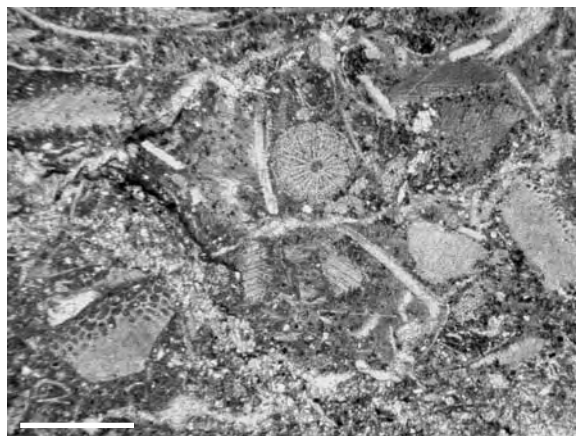
3



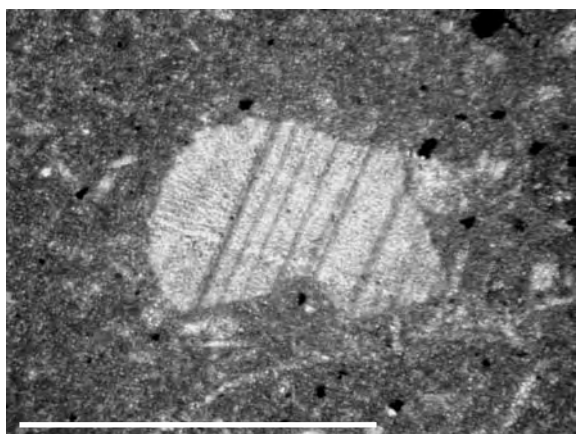
4



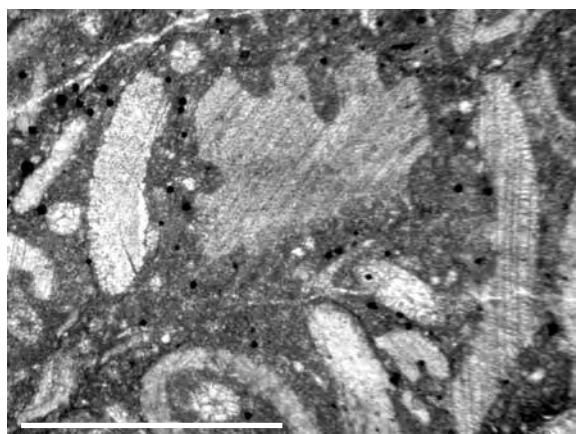
5



6



7



8

Tafel / Plate 3

Maßstäbe: Fig. 1-9 = 0,5 mm; Fig. 10-23 = 0,2 mm.

Scale bars: fig. 1-9 = 0.5 mm; fig. 10-23 = 0.2 mm.

Fig. 1-2: *Dawsonia bohemica* (ŠNAJDR 1950). 1 – Cephalon, 2 – Pygidium. Profil Gutturu Pala (GP).

Dawsonia bohemica (ŠNAJDR 1950). 1 – cephalon, 2 – pygidium. Gutturu Pala section (GP).

Fig. 3-7: *Condylopyge* sp. 3, 4 – Cephalon (GP14a, GP9), 5 – eingerollt (GP9), 6 – immatures Pygidium (GP14a), 7 – matures Pygidium (GP). Profil Gutturu Pala.

Condylopyge sp. 3, 4 – cephalon (GP14a, GP9), 5 – enrolled (GP9), 6 – immature pygidium (GP14a), 7 – mature pygidium (GP). Gutturu Pala section.

Fig. 8: *Clavigellus* sp. Cephalon. Profil Gutturu Pala (GP2).

Clavigellus sp. cephalon. Gutturu Pala section (GP2).

Fig. 9: Unbestimmtes Cephalon. Profil Gutturu Pala (GP).

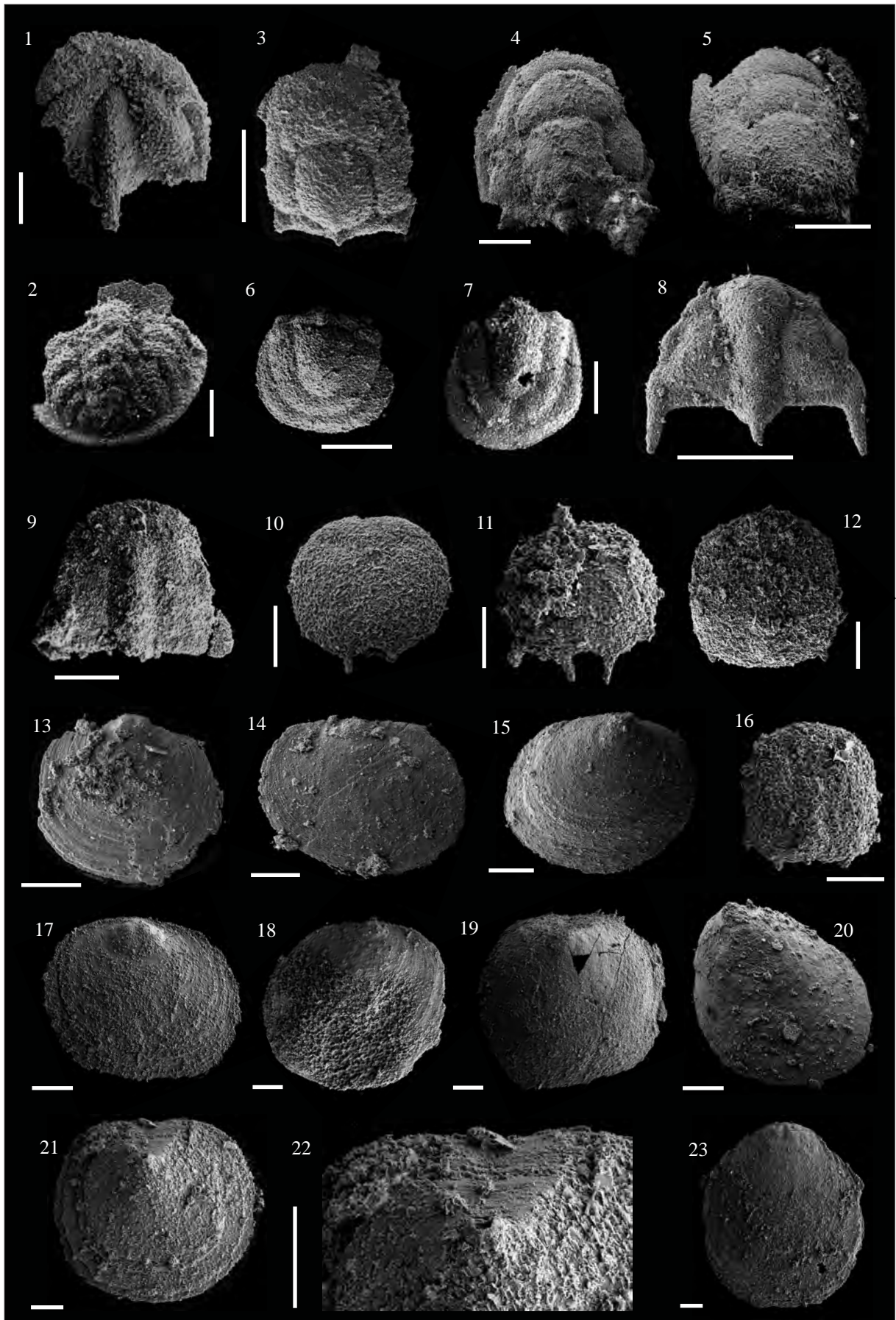
Undefined cephalon. Gutturu Pala section (GP).

Fig. 10-13: Unbestimmte Trilobitenlarven (Protaspis). 10, 11 (GP14); 12, 13 (GP). Profil Gutturu Pala.

Undefined trilobite larval stages (protaspis). 10, 11 (GP14); 12, 13 (GP). Gutturu Pala section.

Fig. 14-23: Acrotretide und lingulellide Brachiopoden. 14 (SC7); 15, 16 (SC5); 17 (GP9); 18 (SC10); 19 (GP1); 20 (SC13); 21, 22 – *Vandalotreta* sp. (GP15); 23 (GP15). Profile Su Corovau und Gutturu Pala.

Acrotretid and lingulellid brachiopods. 14 (SC7); 15, 16 (SC5); 17 (GP9); 18 (SC10); 19 (GP1); 20 (SC13); 21, 22 – *Vandalotreta* sp. (GP15); 23 (GP15). Su Corovau and Gutturu Pala sections.



Maßstab: 0,1 mm.

Scale bar: 0.1 mm.

Fig. 1-15: Disarticulierte Eocrinoiden-Sklerite. Trommelförmige Sklerite (1-6) werden als Stielglieder interpretiert; polygonale Thekal- oder Fußplatten (7-11) weisen z.T. randliche Ausbuchtungen (Epispires) auf (8, 9); kreisringförmige Segmente (12-15) stammen wahrscheinlich aus dem Bereich der Brachiolen oder Ambulakralia. Profil Su Corovau (1-7, 9-12, 14-15: SC4; 8, 13: SC5).

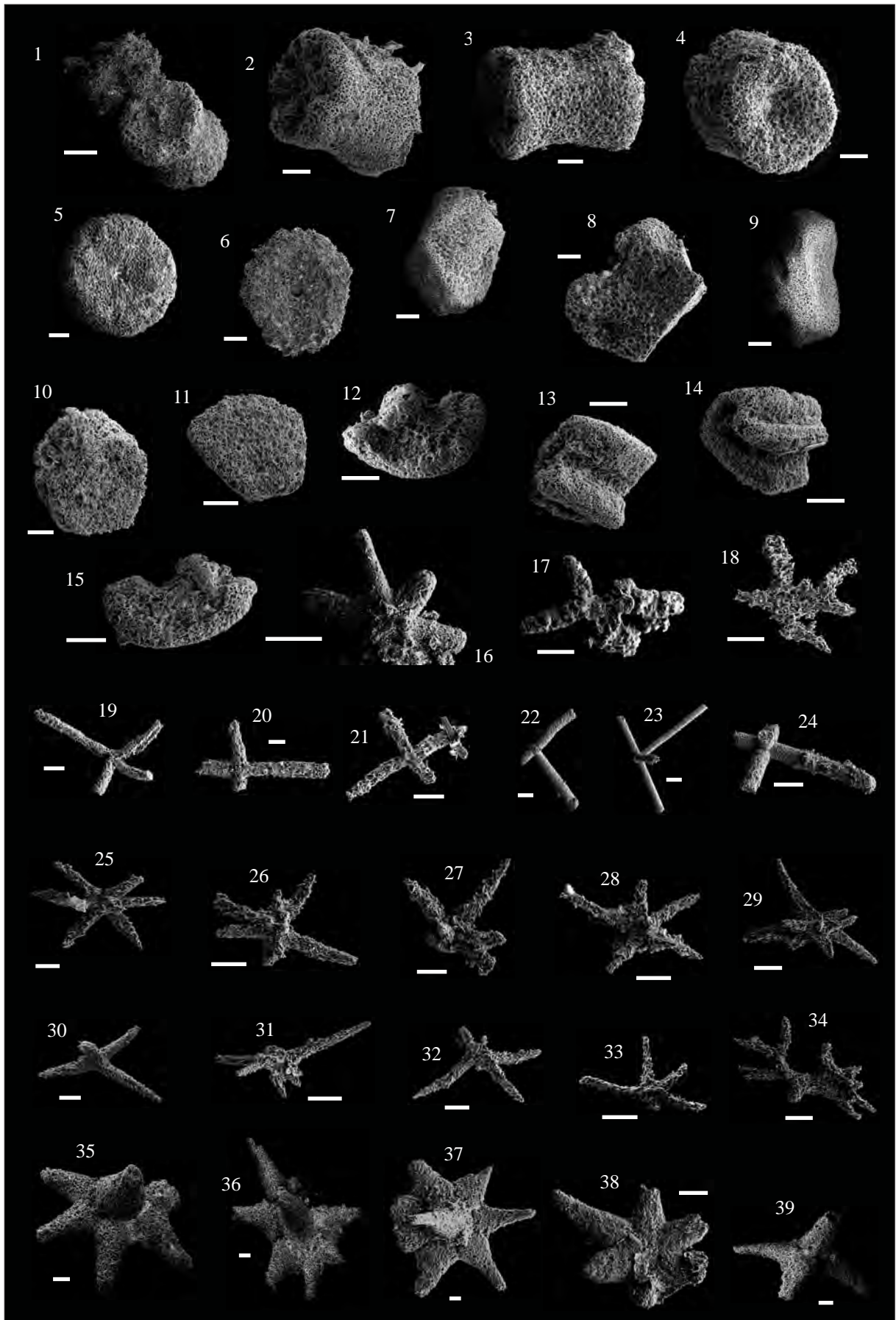
Disarticulated eocrinoid sclerites. Drum-shaped sclerites (1-6) are interpreted as stem elements; polygonal thecal or holdfast plates (7-11) sometimes show marginal bulges (epispires) (8, 9); ring-like segments (12-15) belong to brachioles or ambulacralia. Su Corovau section (1-7, 9-12, 14-15: SC4; 8, 13: SC5).

Fig. 16-34: Disarticulierte Poriferen-Spiculae. 16 – *Eiffelia araniformis* (MISSARZHEVSKI 1981) (GP2); 17, 18 – *Dodecaactinella triradiata* (MOSTLER 1985) (SC2, M4); 19-20 (GP15); 21 (SC17b); 22-24 (SC5); 25-34 (M4). Profile Gutturu Pala, Su Corovau und Masua.

Disarticulated poriferid spiculae. 16 – Eiffelia araniformis (MISSARZHEVSKI 1981) (GP2); 17, 18 – Dodecaactinella triradiata (MOSTLER 1985) (SC2, M4); 19-20 (GP15); 21 (SC17b); 22-24 (SC5); 25-34 (M4). Gutturu Pala, Su Corovau and Masua sections.

Fig. 35-39: Disarticulierte Cancellorien-Sklerite. 35-36, 39 (SC17b); 37 (GP5); 38 (SC4). Profile Su Corovau und Gutturu Pala.

Disarticulated cancelloriid sclerites. 35-36, 39 (SC17b); 37 (GP5); 38 (SC4). Su Corovau and Gutturu Pala sections.



Maßstäbe: Fig. 1-2 = 1 mm; Fig. 3-11 = 0,2 mm; Fig. 12-34 = 0,1 mm.
Scale bars: fig. 1-2 = 1 mm; fig. 3-11 = 0.2 mm; fig. 12-34 = 0.1 mm.

Fig. 1: *Hyolithellus cf. filiformis* BENGTON 1990. Profil Gutturu Pala (GP1).
Hyolithellus cf. filiformis BENGTON 1990. Gutturu Pala section (GP1).

Fig. 2: *Hipponicharion* sp. Profile Gutturu Pala (GP1).
Hipponicharion sp. Gutturu Pala section (GP1).

Fig. 3-5: *Pelagiella subangulata* (TATE 1892). 3, 4 – gleiches Exemplar (Steinkern) in verschiedenen Ansichten (CA2); 5 – Exemplar mit teilweiser pseudomorpher Schalenerhaltung und intensiver Besiedelung durch das endolithische Cyanobakterium *Endoconchia angusta* RUNNEGAR 1990 (SC5). Profile Canali Acquas und Su Corovau.

Pelagiella subangulata (TATE 1892). 3, 4 – same specimen (stone-core) in different views (CA2); 5 – specimen shows partly preserved pseudomorph shell remains and strong attachment by the endolithic cyanobacterium *Endoconchia angusta* RUNNEGAR 1990 (SC5). Canali Acquas and Su Corovau sections.

Fig. 6-9, 11: Unbestimmte Hyolithen. 6 (CA3); 7, 11 (SC4); 8 (GP2); 9 (SC5). Profile Canali Acquas, Su Corovau und Gutturu Pala.

Undefined hyoliths. 6 (CA3); 7, 11 (SC4); 8 (GP2); 9 (SC5). Canali Acquas, Su Corovau and Gutturu Pala sections.

Fig. 10: *Microcornus* sp. Profil Su Corovau (SC4).
Microcornus sp. Su Corovau section (SC4).

Fig. 12-23: *Hadimopanella* sp. 12-16, 19-23 – Dorsalseite; 17 – Lateralansicht; 18 – Ventralseite. 12-14, 16-17, 19-21, 23 (SC4); 15, 18, 22 (SC5). Profil Su Corovau.

Hadimopanella sp. 12-16, 19-23 – dorsal view; 17 – lateral view; 18 – ventral view. 12-14, 16-17, 19-21, 23 (SC4); 15, 18, 22 (SC5). Su Corovau section.

Fig. 24-34: Disarticulierte cambroclavide Sklerite in verschiedenen morphologischen Ausbildungen. Unter der Annahme, dass der Dorn nach dorsal zeigt: 24-25, 28-30, 32-33 – Dorsalansichten; 26-27, 31, 34 – Ventralansichten. 24, 29 – gleiches Exemplar in verschiedenen Ansichten. Profil Su Corovau (SC4).

Disarticulated cambroclavid sclerites in different views. Following the assumption that the spine points to the dorsal side: 24-25, 28-30, 32-33 – dorsal view; 26-27, 31, 34 – ventral view. 24, 29 – same specimen in different views. Su Corovau section (SC4).



Paläontologie, Stratigraphie, Fazies
Freiberger Forschungshefte, Reihe C

*

Manuskripte an: Prof. J.W. Schneider / Dr. O. Elicki
TU Bergakademie Freiberg, Geologisches Institut, D-09596 Freiberg
schneidj@geo.tu-freiberg.de / elicki@geo.tu-freiberg.de