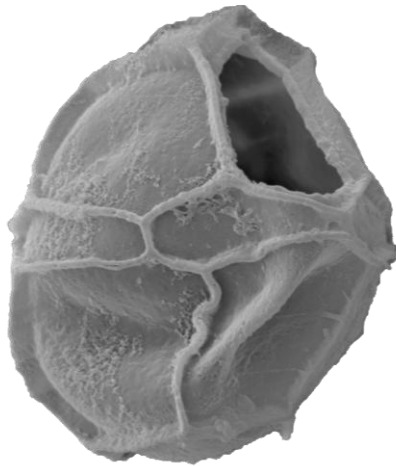




Università degli Studi di Cagliari
DOTTORATO IN SCIENZE DELLA TERRA

**SCUOLA DI DOTTORATO IN
INGEGNERIA E SCIENZE PER L'AMBIENTE E IL TERRITORIO**

XXIII CICLO



**Studio delle associazioni a cisti di
dinoflagellati e sporomorfi di
alcune successioni marine
mioceniche della Sardegna e della
Calabria**

Settore scientifico-disciplinare di afferenza: GEO/01

di

Stefania Unida

Coordinatore del Dottorato:
Rosa Cidu

Relatore: Paola Pittau

Correlatori: Henk Brinkhuis
Francesca Sangiorgi

Esame finale anno accademico 2009 - 2010

Università degli Studi di Cagliari

**Studio delle associazioni a cisti di dinoflagellati e
sporomorfi di alcune successioni marine
mioceniche della Sardegna e della Calabria**

di

Stefania Unida

Dottorato in Scienze della Terra

Scuola di Dottorato in Ingegneria e Scienze per l'Ambiente e il Territorio

XXIII CICLO

Settore scientifico-disciplinare di afferenza: GEO/01

Coordinatore del Dottorato:
Rosa Cidu

Relatore: Paola Pittau

Correlatori: Henk Brinkhuis
Francesca Sangiorgi

Esame finale anno accademico 2009 - 2010

A tutte le anime perse nel vento e a tutti coloro che hanno fiducia in me

Chi muore (Ode alla Vita)

Lentamente muore chi diventa schiavo dell'abitudine, ripetendo ogni giorno gli stessi percorsi, chi non cambia la marcia, chi non rischia e non cambia colore dei vestiti, chi non parla a chi non conosce.

Muore lentamente chi evita una passione, chi preferisce il nero su bianco e i puntini sulle "i", piuttosto che un insieme di emozioni, proprio quelle che fanno brillare gli occhi, quelle che fanno di uno sbadiglio un sorriso, quelle che fanno battere il cuore davanti all'errore e ai sentimenti.

Lentamente muore chi non capovolge il tavolo, chi è infelice sul lavoro, chi non rischia la certezza per l'incertezza, per inseguire un sogno, chi non si permette almeno una volta nella vita di fuggire ai consigli sensati.

Lentamente muore chi non legge, chi non viaggia, chi non ascolta musica, chi non trova grazia in se stesso.

Muore lentamente chi distrugge l'amor proprio, chi non si lascia aiutare, chi passa i giorni a lamentarsi della propria sfortuna o della pioggia incessante.

Lentamente muore chi abbandona un progetto prima di iniziarlo, chi non fa domande sugli argomenti che non conosce, chi non risponde quando gli chiedono qualcosa che conosce.

Evitiamo la morte a piccole dosi, ricordando sempre che essere vivo richiede uno sforzo di gran lunga maggiore del semplice fatto di respirare.

Soltanto l'ardente pazienza porterà al raggiungimento di una splendida felicità...

PABLO NERUDA

ABSTRACT

DOTTORATO IN SCIENZE DELLA TERRA - XXIII° CICLO
SCUOLA DI DOTTORATO IN INGEGNERIA E SCIENZE PER L'AMBIENTE E IL TERRITORIO

**STUDIO DELLE ASSOCIAZIONI A CISTI DI DINOFLAGELLATI E
SPOROMORFI DI ALCUNE SUCCESSIONI MARINE MIOCENICHE DELLA
SARDEGNA E DELLA CALABRIA**

di Stefania Unida

The Miocene Epoch (from 23.03 to 5.33 Ma) is largely documented in Sardinia and in Calabria through fossiliferous sedimentary and volcanic sequences that resulted from tectonic, magmatic and sedimentary processes in these regions.

The geodynamic processes related to the evolution of the Mediterranean area in the Tertiary comprise ocean opening and closure (Ligurian basin and Tyrrhenian basin), development of collision margins and thrust and fold belts with opposite vergences, rise of a volcanic arc and progressive migration of the subduction margin (Calabrian-Peloritan Arc), opening of back-arc basins (Algerian and Liguro-Provencal basins, Alboran Sea) and co-presence of both extensional and compressional features related to the same geodynamic setting.

A close relationship between the Sardinian-Corsican block, the Northern Apennines and the Calabrian-Peloritan block, all characterized by typical European palaeo-margin sequences, is accepted by many authors. It appears that published models often lack accurate biostratigraphic control for the reconstruction of the relationships of the two terranes (Sardinian-Corsican and Calabrian-Peloritan blocks) with the Northern Apennines (e. g., Principi & Treves, 1984; Rosenbaum & Lister, 2004; Scandone, 1979).

This thesis represents an investigation of organic-walled dinoflagellate cyst assemblages with the aim to increase the amount and improve the quality of biostratigraphic data available from the Sardinia and the Calabria Miocene deposits. This will serve to better correlate the two basins and give a contribution to the geodynamic reconstruction of the Central-western Mediterranean basin evolution.

We want to propose a correlative scheme of the successions, through recognition of bio-events calibrated at the Western Mediterranean basin scale, and to investigate the paleoenvironmental features of the two areas during the Miocene. This study has been carried out within the activities of the multidisciplinary Italian National Research Project (PRIN) "*Analysis of stratigraphic, palaeontological and structural features of the Hercynian basement and the Tertiary cover in Sardinia and Calabria, as a contribution to the geodynamic reconstruction of the Central-western Mediterranean basin*". In this thesis new biostratigraphic and paleoecological data from the Miocene of Sardinia and Calabria are reported.

Six outcrop sections and two boreholes were investigated in Sardinia: three sections from the Marmilla region in central-southern Sardinia (Ales, Villanovafranca-Gesico, Barumini), one from the Campidan region (Sestu quarry) in southern Sardinia, one from Logudoro region (Florinas) in northern Sardinia and one from the Sinis Peninsula in western Sardinia. The two boreholes were drilled in the Logudoro region (Bonorva), northern Sardinia.

Seven outcrop section were investigated in Calabria: four from the Serre Massif (Valle dello Stilaro dx, Stilo-Stignano, Valle dello Stilaro sx, Prachi) and two from the Aspromonte Massif (Bovalino, Madonna del Carmine), in the southern sector of the Calabrian-Peloritan Arc; one from the Sila Massif (Caloveto) in the northern sector of the Calabrian-Peloritan Arc.

Between 10g and 15g of sediment were processed for palynological preparations, using cold HCl (10% and 30%) and HF (40%). The residue was sieved at 15 µm using a nylon mesh, mixed with glycerine, and mounted on microscope slides. At least 200 dinoflagellate cysts were counted for each sample analysed and slides were also checked for rarely occurring taxa. Dinoflagellate cyst taxa nomenclature generally follows Fensome & Williams (2004). The time-scale of Gradstein et al. (2004) is used throughout.

The dinoflagellate cysts assemblages have been studied quantitatively and biostratigraphic events have been recognized, allowing comparisons with previously studied successions in other Mediterranean areas (e. g., Langhe region in Northwest Italy; Marche region in Central Italy) (e. g., Powell, 1986a, b; Biffi and Manum, 1988; Brinkhuis et al., 1992; Zevenboom, 1995; ENI internal report, 2001).

A total of 102 dinoflagellate cyst taxa have been recognized, which include biostratigraphical markers as *Exochosphaeridium insigne*, *Cordosphaeridium cantharellus*, *Cousteaudinium aubryae*, *Cerebrocysta poulsenii*, *Labyrinthinium truncatum*, *Unipontidinium aquaeductum*, *Achomosphaera andalousiensis*. They provide supplementary information on the age of Miocene sediments from Sardinia and Calabria. This is the first ever through study on Sardinia and Calabria Miocene sequences which uses dinoflagellate cysts as tools.

Paleoenvironmental interpretations based on dinoflagellate cysts provide interesting insights. The relationships between cysts and their paleoenvironmental indications have been investigated since the 1970s (e. g., Downie et al., 1971; Wall et al., 1977; Harland, 1983). Because many Miocene dinoflagellate cysts are still found in present-day sediment samples results obtained from dinocyst assemblage studies of recent sediments (Marret & Zonneveld, 2003 and others) can be used to interpret the Miocene record in terms of paleoenvironmental reconstructions. The dominating dinocyst group found in the Sardinia samples (*Spiniferites* spp.) is known to be characteristic of neritic environments (Brinkhuis, 1994; Wilpshaar & Leereveld, 1994). Moreover, the great abundance of pollen and terrestrial plant debris found in the same samples suggests that the depositional environment in the Ales, Barumini, Villanovafranca-Gesico sections must have not been far from the coast. In the Florinas section the dinocyst assemblages indicate a nearshore, inner-shelf paleoenvironment (15-20 m water depth). The assemblages of Sestu and Capo San Marco sections display greater dinocyst species diversity. The abundance and species diversity of *Spiniferites* spp., associated with oceanic taxa such as *Impagidinium* spp. and *Nematosphaeropsis* spp. may suggest the establishment of open neritic conditions.

The Calabria sections (Valle dello Stilaro dx, Stilo-Stignano, Madonna del Carmine) represent inner neritic facies overlain by open neritic to bathyal and oligotrophic facies (Valle dello Stilaro sx section). In general, the dinocyst assemblages of the Calabrian sections represent a great diversity of palaeoenvironments ranging from continental or transitional (*freshwater/brackish water*) to bathyal during the Middle and Late Miocene.

The Sardinia sections investigated here cover almost entirely the Miocene from the Aquitanian with a probable extension to the uppermost Oligocene (NP25 biozone) to the lower part of Messinian. The biostratigraphic interval best represented extends from NN1 to NN2 Nannoplankton biozones (Aquitanian-early Burdigalian). The equivalent of NN7-NN10 Nannoplankton zones (early-middle Tortonian) is not represented in the studied material.

The Calabria sections of this study represent almost entirely the Miocene record, from the Aquitanian to the lower Messinian. The interval equivalent to nannofossil zones NN1-NN3 (Aquitanian-middle Burdigalian) is particularly well represented.

If we consider the paleoenvironments as reconstructed by dinocyst assemblages, and the possible relationships between the Sardinia and the Calabria basins, we conclude that there is a great similarity between the Stilo-Capo d'Orlando Fm. in Calabria and the earliest Miocene formations in the southern-central part of Sardinia (Ales Marls Fm. and Marmilla Fm.) during the Aquitanian-Early Burdigalian interval.

Contenuti

Abstract	i
Contenuti	iv
Ringraziamenti	ix
Capitolo 1. Introduzione geologica a Sardegna e Calabria nel Miocene: problemi e obiettivi della ricerca	1
1.1. Introduzione geologica: problemi e obiettivi della ricerca	1
1.2. Metodologia di studio	3
Capitolo 2. Introduzione ai dinoflagellati e alle loro cisti: biologia, tassonomia e loro applicazioni biostratigrafiche e paleoambientali	4
2.1. Caratteristiche generali dei dinoflagellati	4
2.1.1. Morfologia di base dei dinoflagellati	6
2.1.2. Caratteristiche generali della cellula	10
2.1.3. La teca e la tabulazione	10
2.1.3.1. Tabulazione Gymnodinioide	12
2.1.3.2. Tabulazione Suessioide	12
2.1.3.3. Tabulazione Gonyaulacoide-Peridinioide standard secondo Kofoid e Taylor-Evitt	13
2.1.3.4. Tabulazione Dinophysioide	17
2.1.3.5. Tabulazione Nannoceratopsioide	17
2.1.3.6. Tabulazione Prorocentroide	17
2.2. Ciclo vitale e formazione della ciste	18
2.2.1. Incistamento	20
2.2.2. Excistamento	22
2.3. I dinoflagellati fossili	22
2.3.1. Morfologia della ciste	23
2.3.1.1. Tabulazione e Paratabulazione	25
2.3.1.1.1. Le caratteristiche dei gymnodinoidi	25
2.3.1.1.2. Le caratteristiche dei peridinoidi	25
2.3.1.1.3. Le caratteristiche dei gonyaulacoidi	26
2.4. Applicazioni	27
2.4.1. Applicazioni biostratigrafiche	27
2.4.1.1. Biostratigrafia e zonazioni	27
2.4.1.2. Introduzione alla biostratigrafia a dinoflagellati del Miocene	29
2.4.2. Applicazioni paleoecologiche	36
2.4.2.1. Segnale costiero-oceanico	38
2.4.2.1.1. L'applicazione del segnale costiero-oceanico alla documentazione fossile	39
2.4.2.2. Segnale di produttività	39
2.4.2.2.1. L'applicazione del segnale di produttività alla documentazione fossile	40
2.4.2.3. Segnale di temperatura superficiale marina (SST)	41

2.4.2.3.1. L'applicazione del segnale SST alla documentazione fossile	41
2.4.2.4. Il segnale di salinità superficiale marina (SSS)	42
2.4.3. Zonazione dell'ambiente marino ai fini delle ricostruzioni paleoambientali	44
2.4.4. Significato paleoecologico dei principali gruppi di dinocisti che vengono utilizzati in questa tesi per le interpretazioni ambientali	46
2.4.4.1. Gruppo <i>Cribroperidinium</i>	47
2.4.4.2. Gruppo <i>Spiniferites</i> (e <i>Achomosphaera</i> spp.)	47
2.4.4.3. Gruppo <i>Cleistosphaeridium</i> (<i>Glaphyrocysta</i> – <i>Areoligera</i> e <i>Systematophora</i>)	48
2.4.4.4. Gruppo <i>Cordosphaeridium</i>	49
2.4.4.5. Gruppo <i>Operculodinium</i>	49
2.4.4.6. Gruppo <i>Homotryblium</i>	49
2.4.4.7. Gruppo <i>Polysphaeridium</i>	50
2.4.4.8. Gruppo <i>Wetziellaceae</i> (e <i>Deflandrea</i> spp.)	50
2.4.4.9. Gruppo <i>Thalassiphora</i>	50
2.4.4.10. Gruppo <i>Impagidinium</i> (e <i>Nematosphaeropsis</i>)	51
Capitolo 3. Studio delle associazioni a dinocisti e sporomorfi della successione marina miocenica della Sardegna	55
3.1. La microplacca sarda nel Miocene: inquadramento geologico dell'area di studio	55
3.1.1. I cicli sedimentari miocenici	57
3.1.2. Studi precedenti	63
3.2. Materiali e metodi di studio	66
3.2.1. Descrizione delle sezioni sarde	66
3.2.1.1. Formazione delle Marne di Ales	66
3.2.1.1.1. Sezione di Acqua Frida, Ales (AA)	66
3.2.1.2. Formazione della Marmilla	69
3.2.1.2.1. Sezione di Bruncu Sa Giustizia, Barumini (BSG)	69
3.2.1.2.2. Sezione di Villanovafranca-Gesico (VGE)	72
3.2.1.3. Formazione dei Calcari di Mores	73
3.2.1.3.1. Sezione di San Giovanni, Florinas (FL)	73
3.2.1.4. Formazione delle Marne di Borutta	76
3.2.1.4.1. Sondaggi di Bonorva (BNR #5 – BNR #6)	76
3.2.1.5. Formazione delle Marne di Fangario	80
3.2.1.5.1. Sezione di Sa Forada, Sestu (SSF)	80
3.2.1.6. Formazione di Capo San Marco	82
3.2.1.6.1. Sezione di Capo San Marco (CSM)	83
3.2.2. Trattamento palinologico e analisi della materia organica	85
3.2.2.1. Processo palinologico eseguito per i campioni studiati da Musa (2001)	85
3.2.2.2. Processo palinologico eseguito nel Laboratorio di Palinologia dell'Università di Utrecht (NL)	87
3.2.3. Analisi dei vetrini	88
3.3. Risultati e discussione dei dati	89
3.3.1. Palinofacies e loro significato	89
3.3.2. Biostratigrafia e considerazioni biostratigrafiche	91
3.3.2.1. Specie <i>index</i> rinvenute nelle associazioni a dinocisti delle sezioni sarde	92

3.3.2.2. Specie ad alta distribuzione geografica e stratigrafica rinvenute nelle associazioni a dinocisti delle sezioni sarde	97
3.3.2.3. Sezione di Acqua Frida, Ales – Marne di Ales	99
3.3.2.4. Sezione di Bruncu Sa Giustizia, Barumini – Formazione della Marmilla	103
3.3.2.5. Sezione di Villanovafranca-Gesico – Formazione della Marmilla	107
3.3.2.6. Sezione di Florinas, San Giovanni – Calcari di Mores	111
3.3.2.7. Sondaggi di Bonorva – Marne di Borutta	114
3.3.2.8. Sezione di Sa Forada, Sestu – Marne di Fangario	120
3.3.2.9. Sezione di Capo San Marco – Formazione di Capo San Marco	125
3.3.3. Ricostruzione paleoambientale delle sezioni analizzate	129
3.3.3.1. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Ales	131
3.3.3.2. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Barumini	135
3.3.3.3. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Villanovafranca-Gesico	138
3.3.3.4. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Florinas	141
3.3.3.5. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi dei sondaggi di Bonorva	144
3.3.3.5.1. Sondaggio 5	144
3.3.3.5.2. Sondaggio 6	146
3.3.3.6. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Sestu	150
3.3.3.7. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Capo San Marco	155
3.3.3.8. Considerazioni generali sulle sezioni mioceniche prese in esame in questo studio	158
3.4. Studio biostratigrafico e paleoecologico della successione marina miocenica della Sardegna: sintesi dei risultati ottenuti e discussione	160
3.4.1. Biostratigrafia della Sardegna	163
3.4.1.1. Eventi riconosciuti	165
Capitolo 4. Studio delle associazioni a dinocisti e sporomorfi della successione marina miocenica della Calabria	170
4.1. L'Arco Calabro-Peloritano nel Miocene: inquadramento geologico dell'area di studio	170
4.2. Materiali e metodi di studio	176
4.2.1. Descrizione delle sezioni calabresi	176
4.2.1.1. Formazione di Stilo-Capo d'Orlando	177
4.2.1.1.1. Sezione di Valle dello Stilaro destra, Stilo (VDS dx)	179
4.2.1.1.2. Sezione di Stilo-Stignano (SCO)	180
4.2.1.1.3. Sezione di Madonna del Carmine, Palizzi (MDC)	181
4.2.1.2. Argille Varicolori	182
4.2.1.2.1. Affioramento di Bovalino (BOV)	183
4.2.1.3. Formazione delle Arenarie a <i>Clypeaster</i>	183

4.2.1.3.1. Sezione di Caloveto (CLV), Valle del Trionto	186
4.2.1.3.2. Sezione di Prachi, Palizzi (PRA)	187
4.2.1.3.3. Sezione di Valle dello Stilaro sinistra, Stilo (VDS sx)	188
4.2.2. Trattamento palinologico e analisi della materia organica	189
4.2.2.1. Processo palinologico eseguito nel Laboratorio di Palinologia dell'Università di Utrecht (NL)	189
4.2.3. Analisi dei vetrini	190
4.3. Risultati e discussione dei dati	191
4.3.1. Palinofacies e loro significab	191
4.3.2. Biostratigrafia e considerazioni biostratigrafiche	193
4.3.2.1. Affioramento di Bovalino – Argille Varicolori	194
4.3.2.2. Specie <i>index</i> rinvenute nelle associazioni a dinocisti delle sezioni calabresi	196
4.3.2.3. Specie ad ampia distribuzione geografica e stratigrafica rinvenute nelle associazioni a dinocisti delle sezioni calabresi	201
4.3.2.4. Sezione di Valle dello Stilaro destra – Formazione di Stilo-Capo d'Orlando	204
4.3.2.5. Sezione di Stilo-Stignano – Formazione di Stilo-Capo d'Orlando	208
4.3.2.6. Sezione di Madonna del Carmine – Formazione di Stilo-Capo d'Orlando	212
4.3.2.7. Sezione di Caloveto – Formazione delle Arenarie a <i>Clypeaster</i>	215
4.3.2.8. Sezione di Prachi – Formazione delle Arenarie a <i>Clypeaster</i>	219
4.3.2.9. Sezione di Valle dello Stilaro sinistra – Formazione delle Arenarie a <i>Clypeaster</i>	223
4.3.3. Ricostruzione paleoambientale delle sezioni analizzate	227
4.3.3.1. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Valle dello Stilaro destra	229
4.3.3.2. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Stilo-Stignano	232
4.3.3.3. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Madonna del Carmine	236
4.3.3.4. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Caloveto	238
4.3.3.5. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Prachi	242
4.3.3.6. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Valle dello Stilaro sinistra	245
4.3.3.7. Considerazioni generali sugli affioramenti miocenici presi in esame in questo studio	249
4.4. Studio biostratigrafico e paleoecologico della successione marina miocenica della Calabria: sintesi dei risultati ottenuti e discussione	251
4.4.1. Biostratigrafia della Calabria	255
4.4.1.1. Eventi riconosciuti	255

Capitolo 5. Sintesi e discussione dei risultati ottenuti, comparazione tra Sardegna e Calabria nel Miocene e conclusioni	260
5.1. Comparazione e conclusioni	260
5.1.1. Eventi stratigrafici correlativi	262
5.2. Sviluppi della ricerca	265
<i>Tavole</i>	266
<i>Bibliografia</i>	275

Ringraziamenti

È giunto il momento di ringraziare tutti coloro che mi sono stati vicini e che, in un modo o nell'altro, mi hanno accompagnata verso questo grande traguardo.

In primo luogo ringrazio la persona che ha creduto in me fin dal principio sostenendomi con tenacia nella realizzazione di questo lungo e difficile progetto. *Manu grazie per quella telefonata a dicembre, per aver sopportato le prime piogge di Ottobre con me e per avermi insegnato le lezioni più dure che non si imparano sui libri... Grazie per esserci stata nonostante tutte le avversità che ti ha riservato la vita, per aver lottato contro la solitudine e le mancanze non perdendo mai la speranza. Grazie per avermi fatto capire che ovunque ci si può sentire "a casa". Tuo papà, il tuo eroe, sarebbe fiero di te.*

Ringrazio la mia relatrice, la Prof.ssa Paola Pittau, per aver guardato oltre le apparenze di sicuro almeno una volta dandomi una fiducia totale nella realizzazione di questo progetto. Ringrazio i miei tutors, senza i quali non avrei potuto portare a termine questa ricerca. *Henk, Francesca vi ringrazio infinitamente per quello che mi avete insegnato. Siete stati dei fantastici tutors, ma anche degli amici, che avete reso stupende le mie esperienze di vita fuori dalla mia bella isola. Grazie per avermi accolto nel vostro gruppo di ricerca LPP di Utrecht e per avermi trasmesso una grandissima passione nella palinologia e nell'affascinante mondo dei dinoflagellati. Henk, my big dinos-boss, tank for your taxonomic advices and your help concerning my various questions about Miocene dinocysts, methodology and palaeoenvironments. I hope to come back again one day!*

E ancora va un grande ringraziamento a Stefano Torricelli per la sua disponibilità sia nei giorni trascorsi alla sede ENI di San Donato Milanese, sia per avermi supportato (e sopportato!) con i suoi mille incoraggiamenti, consigli e soprattutto battute in tutti i giorni successivi. Un sincero ringraziamento va anche ad Ulderico Biffi per la sua accoglienza nel suo centro Nocetum a Milano e i suoi preziosi consigli sulla biostratigrafia. *A voi tutti ringrazio per la fiducia fin da subito dimostratami e per avermi seguito durante lo svolgimento del lavoro con consigli e confronti che mi hanno aiutato ad intraprendere, ogni volta, le scelte più appropriate. Grazie per la rilettura critica di tutti i capitoli della tesi e per avermi guidato durante la conclusione di questo lungo percorso.*

Per rimanere in tema, ringrazio tutti i professori che mi hanno trasmesso la bellezza dello studio delle scienze della terra. In particolare, ringrazio i Proff. Antonio Funedda, Gianluigi Pillola, Alfredo Loi Franco Frau e Myriam del Rio del Dipartimento di Scienze della Terra di Cagliari, Etta Patacca e Paolo Scandone dell'Università di Pisa, i Dott. Giovanni Massa, Ivan Callegari, Gianluca Cornamusini del CGT dell'Università di Siena e tutti gli altri compagni di viaggio durante le giornate in Calabria.

Restando nell'ambito universitario, grazie ai colleghi del XXIII° ciclo di dottorato: Claudia Puddu, Maria Corriga e Guglielmo Caddeo. Grazie ad Anna per aver reso divertente l'ultimo periodo in Dipartimento.

Ringrazio Sander, Peter, Appy, Natasja, Jan e tutto il gruppo LPP di Utrecht.

Ringrazio Rob Fensome per l'incoraggiamento attraverso una lunga serie di email all'inizio di questa ricerca e per avermi inviato a casa tanta bibliografia compresa la bibbia delle dinos: il Lentin & Williams index!

Grazie ai miei genitori che mi hanno aiutato durante i momenti di difficoltà e che hanno da sempre creduto nel mio amore per le scienze della natura. Grazie per tutte quelle volte che mi hanno

incoraggiata vedendomi presa dai libri e da questa ricerca, ma soprattutto per la soddisfazione che hanno saputo donarmi, dimenticandosi del mio “caratterino” non di certo facile. Grazie a mio fratello Fabrizio e alla sua Francesca, che hanno portato la buona novella dell’anno facendomi diventare zia: il piccolo Andrea Christopher, a cui va tutto il mio amore e la speranza che questo mondo un giorno diventi davvero migliore.

Ringrazio tutte le amiche che ci sono state e ci saranno: Manu, Marti, Elisa, Erika (Sid) che mi ha fatto scoprire l’amaretto con il moscato, Mario, Lalla e le sue Elizabeth e Ginevra, Ele (e Carlotta).

Ringrazio la mia figliola spirituale a cui ho cercato di insegnare tutto ciò che so. *Vale spero di averti trasmesso l’amore per i dinoflagellati e il loro potenziale.*

Ringrazio gli altri studenti laureandi: Giovanni, Francesco, Patrizia. Grazie a Linda e Alessio, che mi ha ricordato spesso un fratello maggiore con i suoi saggi consigli. *Non cambieremo mai.*

E poi ringrazio la persona che è entrata nella mia vita come un fulmine che squarcia un cielo nero, che mi ha sostenuto nei momenti di sconforto e che ha riso con me nei momenti di gioia. Se ho raggiunto questo traguardo lo devo anche alla sua continua presenza in quest’ultimo anno, per avermi fatto capire che potevo farcela, incoraggiandomi a “non mollare mai”. *Il grazie più dolce va a te che sei la persona più speciale che io abbia mai incontrato. Ogni tuo gesto è un ricordo indelebile che non potrò mai cancellare e non potrò mai ignorare...mettendo così una tua firma su quest’ultimo anno di sudore.*

È questo il tempo per pensare, per riflettere e attendere quello che potrà essere e quello che forse non sarà mai... il tempo per guardarsi le mani, sedersi e pregare che vada tutto bene... il tempo per chiedersi se le scelte che si sono fatte negli anni siano state giuste... il tempo per la famiglia, gli amici, quelli veri, che cercano di esserci anche nei momenti più difficili.

Capitolo 1. Introduzione geologica a Sardegna e Calabria nel Miocene: problemi e obiettivi della ricerca

1.1. Introduzione geologica: problemi e obiettivi della ricerca

Il Miocene (23.03 – 5.332 Ma) è in gran parte documentato in Sardegna e in Calabria attraverso successioni sedimentarie fossilifere e vulcaniche che sono il risultato della tettonica e dei processi magmatici e sedimentari che hanno coinvolto l'isola durante questo lungo periodo.

L'interesse per l'evoluzione terziaria del bacino del Mediterraneo si trova negli ultimi processi geodinamici di cui esso è stato scenario: apertura e conseguente chiusura di differenti bacini (bacino Ligure e Tirreno meridionale, ecc); formazione di diversi margini collisionali (Alpi, Appennini, Maghrebidi), talvolta con vergenze opposte; formazione di un arco vulcanico e progressiva migrazione del margine di subduzione (Arco Calabro-Peloritano); conseguente formazione di bacini di retro-arco (bacini algerino e ligure-provenzale, mare di Alboran) e contemporanea presenza di zone estensionali (ad esempio, bacino della Corsica) e zone collisionali relative alla stessa impostazione geodinamica.

Da lungo tempo vari autori hanno riconosciuto una stretta relazione tra Blocco Sardo-Corso, Appennino settentrionale e Arco Calabro-Peloritano per la presenza di successioni tipiche del paleo-margine europeo disperse tra la Toscana meridionale e la Sicilia orientale. Sembra, però, che i modelli pubblicati fino ad ora non tengano conto della relazione tra la biostratigrafia e la tettonica dei due *terrane* (Blocco Sardo-Corso e Arco Calabro-Peloritano) con l'Appennino settentrionale (e. g., Malinverno & Ryan, 1986; Principi & Treves, 1984; Rosenbaum & Lister, 2004; Scandone, 1979).

Il basamento sardo è considerato un segmento dell'orogene ercinico sud-europeo con una zonazione tettono-metamorfica progradata che passa da una "zona esterna" sud-occidentale poco metamorfica ad una "zona a falde" nella Sardegna centrale e infine ad una "zona assiale" a nord.

Esistono diverse analogie tra il basamento sardo e il basamento pre-alpino delle varie unità dell'Arco Calabro-Peloritano; in particolare tra il basamento poco metamorfico della "zona esterna" sarda e il basamento dell'Unità di Stilo nell'area tipo, tra le unità con metamorfismo di facies scisti verdi della "zona a falde" e il basamento dell'Unità della Sila, e infine tra le metamorfiti di alto grado della "zona assiale" sarda e le metamorfiti di alto grado della Calabria settentrionale e meridionale che formano falde di basamento sprowiste di copertura alpina. Mancano, tuttavia, studi comparativi di dettaglio.

Per quanto riguarda le successioni della copertura mesozoico-terziaria della Sardegna (in particolare della Sardegna orientale), esistono spiccate somiglianze con i termini coevi della Calabria e dei Peloritani, ma anche in questo caso mancano studi comparativi di dettaglio.

Già nei primi anni Settanta le unità tettoniche interne a basamento oceanico e a basamento continentale dell'Arco Calabro-Peloritano venivano interpretate come frammenti di un edificio tettonico alpino, originariamente continuo dalla Corsica orientale al Marocco, migrati nel corso della tettonica neogenica. In particolare, veniva riconosciuto un sistema orogenico Europa-vergente, interessato da metamorfismo alpino cretacico-paleogenico, accavallato in toto sulla catena appenninica neogenica Africa-vergente (e. g., Amodio-Morelli et al., 1976, Ogniben, 1969; 1973; Scandone, 1979).

In questa ricostruzione, l'Unità di Longobucco (Unità della Sila), collocata alla base della catena alpina, era interpretata come un elemento "austroalpino" Africa-vergente trasportato al fronte della catena alpina quando questa assunse una destinazione africana. L'Unità di Stilo, collocata al tetto della catena alpina, era invece interpretata come un elemento di origine europea sovrascorso con vergenza appenninica sulla catena alpina prima dell'inizio dell'apertura tirrenica.

In seguito ad un trentennio di ricerca sono stati raccolti nuovi dati e sono maturate nuove idee che hanno integrato ed in parte modificato il vecchio schema (e. g., Giunta et al., 1998; Messina et al., 1990, 1992, 1995, 1997; Giunta & Nigro, 1999; Lentini et al., 2000; Bonardi et al., 2001; 2002).

Sono state anche proposte correlazioni a scala regionale tra le unità dell'Arco Calabro-Peloritano (l'Unità della Sila e l'Unità Longi-Taormina) e le unità equivalenti affioranti nel Maghreb (Complessi Kabilidi, Falde Ghomaridi e Dorsale Calcarea Interna), nella Cordigliera Betica (Complesso Malaguide) e nell'Appennino settentrionale ("Pseudoverrucano" Auctt.).

Nonostante i progressi fatti, lo stato delle conoscenze non è ancora sufficiente per ricostruire il *puzzle* peritirrenico e ricollocare nella loro posizione originaria frammenti oggi dispersi tra il Tirreno settentrionale, la Toscana meridionale, la Calabria e la Sicilia orientale che prima dell'apertura del bacino algero-provenzale e del bacino tirrenico dovevano formare una fascia continua lungo il margine orientale della Sardegna e della Corsica.

Pertanto con l'obiettivo di migliorare le conoscenze delle coperture carbonatiche mesozoico-terziarie delle unità a basamento cristallino dell'Arco Calabro-Peloritano e della Sardegna, in questo studio sono stati analizzati i depositi miocenici della Sardegna e della Calabria e si è cercato di realizzare uno schema correlativo delle successioni, attraverso il riconoscimento dei bio-eventi a scala di bacino del Mediterraneo occidentale. Attraverso la dettagliata analisi biostratigrafica dell'intera sequenza miocenica della Sardegna e della Calabria, sono stati presi in considerazione gli aspetti paleoambientali, paleoecologici e biogeografici mettendo in luce le possibili correlazioni, analogie e/o discrepanze dei contesti fitoplanctonici nell'ambito di un quadro deposizionale spazio-temporale.

Il *driver* di questo studio sono le cisti fossili a parete organica dei dinoflagellati, componenti del plancton della colonna d'acqua che rispondono a precise preferenze ecologiche e pertanto sono utili per indagini di paleobatimetria, paleosalinità e paleoceanografiche (e. g., Tyson, 1995), oltre ad avere un consolidato valore biostratigrafico. Questo studio si è svolto nell'ambito delle attività del Progetto di ricerca Nazionale Italiano multidisciplinare dal titolo: "*Analisi delle caratteristiche stratigrafiche, paleontologiche e strutturali del basamento ercinico e delle coperture Terziarie in Sardegna e in Calabria, come contributo alla ricostruzione geodinamica del bacino centro-occidentale del Mediterraneo*" (PRIN 2007).

1.2. Metodologia di studio

Lo studio è stato condotto attraverso la seguente metodologia:

Fase preliminare:

Studio della letteratura relativa all'evoluzione e all'ecologia dei dinoflagellati Cenozoici ed in particolare del Miocene.

Lavoro di campagna:

Campionatura delle formazioni sedimentarie mioceniche della Sardegna e della Calabria.

La prima campionatura è stata eseguita in Sardegna relativamente ai tre cicli tettono-sedimentari miocenici; la seconda è stata eseguita in Calabria relativamente alle coperture sedimentarie mesozoico-terziarie dell'Unità di Stilo nelle Serre e nell'Aspromonte, e dell'Unità della Sila.

Laboratorio:

Trattamento dei campioni con tecniche palinologiche per la restituzione delle cisti fossili e del contenuto sporopollinico (preparazione dei vetrini e degli *stubs* per lo studio al microscopio ottico e al microscopio elettronico).

Analisi dei dati:

Analisi qualitativa, a livello specifico, delle associazioni fossili (*Taxa Range Chart*),

Analisi quantitativa di tutti i palinomorfi individuati,

Elaborazione di grafici mediante il software *C2 data analysis* (Steve Juggins).

Fase finale:

Interpretazione dei dati ottenuti,

Stesura del testo

Capitolo 2. Introduzione ai dinoflagellati e alle loro cisti: biologia, tassonomia e loro applicazioni biostratigrafiche e paleoambientali

2.1. Caratteristiche generali dei dinoflagellati

I dinoflagellati sono organismi facenti parte del regno dei protisti per la maggior parte eucariotici, appartenenti al clade degli Alveolati. Essi mostrano una grande varietà di forme, strategie e habitat che non giustifica la loro posizione sistematica alla base dell'albero filogenetico degli eucarioti (Fig. 2.1). Tuttavia la loro primitività è mostrata specialmente dalle caratteristiche del loro speciale nucleo, chiamato **dinocaryon**, in cui vi sono cromosomi permanentemente condensati e la cui struttura è dunque fra le più primitive di tutti gli eucarioti (Fensome et al., 1996). Il cloroplasto ed i pigmenti che includono la clorofilla *a* e *c*₂, ma non *c*₁, suggeriscono che solo le alghe rosse potrebbero essere più primitive (Evitt, 1985).

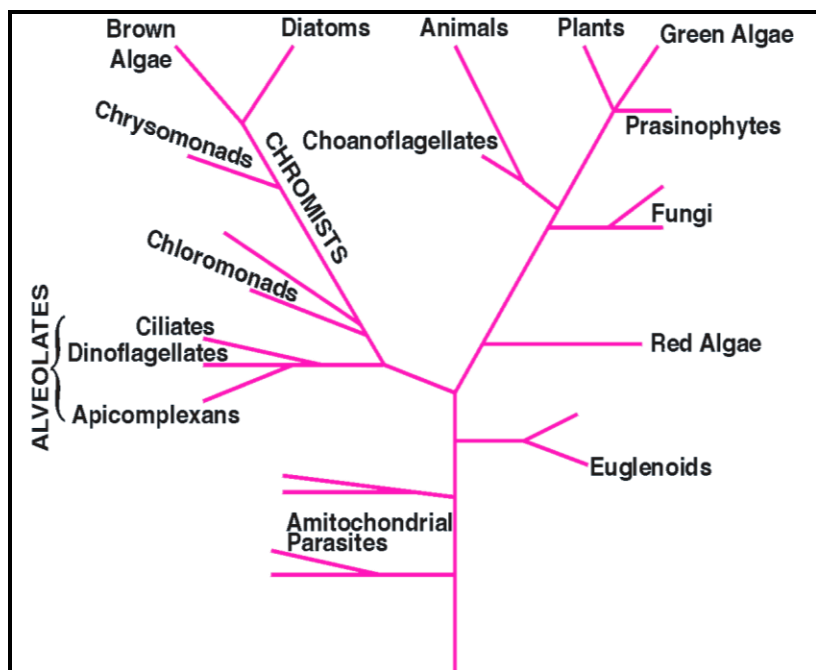


Figura 2.1. Posizione sistematica dei dinoflagellati (modificato da Evitt, 1985).

Insieme alle diatomee e ai coccolitoforidi, i dinoflagellati costituiscono il maggior componente del fitoplancton sia in ambiente marino, che in ambiente di acqua dolce, benché la maggiore varietà di forme venga ritrovata negli individui marini. I dinoflagellati sono principalmente organismi a singola cellula, mobili e biflagellati, ma possono presentarsi anche come coccoidi, ameboidi, multinucleate e tentacolate o come colonie filamentose.

Essi sono stati classificati nella Divisione Pyrrophyta delle Alghe e distinti nelle quattro Classi delle Ebriphyceae, Ellophyceae, Demophyceae e Dinophyceae (Tab. 2.1).

	SUBORDER	FAMILY	SUBFAMILY	TYPICAL FOSSIL GENERA
Order Gonyaulacales	Rhaetogonyaulacineae	Rhaetogonyaulacaceae		
	Cladopyxiineae	(details not shown)		
	Gonyaulacineae	Gonyaulacaceae	Leptodinioidae	<i>Kleithriasphaeridium</i> , <i>Litosphaeridium</i> ?, <i>Oligosphaeridium</i>
			Cribroperidinioidae	<i>Achilleodinium</i> , <i>Apteodinium</i> , <i>Cordosphaeridium</i> , <i>Cousteaudinium</i> ?, <i>Damassadinium</i> , <i>Dapsilidinium</i> , <i>Diphyes</i> , <i>Disphaerogena</i> , <i>Exochosphaeridium</i> , <i>Hystrichokolpoma</i> , <i>Oligokolpoma</i> , <i>Operculodinium</i> , <i>Pervosphaeridium</i> , <i>Spongodinium</i> , <i>Thalassiphora</i>
			Gonyaulacoideae	<i>Achomosphaera</i> , <i>Hafniasphaera</i> , <i>Hystrichosphaeropsis</i> , <i>Pentadinium</i> , <i>Rottnestia</i> , <i>Spiniferites</i> , <i>Unipontidinium</i>
			Uncertain	<i>Callaiosphaeridium</i> , <i>Cerebrocysta</i> , <i>Coronifera</i> , <i>Kiokansium</i> , <i>Protoellipsodinium</i> , <i>Surculosphaeridium</i> , <i>Trichodinium</i>
		Ceratocoryaceae		
		Areoligeraceae		<i>Adnatosphaeridium</i> , <i>Areoligera</i> , <i>Canningia</i> , <i>Chiropteridium</i> , <i>Cleistosphaeridium</i> , <i>Cyclonephelium</i> , <i>Glaphyrocysta</i> , <i>Heterosphaeridium</i> , <i>Licracysta</i> , <i>Membranophoridium</i> , <i>Palynodinium</i> , <i>Schematophora</i> , <i>Senoniasphaera</i>
	Ceratiineae	Ceratiaceae		<i>Nyktericysta</i> , <i>Odontochitina</i> , <i>Vesperopsis</i> , <i>Xenascus</i>
	Goniodomineae	Goniodomaceae	Goniodomoidae	<i>Heteraulacacysta</i>
			Gambierdiscoideae	
			Helgolandinioidae	
			Pyrodinioidae	<i>Dinopterygium</i> , <i>Eocladopyxis</i> , <i>Homotryblum</i> , <i>Hystrichosphaeridium</i>
			Uncertain	<i>Distatodinium</i>
		Pyrocystaceae		
	Uncertain	Heterodiniaceae		
		Cryptecodiniaceae		
		Uncertain		<i>Batiacasphaera</i> , <i>Chlamydophorella</i> , <i>Elytrocysta</i> , <i>Impletosphaeridium</i> ?, <i>Labyrinthodinium</i> , <i>Mendicodinium</i> , <i>Minisphaeridium</i> ?, <i>Raetiaedinium</i> , <i>Reticulatosphaera</i> , <i>Sepispinula</i> , <i>Tanyosphaeridium</i>
	Heterocapsineae	Heterocapsaceae		
	Glenodiniineae	Glenodiniaceae		
Order Peridinales	Peridiniineae	Peridiniaceae	Palaeoperidinioidae	<i>Chichaouadinium</i> , <i>Palaeohystrichophora</i> , <i>Palaeoperidinium</i> , <i>Phthanoperidinium</i> ?, <i>Subtilisphaera</i>
			Deflandreoideae	<i>Alterbidinium</i> , <i>Cerodinium</i> , <i>Chatangiella</i> , <i>Deflandrea</i> , <i>Isabelidinium</i> , <i>Lentinia</i> , <i>Manumiella</i> , <i>Palaeocystodinium</i> , <i>Pierceites</i> , <i>Spinidinium</i> , <i>Trithyrodinium</i>
			Calciodinelloideae	
			Ovoidinioidae	<i>Epelidosphaeridia</i>
			Wetzelielloideae	<i>Apectodinium</i> , <i>Axioidinium</i> , <i>Rhombodinium</i> , <i>Talladinium</i> , <i>Wetzeliella</i>
			Lithoperidinioidae	
			Peridinioidae	
		Protoperidiniaceae	Protoperidinioidae	<i>Barssidinium</i>
			Diplopsalioidae	
			Podolampaceae	

Tabella 2.1. Schema classificativo dei dinoflagellati di Fensome (Tabella tratta da Fensome et al., 2009). Suddivisione della sottoclasse Peridiniphycidae. *Alisogymnium* e *Dinogymnium*, come generi all'interno della sottoclasse Gymnodiniophycidae (Ptychodiscales-Ptychodiscaceae-Dinogymnioidae), non sono qui elencati.

2.1.1. Morfologia di base dei dinoflagellati

I dinoflagellati presentano un corpo cellulare definito protoplasto, separato dalla parete cellulare, e caratterizzato più esternamente dalla presenza di materiale più denso, ricco di cromatofori e, più internamente, da un nucleo e dai vacuoli. I vacuoli o pustole comunicano con l'esterno tramite un canale, funzionando con molta probabilità come organi escretori. Ai fini classificativi, i dinoflagellati vengono distinti in base alla morfologia della parete cellulare del loro stadio mobile, che è rivestita da una struttura protettiva di natura cellulare, cioè l'**amfiesma**.

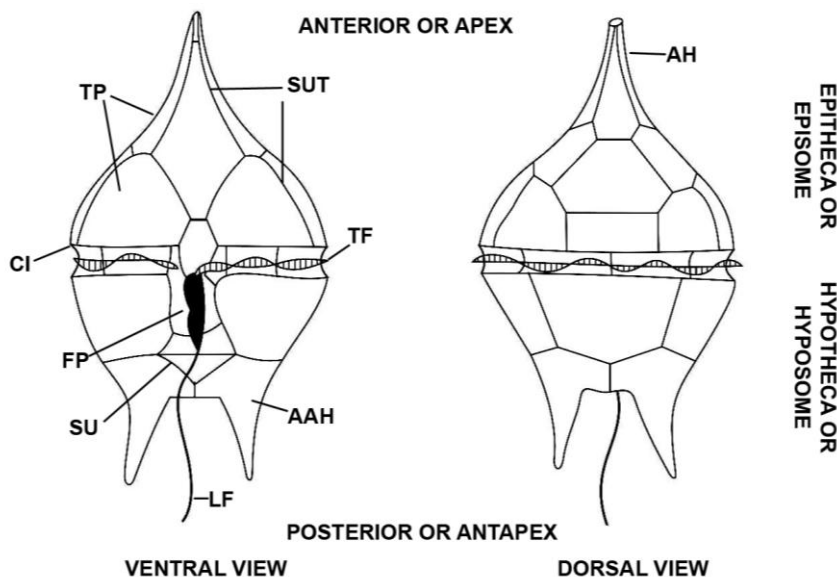


Figura 2.2. Morfologia generale di un dinoflagellato mobile tecato (AAH = corno antiapicale; AH = corno apicale, CI = cingolo; FP = poro del flagello; LF = flagello longitudinale; SU = solco; SUT = sutura; TF = flagello trasversale; TP = placca della teca; modificato da Evitt, 1985).

L'amfiesma per talune specie viene anche indicata come teca, in quanto è formata da una serie di placche, o piastre articolate, delle quali il numero e la posizione (a partire da quelle della faccia ventrale ed in senso antiorario) hanno indotto all'elaborazione di una tabulazione (vedi Paragrafo 2.1.3). Infatti, le cellule mobili sono contornate da una membrana cellulare detta **plasmalemma**. Sottostante ad essa vi è un singolo strato di vescicole, le quali possono contenere le placche di cellulosa (o di glucano) nei taxa che vengono appunto chiamati "tecati". Le vescicole possono anche non possedere le placche e in questo caso i taxa vengono chiamati "atecati" o "nudi".

Un dinoflagellato mobile è tipicamente costituito di una **epiteca** (o episoma o epicono), una **ipoteca** (o iposoma o ipocono), divise da un'incisione trasversale detta **cingolo**. Perpendicolarmente a quest'ultimo, è presente un solco longitudinale detto **solco** (Fig. 2.2). L'estremità della parte anteriore è chiamata apice, mentre quella della parte posteriore è detta antiapice.

I dinoflagellati si muovono grazie ai due flagelli situati all'interno del cingolo e del solco. Il flagello longitudinale si proietta fuori dalla cellula, mentre il flagello trasversale (circa 2-3 volte più lungo del flagello longitudinale e di forma elicoidale) rimane all'interno del cingolo avvolto a spirale.

I flagelli imprimono un movimento diretto in avanti e contemporaneamente fanno ruotare la cellula. Ne risulta così un caratteristico movimento a spirale (Fig. 2.3): il flagello longitudinale si muove all'interno di una stretta orbita, ha una pulsazione di lungo periodo e funziona da timone; il flagello trasversale ha una pulsazione di breve periodo.

La cellula ruota sempre nella direzione della pulsazione del flagello (Gaines & Taylor, 1985). Il lato della cellula dalla quale emergono i flagelli è chiamato ventrale, mentre il lato opposto è detto dorsale.

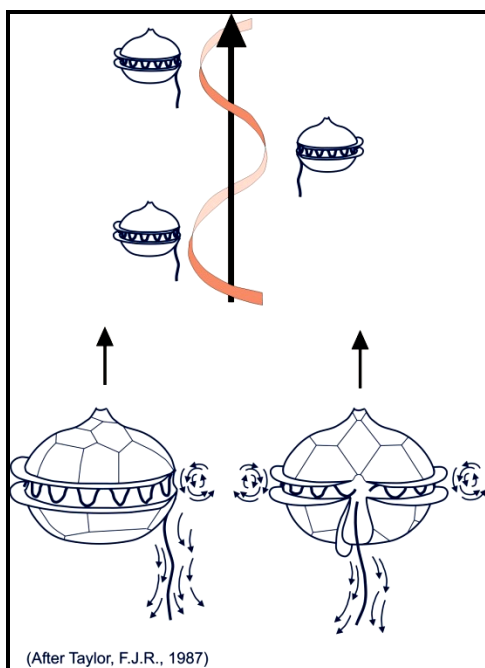


Figura 2.3. Movimento a spirale indotto dai flagelli (per cortesia di Zonneveld, Karin A. F., non pubblicata).

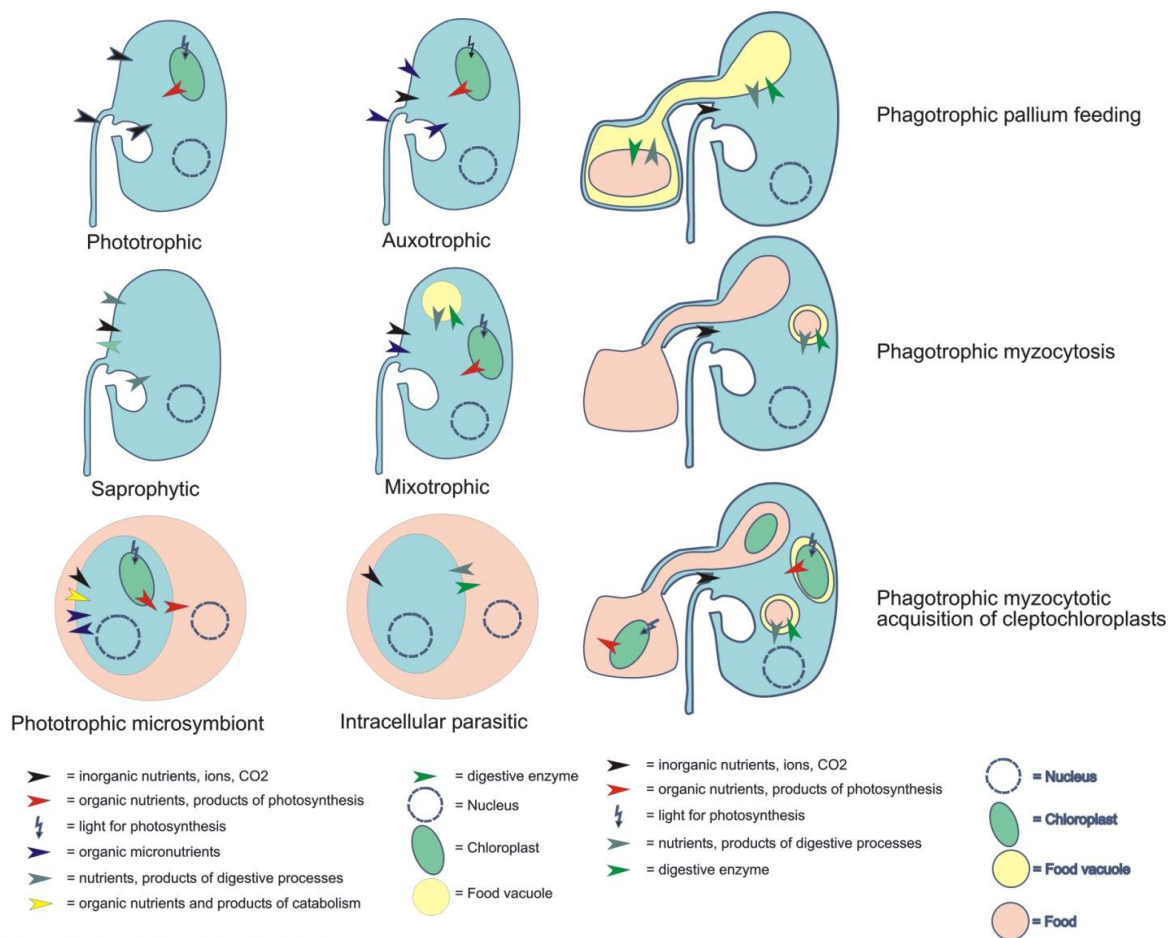
La definizione di Alghe per questi microrganismi è dettata dal fatto che sono per la maggior parte organismi autotrofi, caratterizzati da cellulosa e pigmenti clorofillici, che li rendono capaci di eseguire la fotosintesi. Gli esemplari eterotrofi, invece, si comportano come olozoici, cioè ingeriscono particelle di cibo inerte, o saprofitici, cioè assorbono materiale nutritivo disciolto al pari dei comuni parassiti.

Inoltre i dinoflagellati si distinguono per la maggior parte in specie prettamente planctoniche ed in minor misura in specie simbiotici o parassiti.

Essi, dunque, possono avere una grande varietà di strategie nutrizionali (Fig. 2.4, e.g., Taylor, 1987; Schnepf & Elbrächter, 1992; Fensome et al., 1996b). Le specie fotosintetiche (autotrofe) sono dipendenti dalla luce per il loro metabolismo e quindi sono generalmente presenti all'interno della zona fotica durante il giorno. Molte specie fotosintetiche sono inoltre opzionalmente eterotrofe ed, in tal caso, sono chiamate mixotrofe. Al contrario, alcuni dinoflagellati eterotrofi sono capaci di ottenere dei cloroplasti funzionali dalle alghe che essi stessi catturano e usano questi ultimi per compiere la

fotosintesi clorofilliana (Lewitus et al., 1999). I dinoflagellati eterotrofi possono avere varie fonti di nutrimento, quali le diatomee, i protozoi ciliati, altri dinoflagellati, i batteri, il detrito organico, etc (e.g., Gaines & Taylor, 1984; Lessard & Swift, 1985; Jacobson & Anderson, 1986, 1996).

I dinoflagellati eterotrofi, inoltre, possono catturare organismi mediante speciali organelli, come un peduncolo, in grado di penetrare nelle cellule predate e succhiarne il contenuto citoplasmatico, oppure ingeriscono direttamente la cellula. A loro volta, i dinoflagellati possono essere ingeriti dallo zooplancton (i.e. copepodi, ciliati), invertebrati e pesci.



(Schnef, E and Elbrachter, M, 1992)

KZ

Figura 2.4. Strategie nutrizionali dei dinoflagellati (per cortesia di Zonneveld, Karin A. F., non pubblicata).

Alcuni dinoflagellati marini possono dare origine al fenomeno della bioluminescenza e cioè sono capaci di convertire l'energia chimica in energia luminosa. La bioluminescenza di *Noctiluca scintillans*, ad esempio, è prodotta da un sistema di proteine attivo all'interno di alcune migliaia di organelli sferici nel citoplasma. Sebbene vi siano molte incertezze sulla funzione della bioluminescenza, è stato dimostrato che essa può agire come una sorta di "sistema di allarme anti-predazione" (Abrahams & Townsend, 1993). I lampi di luce verde-blu prodotti dai dinoflagellati sono estremamente veloci con una durata di 0,1 s.

I dinoflagellati sono anche all'origine della formazione delle "maree rosse" (o "blooms" o infiorescenze): si tratta di correnti d'acqua in cui, per la particolare ricchezza di nutrienti, i dinoflagellati si riproducono talmente rapidamente, che la loro concentrazione aumenta vertiginosamente fino all'ordine del milione di cellule per litro ed i loro pigmenti cellulari in questo modo colorano di rosso l'acqua (Fig. 2.5). I generi di dinoflagellati frequentemente responsabili del fenomeno delle "maree rosse" sono *Gonyaulax*, *Peridinium* e *Proto-peridinium*, *Glenodinium*, *Cochlodinium*, *Polykrikos*, *Noctiluca*, *Prorocentrum*, *Amphidinium*, *Pyrodinium*, *Pouchetia*, *Pyrocystis*, *Exuviaella*, *Gymnodinium*, *Ceratium*, *Lingulodinium*.

Se da una parte le maree rosse possono apparire un fenomeno assai affascinante, dall'altra esse possono rappresentare un pericolo per la sopravvivenza degli altri organismi acquatici, in quanto in seguito ad una tale fioritura possono presentarsi anche fenomeni di biointossicazione di entità variabile in base alle specie coinvolte nel fenomeno. Gli effetti vanno dalla morte per soffocamento di organismi marini, come i pesci, all'avvelenamento dei crostacei oltre che al deterioramento della qualità delle acque.

Alcuni dinoflagellati, indipendentemente dalla presenza di pigmenti colorati, possono invece dare origine a *blooms* tossici noti come *Harmful Algal Blooms* (HABs), che causano la morte di pesci e molluschi. Quando poi i molluschi vengono mangiati dall'uomo si hanno episodi di avvelenamento con sintomi differenti a seconda del tipo di tossina. *Pfiesteria piscicida* (Fig. 2.6) è un dinoflagellato privo di pigmenti che produce neuro-tossine in grado di stordire i pesci, per nutrirsi dei loro tessuti e del loro sangue mentre essi sono ancora vivi. Le principali tossine prodotte dai dinoflagellati possono essere acido ocadaico (prodotto dal genere *Dinophysis* e da *Prorocentrum lima*), yessotossina (prodotta da *Lingulodinium polyedrum*, *Gonyaulax spinifera* e *Protoceratium reticulatum*), brevitossina (prodotta da *Karenia brevis*), saxitossina (prodotta da *Alexandrium* spp, *Pyrodinium bahamense*, *Gymnodinium catenatum*) (Viviani, 1981; Lee et al., 1989; Viviani, 1992; Anderson, 1994; Boni et al., 2000; Sangiorgi, 2000; Howard et al., 2008).

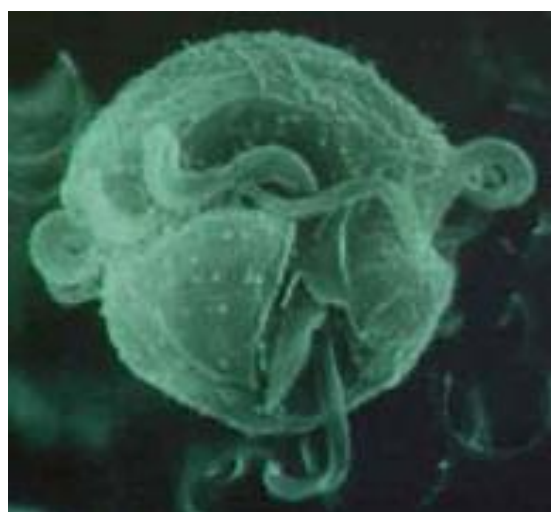


Figura 2.5. Marea rossa prodotta dalle cellule di *Noctiluca*. **Figura 2.6.** Fotografia al SEM di *Pfiesteria piscicida*

2.1.2. Caratteristiche generali della cellula

I dinoflagellati possiedono alcune caratteristiche comuni. In accordo con Taylor (1987), queste caratteristiche sono:

- (a) La presenza di un dinokaryon, vale a dire un nucleo contenente cromosomi permanentemente condensati in tutte le fasi del ciclo vitale (anche durante l'interfase), che appaiono fibrillari al microscopio elettronico.
- (b) La presenza di due flagelli dissimili, uno longitudinale e uno trasversale.
- (c) Le cellule mobili devono possedere un solo strato di vescicole appiattite appena sotto la membrana cellulare. Nelle forme tecate può esservi, inoltre, una parete (teca), mentre nelle forme atecate (nude) tale parete è assente. Quando è presente, la parete consiste di placche di cellulosa situate all'interno di vescicole periferiche (e quindi intracellulari) strettamente unite fra loro lungo giunzioni lineari chiamate suture.
- (d) La presenza di due speciali vacuoli modificati, chiamati **pusule**, in ogni cellula, con funzione sconosciuta, che si aprono in un canale vicino alla base del flagello.
- (e) Nelle cellule fotosintetiche, la presenza del **pirenoide**, denso corpuscolo interno al plastidio dove viene accumulato un enzima fotosintetico.
- (f) La presenza di steroli. La composizione lipidica della classe Dinophyceae è relativamente ben conosciuta (Volkman et al., 1998). Il più caratteristico degli steroli prodotti dai dinoflagellati è il cosiddetto "dinosterolo", che può essere utilizzato per stimare il contributo dei dinoflagellati nella materia organica sedimentaria. Va sottolineato, però, che non tutti i dinoflagellati biosintetizzano il dinosterolo e che quest'ultimo è sintetizzato in quantità differenti a seconda della specie (Volkman, 2003; Sangiorgi et al., 2005; Mouradian et al., 2007).

2.1.3. La teca e la tabulazione

L'epiteca e l'ipoteca di una cellula sono normalmente divise in placche tecali il cui esatto numero ed arrangemento sono caratteristiche del particolare genere o specie a cui l'individuo appartiene. Questo arrangemento delle placche situate all'interno delle vescicole dell'amphiesma, viene convenzionalmente detto tabulazione. Quest'ultima è di fondamentale importanza per il riconoscimento delle cisti fossili, le quali sono prodotte all'interno della teca del dinoflagellato (cfr. e. g., Fensome et al., 1993, 1996 per una visione più completa). Nella ciste, quando le paraplacche sono presenti, rispettano generalmente la disposizione delle placche della cellula vegetativa. Per capire la morfologia della parete della ciste, di cui si parlerà in seguito, è fondamentale capire la struttura della teca che ricopre i dinoflagellati durante lo stadio mobile del loro ciclo di vita.

È necessario, dunque, riconsiderare le principali caratteristiche della cellula mobile:

- (1) la complessa regione esterna è chiamata amphiesma,
- (2) la membrana cellulare esterna è detta plasmalemma,
- (3) sotto il plasmalemma, di solito è presente un solo strato di vescicole appiattite, affiancate a mosaico,

- (4) queste vescicole possono contenere placche di cellulosa o di glucano nei taxa tecati, oppure possono non possedere le placche nei taxa nudi (non corazzati o atecati).

In alcuni generi atecati, la pellicola forma il principale strato di rafforzamento dell'amphiesma e le cellule vengono chiamate pellicolate. Nei generi tecati, le placche tecali possono essere molto sottili e dunque difficili da osservare al microscopio. In molti generi le piastre sono attraversate da pori chiusi dal solo plasmalemma, sotto i quali si trovano degli organuli eiettili: **tricocisti** o **nematocisti** (Fig. 2.7).

La crescita delle cellule, e quindi l'aumento dell'area superficiale, è assicurata dalla crescita secondaria delle placche lungo uno o più margini.

Si producono quindi delle bande di crescita (Fig. 2.8).

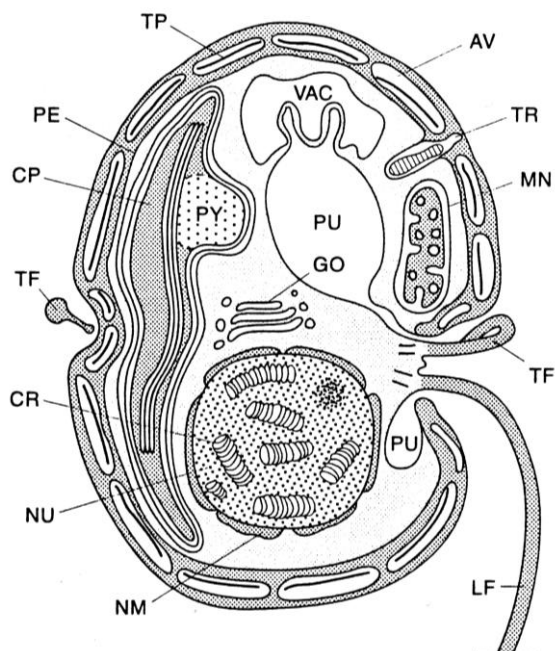


Figura 2.7. Sezione trasversale di un dinoflagellato mobile tecato. AV = vescicole dell'amphiesma, CP = cloroplasto, CR = cromosomi, GO = apparato del Golgi, LF = flagello longitudinale, MN = mitocondrio, NM = membrana nucleare, NU = nucleo (*dinokaryon*), PE = pellicola, PU = pusula, PY = pirenoide, TF = flagello trasversale, TP = placca della teca, TR = tricocisti, VAC = vacuolo (da Fensome et al., 1996; modificato da Taylor, 1980).

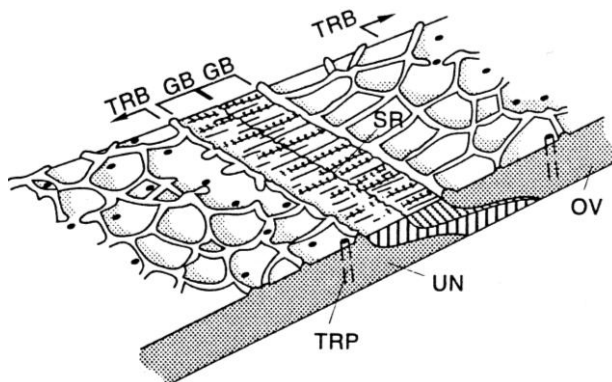


Figura 2.8. Schema che mostra una sutura con le bande di crescita in ciascuna placca. GB = banda di crescita, OV = placca che si sta sovrapponendo, SR = sutura, TRB = regione dei pori a tricocisti, TRP = poro a tricocisti, UN = placca sovrapposta (da Fensome et al., 1996).

Secondo Fensome et al. (1996) possono essere riconosciuti sei tipi fondamentali di tabulazione: Gymnodinioide, Suessioide, Gonyaulacoide-Peridinioide, Nannoceratopsioide, Dinophysioide e Procentroide (Fig. 2.9).

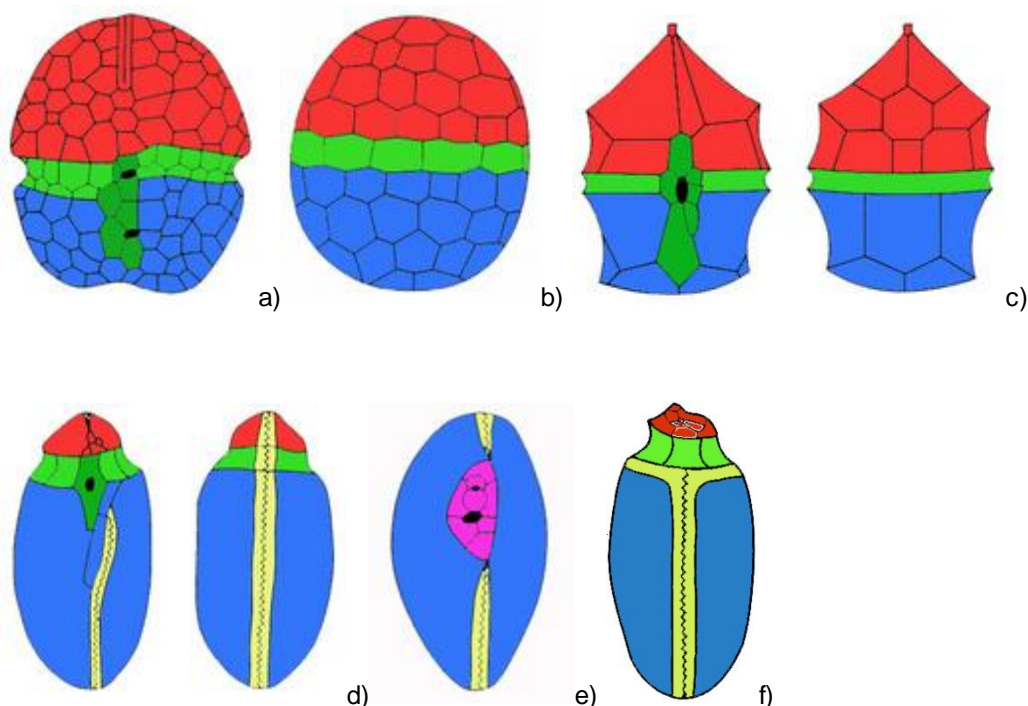


Figura 2.9. Tipi di tabulazione. a) Tabulazione Gymnodinioide; b) Tabulazione Suessioide; c) Tabulazione Gonyaulacoide-Peridinioide; d) Tabulazione Dinophysioide; e) Tabulazione Procentroide. L'area periflagellare è indicata con sottili placchette (in rosa); f) Tabulazione Nannoceratopsioide (Figure tratte da Fensome et al., 1993 e modificate da Mona Hoppenrath).

2.1.3.1. Tabulazione Gymnodinioide

Nella tabulazione Gymnodinioide le vescicole dell'amfiesma sono numerose, piccole, poligonali, più o meno equidimensionali e disposte a caso o, se disposte in apparenti serie longitudinali, comprendono più di 10 serie. I dinoflagellati con questa tabulazione possono essere sia tecati che nudi. Ci sono forme che non hanno placche tecali (alcune specie di *Gymnodinium*), forme con placche non visibili otticamente e forme con placche visibili. Le cisti fossili con una tabulazione Gymnodinioide sono rare e possono essere riconosciute per similarità morfologica con le specie viventi.

2.1.3.2. Tabulazione Suessioide

Nella tabulazione Suessioide le vescicole dell'amfiesma contengono placche disposte in più di 6, ma meno di 11, serie latitudinali ed una serie lungo il solco longitudinale. Le placche tendono ad essere poligonali e più o meno equidimensionali: il numero di placche per serie ed il numero di serie

varia tipicamente all'interno delle singole specie: il cingolo è distintamente o indistintamente marcato da una depressione che può contenere 1 o 2 serie di placche latitudinali. Il genere *Suessia*, le cellule viventi del genere *Symbiodinium* e la specie *Polarella glacialis* hanno questo tipo di tabulazione.

2.1.3.3. Tabulazione Gonyaulacoide-Peridinioide standard secondo Kofoid e Taylor-Evitt

Nella tabulazione Gonyaulacoide-Peridinioide, le vescicole dell'amfiesma hanno placche ben sviluppate disposte in 5 o 6 serie latitudinali più una serie nel solco longitudinale. Il primo sistema di tabulazione ed anche il più utilizzato è il sistema di Kofoid, che coinvolge 4 regioni: il solco, il cingolo, la regione apicale e la regione antiapicale.

Le placche immediatamente anteriori al cingolo, cioè al di sopra di quest'ultimo, costituiscono la serie precingolare, quelle immediatamente posteriori al cingolo costituiscono la serie postcingolare, quelle a contatto col poro apicale danno origine alla serie apicale e quelle nella zona dell'antiapice costituiscono la serie antiapicale. Le placche fra la serie precingolare e apicale, nei generi in cui queste sono presenti, sono dette placche intercalari anteriori, quelle fra la serie postcingolare e antiapicale, quando presenti, sono dette placche intercalari posteriori. Le placche del cingolo e quelle del solco sono dette rispettivamente, serie cingolare e serie sulcale.

In generale le placche apicali, intercalari e precingolari si trovano nell'epiteca; quelle cingolari nel cingolo; quelle sulcali nel solco e quelle antiapicali, intercalari e postcingolari nell'ipoteca.

Nel sistema di Kofoid le singole placche di ogni serie (eccetto quelle del solco) sono numerate consecutivamente iniziando dalla placca più vicina alla posizione medioventrale e procedendo in senso antiorario secondo la visione apicale e da prossimale a distale rispetto all'inserzione del flagello.

Kofoid (1909) propose anche un sistema alfanumerico che definisce la formula di tabulazione (**formula kofoidiana**), la quale esprime il numero totale di placche per ogni serie.

Placche apicali → ‘

Placche intercalari anteriori → **a**

Placche precingolari → ‘‘

Placche cingolari → **c**

Placche postcingolari → ‘’’

Placche intercalari posteriori → **p**

Placche antiapicali → ‘’’’

Placche sulcali → **s**

Le specifiche placche del solco vengono denominate:

sulcale anteriore (**as**),

sulcale accessoria di destra (**ras**),

sulcale destra (**rs**),

sulcale sinistra (**ls**),

posteriore sulcale (**ps**),
 transazionale cingolare/sulcale (**t**).

Altre caratteristiche distintive delle placche, che ne permettono la classificazione, sono l'aspetto liscio od ornato e l'eventuale presenza di areole, fori o pori.

Placche adiacenti sono saldamente unite lungo i margini, cosicché la crescita della teca ha luogo nelle zone suturali tra le placche, dove si formano le caratteristiche bande di crescita.

La figura seguente (Fig. 2.10) mostra la tabulazione standard Gonyaulacoide.

Gonyaulacoid Tabulation

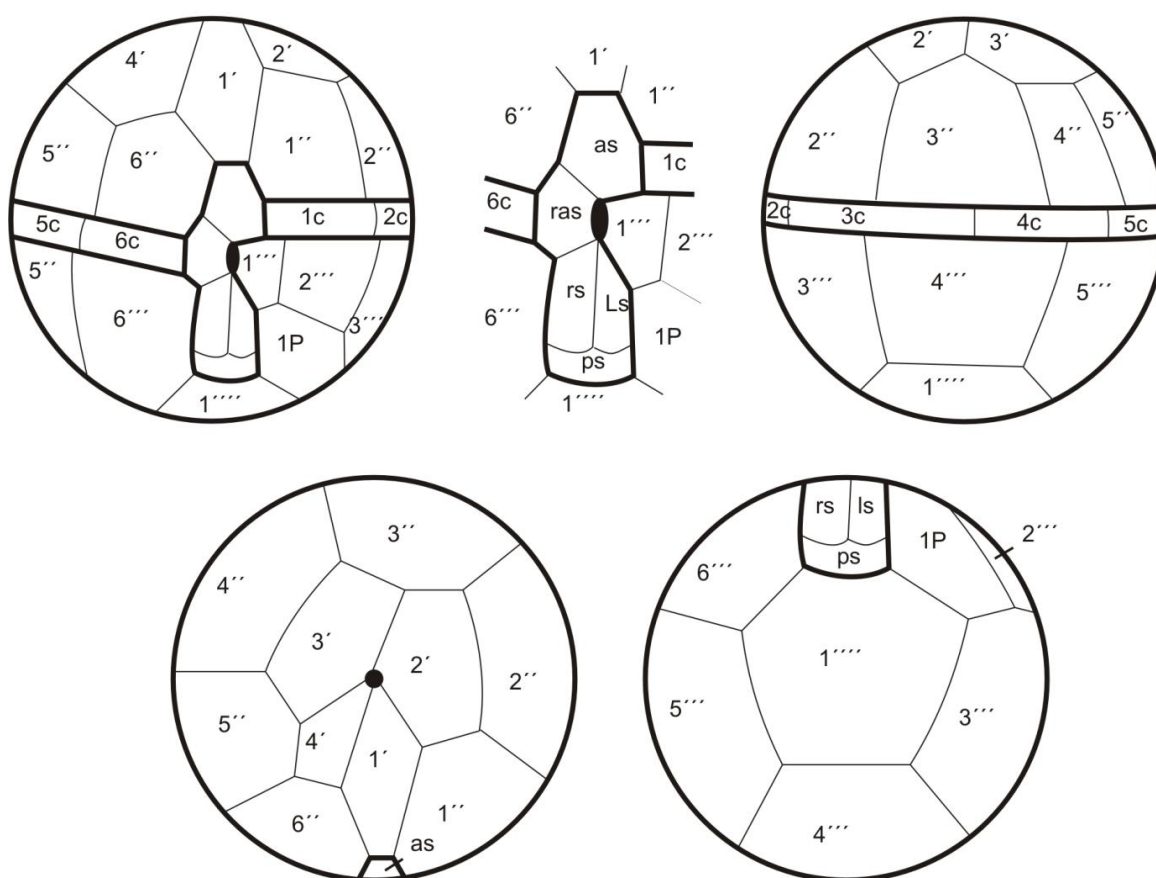


Figura 2.10. Tabulazione standard Gonyaulacoide (proiettata in una sfera) secondo il sistema di Kofoid, in visione ventrale, medioventrale/sulcale, dorsale, apicale e antiapicale.

La tabulazione secondo Kofoid, tuttavia, presenta alcuni problemi. Innanzitutto, non tiene in considerazione le placche omologhe, ossia i cambiamenti che avvengono all'interno di una serie di placche se si ha la fusione di due o più placche o la suddivisione di una singola placca. Questo richiederebbe che tutte le placche della serie coinvolta venissero rinumerate.

Un altro problema è l'assegnazione delle placche ad una serie: per esempio, le placche apicali sono definite come quelle in contatto col complesso del poro apicale che non è sempre presente; esso manca, ad esempio, in molte specie di *Peridinium* e non è rappresentato nelle cisti fossili.

Secondo il sistema di Taylor-Evitt, invece, nella tabulazione Gonyaulacoide vi sono cinque serie latitudinali primarie e non vi è alcuna serie sulcale (Fig. 2.11). Queste cinque serie primarie latitudinali circondano uniformemente e simmetricamente la cellula. Il cingolo è composto da sei placche primarie esagonali allungate indicate a, b, c, d, e ed f. Ci sono sei placche primarie alternativamente esagonali e pentagonali in ciascuna delle serie a contatto col cingolo, la serie precingolare è indicata coi numeri 1, 2, 3, 4, 5 e 6 e la serie postcingolare è indicata con I, II, III, IV, V e VI. Ad ogni polo ci sono tre placche principali chiamate polari (nella parte apicale della teca) e indicate con A, B, C e tre placche antipolari nel polo posteriore della teca indicate X, Y, Z. Per indicare le suddivisioni longitudinali delle placche primarie (cioè le suddivisioni da destra a sinistra) si utilizzano i termini iniziali (i), mediali (m) e ultra (u). Per indicare le suddivisioni latitudinali, invece, si utilizzano i termini vorne (v), mittel (m) e hinten (h). Il sistema di tabulazione di Taylor-Evitt viene usato esclusivamente per descrivere le Gonyaulacali.

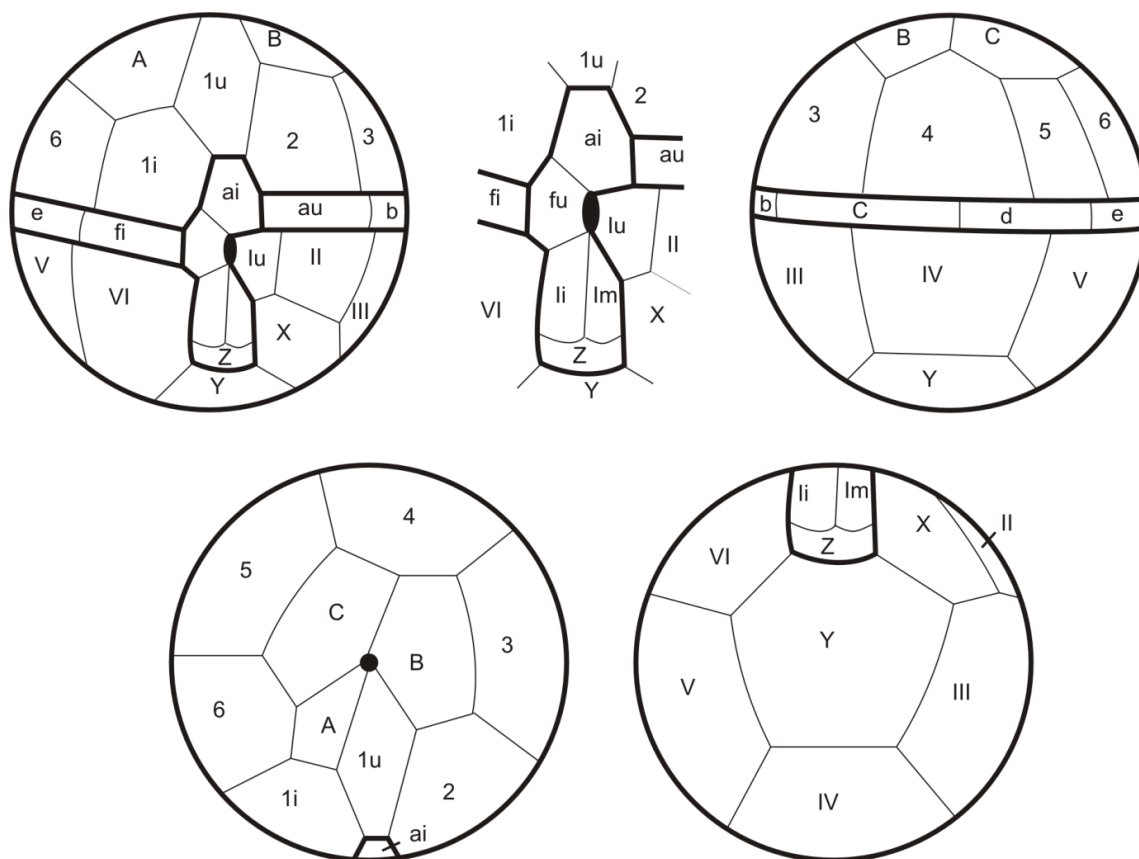


Figura 2.11. Tabulazione standard Gonyaulacoide (proiettata in una sfera) secondo il sistema di Taylor-Evitt, in visione ventrale, medioventrale, dorsale, apicale e antiapicale.

La tabulazione Peridinioid differisce dalla tabulazione Gonyaulacoide in diversi modi. L'epiteca è caratterizzata da tre serie di placche: (1) le placche apicali, a contatto col poro apicale ('), (2) la serie precingolare (''), a contatto col cingolo e (3) la serie intercalare (a), a contatto con le placche precingolari e apicali (Fig. 2.12).

L'ipoteca è caratterizzata da due serie di placche: le placche postcingolari (''), a contatto col cingolo, e uno o due placche antiapicali (''''), posizionate nell'antiapice. La placca intercalare posteriore manca. Il solco contiene quattro piccole placche; la placca anteriore sulcale (as), la placca sulcale destra (rs), la placca sulcale sinistra (ls) e la placca posteriore sulcale (ps). Tra il solco e il cingolo può essere presente una placca di transizione (t). La quantità di placche cingolari può variare, ma sono spesso composte da tre o cinque placche.

Peridinioid Tabulation

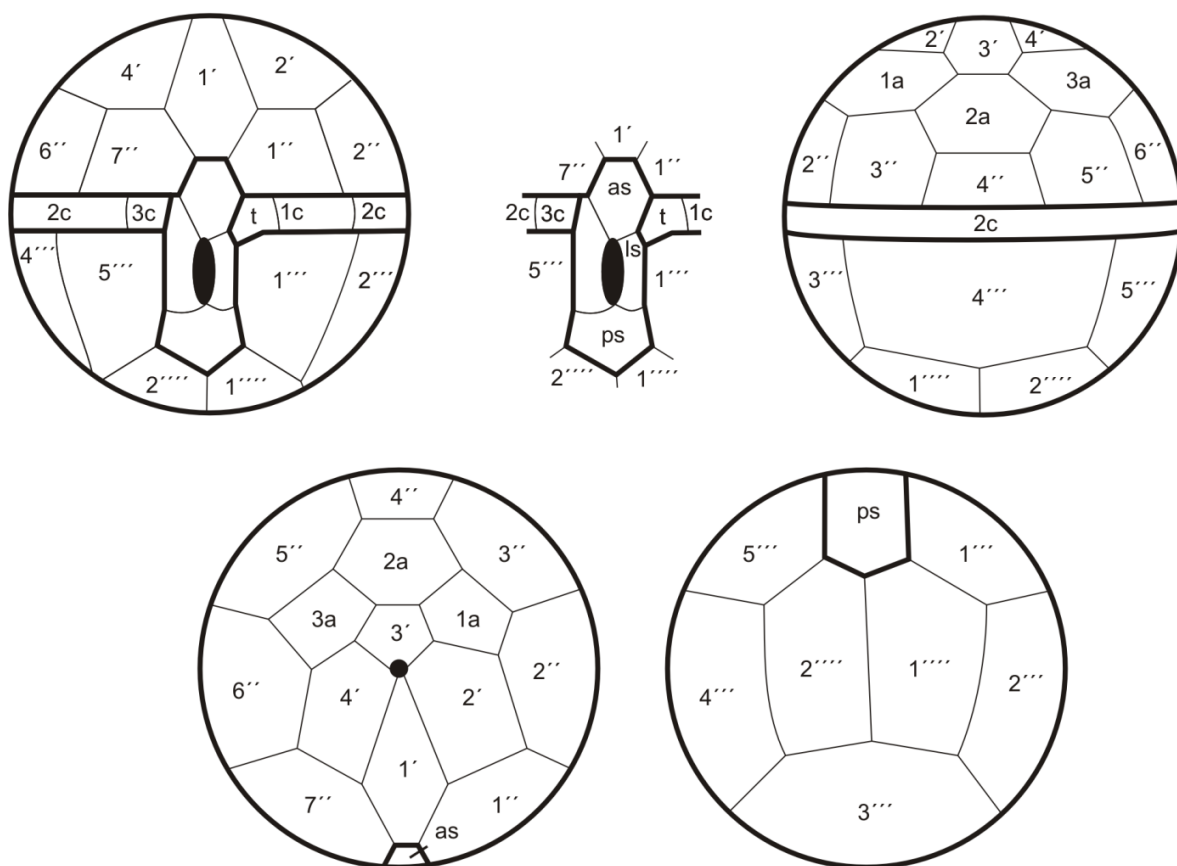


Figura 2.12. Tabulazione standard Peridinioid (proiettata in una sfera) secondo il sistema di Kofoid, in visione ventrale, medioventrale, dorsale, apicale e antiapicale.

2.1.3.4. Tabulazione Dinophysioide

Anche questa tabulazione include un cingolo ed un solco. Le placche sono disposte in 4 serie latitudinali che, di solito, comprendono nell'insieme 18-19 placche. Il sistema di tabulazione più usato è quello di Balech (1980). Le placche cingolari sono 4 (indicate con la lettera C) e la coppia dorsale (C2 e C3) è più grande di quella ventrale. Anche le placche sulcali sono 4. La serie dell'epiteca è anteriore al cingolo e al solco e comprende 4 placche epitecali (indicate con la lettera E), tra le quali la coppia laterale (E2 ed E3) è più larga. Sull'epiteca ventrale, 2 o 3 placche apicali (indicate con A) circondano il poro ventrale (a volte anche menzionato come poro apicale). La serie dell'ipoteca, posteriore al cingolo, comprende anch'essa 4 placche (indicate con H), di cui le due ventrali (H1 e H4) sono più piccole.

2.1.3.5. Tabulazione Nannoceratopsioide

La tabulazione Nannoceratopsioide è conosciuta dall'unico genere giurassico *Nannoceratopsis*. Questa è una via di mezzo tra i tipi di tabulazione Gonyaulacoide-Peridinioide e Dinophysioide. Infatti, il cingolo separa la cellula in un iposoma di tipo Dinophysioide ed un episoma di tipo Gonyauloide-Peridinioide (vedi Fig. 2.9f). La sutura sagittale nell'episoma separa due ampie placche. L'episoma è divisibile in due serie latitudinali di placche che insieme comprendono tipicamente 10 placche più il complesso del poro apicale.

2.1.3.6. Tabulazione Procentroide

Il tipo di tabulazione Procentroide perde il cingolo ed il solco ed ha un'inserzione del flagello più apicale che ventrale. Questo apparente cambiamento nella posizione dell'inserzione del flagello rappresenta probabilmente una differenza nella direzione del moto più che un riarrangiamento della teca. La teca è composta da due placche di grandi dimensioni (o valve), più un piccolo gruppo di placchette periflagellari attorno a due larghi pori anteriori, uno dei quali è il poro flagellare (vedi Fig. 2.9e). Le due valve si uniscono in una sutura sagittale che probabilmente è omologa alla sutura sagittale del tipo Dinophysioide. Una valva è più scavata rispetto all'altra nell'area delle placchette periflagellari e, per convenzione, la valva più scavata è denominata "valva destra", mentre quella meno scavata è la "valva sinistra". Negli studi effettuati fino ad ora, si è visto che le aree periflagellari possono essere costituite da 8 a 12 placchette, il cui arrangiamento mostra una certa prevedibilità.

2.2. Ciclo vitale e formazione della ciste

Tra i protisti, il ciclo di vita può essere: 1) aplontico, in cui le cellule vegetative sono aploidi e lo zigote, se presente, è l'unica cellula diploide nel ciclo di vita; 2) diplontico, in cui le cellule vegetative sono diploidi e i gameti sono le uniche cellule aploidi nel ciclo vitale, o 3) aplodiplontico, in cui vi è un'alternanza di generazioni vegetative aploidi e diploidi. Si pensa che i dinoflagellati, fatta qualche rara eccezione (es: *Noctiluca*), abbiano cicli di vita aplontici (Fensome et al., 1996).

Il ciclo di vita dei dinoflagellati può coinvolgere fasi di riproduzione vegetativa e sessuata e periodi di non motilità quando la cellula resta chiusa all'interno di una ciste.

Esso è caratterizzato da alcune fasi ben distinte:

1. Stadio vegetativo o unicellulare mobile, in cui l'individuo si riproduce asessualmente per fissione; ha dimensione variabile e la sua cellula può essere più o meno rigida per la presenza di placche cellulosiche fibrose che formano la teca, o flessibile se invece si tratta di un individuo proteinico con cavità vuota prossima alla superficie.
2. Stadio della riproduzione sessuata in cui gli schizonti, al pari dei gameti, si uniscono formando una ciste zigotica libera e a breve vita.
3. Stadio di "dinociste" o di ciste di quiescenza, che si forma internamente all'amfiesma per ricostruzione di una teca che, per morfologia riproduce o è simile a quella vegetativa.
4. Durante lo stadio vegetativo la teca diventa più grande e spesso, l'attività diminuisce finché non vengono persi i flagelli rendendo così la teca immobile. Il protoplasma a tal punto si ritrae nella teca dove si vengono a formare 1 o 2 pareti. La teca per attacco batterico viene distrutta e compare così la ciste ipnozigotica.
5. La ciste si comporta come una particella di sedimento e si depone nell'interfaccia acqua-sedimento.
6. Attraverso un'apertura detta **archoopilo** il protoplasma viene lasciato cadere liberamente sul fondo e per meiosi si formano nuove teche, che a loro volta ricostruiscono la teca flagellata. Quest'ultima teca cistica, detta anche **phragma**, è costituita da uno strato interno che è l'endofragma e da uno esterno che è il perifragma.

Nella figura della pagina seguente (Fig. 2.13) è rappresentato lo schema del ciclo vitale dei dinoflagellati.

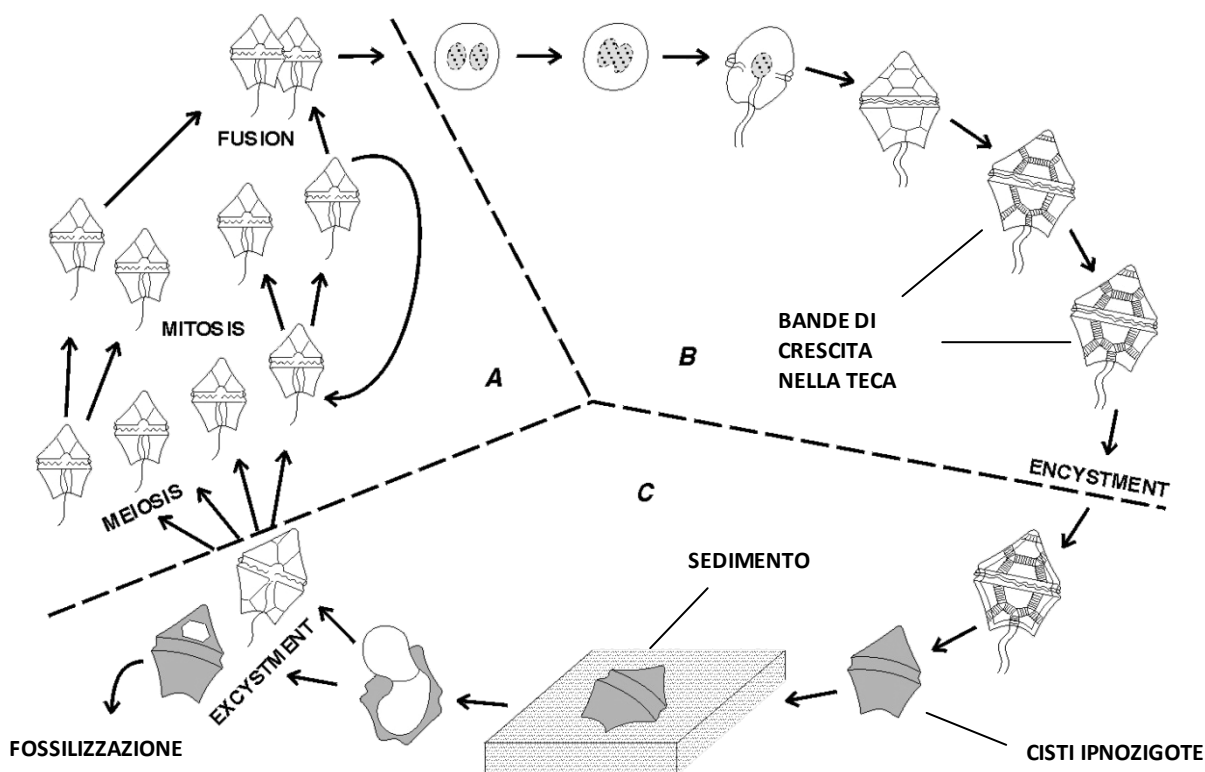


Figura 2.13. Schema riassuntivo del ciclo vitale dei dinoflagellati.

A. Le cellule sono mobili e aploidi.

B. Le cellule sono mobili e diploidi (dotate di nucleo).

C. Le cellule sono non mobili e diploidi.

(Fensome, Riding & Taylor, 1996 figura 4; modificata da Evitt, 1985; figura 1.3).

Le cisti possono restare in uno stato di dormienza per un tempo variabile a seconda della specie e delle condizioni ambientali. Alcune cisti possono germinare anche 12 ore dopo lo stato di quiescenza, altre richiedono mesi o anni. Recenti esperimenti hanno dimostrato che le cisti di alcune specie possono rimanere vitali per quasi un decennio (Lewis et al., 1999). Le cisti possono essere categorizzate in base alla loro funzione (Fensome et al., 1993):

- (1) **resting cysts.** Tali cisti rappresentano uno stadio dormiente nel quale i processi vitali normali sono ampiamente ridotti. Questo tipo di cisti è stata considerata fino ad ora il risultato della riproduzione sessuata: è dunque uno zigote e pertanto viene indicata come "ciste ipnozigotica";
- (2) **vegetative cysts.** Le cisti vegetative sono metabolicamente e/o riproduttivamente attive, sono cellule non mobili contornate da una parete continua. In alcuni dinoflagellati, specialmente quelli parassiti e simbiotici, lo stadio principale del ciclo di vita è rappresentato dalla ciste vegetativa;

- (3) **temporary cysts.** Queste cisti presentano una ben sviluppata pellicola che si forma in condizioni ambientali avverse. La cellula mobile perde i flagelli e la sua parete esterna (incluse le placche nei casi in cui vi siano) e la ciste viene circondata dalla pellicola;
- (4) **digestion cysts.** Questo tipo di ciste è estremamente raro nei dinoflagellati e si forma dopo la digestione del cibo. Fino ad ora non vi sono prove che esse possano preservarsi.

Ci sono molte incertezze relative ai processi fisici e chimici alla base della formazione delle cisti. Generalmente si pensa che la maggior parte delle cisti fossili situate all'interno dei sedimenti, vengano prodotte durante la riproduzione sessuata del ciclo vitale dei dinoflagellati.

2.2.1. Incistamento

Numerose questioni relative all'incistamento dei dinoflagellati sono ancora irrisolte. In particolare, vi sono dubbi relativi alle cause che spingono i dinoflagellati a riprodursi sessualmente e, successivamente, a formare le cisti (e. g., Godhe et al., 2001; Olli & Anderson, 2002). In molti esperimenti in coltura è stato dimostrato che la sessualità e la formazione delle cisti possono essere indotte dal depauperamento delle sostanze nutritive, in particolare dei fosfati e dei nitrati (e. g., Anderson et al., 1984; Anderson & Lindquist, 1985; Blanco, 1995; Olli & Anderson, 2002). Tuttavia, negli studi a lungo termine è stato spesso osservato che la massima formazione delle cisti avviene durante, o subito dopo i periodi di massima divisione cellulare vegetativa con normali concentrazioni di nutrienti (e. g., Ishikawa & Taniguchi, 1996; Montresor et al., 1998). Esperimenti in coltura hanno inoltre dimostrato un'alta incidenza di incistamento riscontrata nella specie *Scrippsiella* cf. *lachrymosa* legata a concentrazioni di nutrienti molto elevate (Olli & Anderson, 2002). Ciò suggerisce che una possibile soluzione a questa discrepanza potrebbe essere data dalle differenti concentrazioni dei nutrienti nelle condizioni locali dell'acqua che circonda le singole specie di dinoflagellati.

Altri fattori che potrebbero influenzare l'incistamento sono la temperatura, la durata del giorno, la radiazione solare, la presenza di un ritmo endogeno di incistamento e la densità delle cellule (e. g., Anderson & Keafer, 1987; Pfister & Anderson, 1987; Costas & Varela, 1989; Kremp & Heiskanen, 1999; Godhe et al., 2001). È stato dimostrato che molti dinoflagellati sono in grado di produrre cisti solo in un limitato intervallo di temperatura. La temperatura, tuttavia, non è di per sé un fattore scatenante l'incistamento. Di recente, inoltre, è stato suggerito che anche il contatto tra cellule adiacenti potrebbe essere determinante nella formazione delle cisti (Uchida, 2001). In generale, l'incistamento dei dinoflagellati non sembra essere direttamente correlato allo stress, ma potrebbe essere piuttosto favorito da condizioni ottimali per la crescita vegetativa.

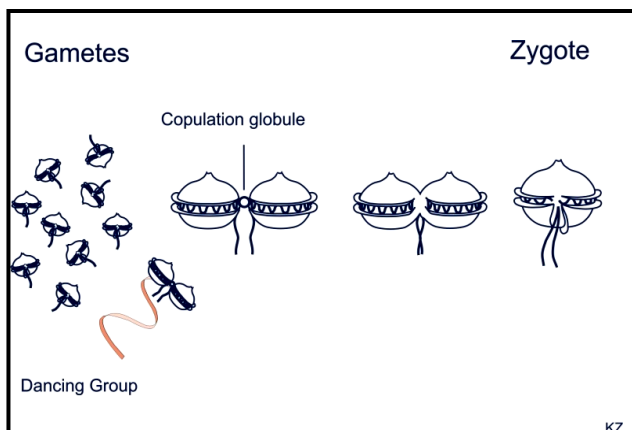


Figura 2.14. Fusione dei gameti (per cortesia di Zonneveld, Karin A. F., non pubblicata).

L' incistamento è caratterizzato da una serie di eventi:

- (1) la cellula smette di nuotare,
- (2) i flagelli vengono persi in corrispondenza delle rispettive inserzioni tecali,
- (3) la teca dello zigote diventa molto più grossa e considerevolmente più grande di quella della cellula vegetativa. Il suo profilo diviene meno regolare ed il protoplasto acquista una consistenza granulare,
- (4) appena la cellula diventa non mobile, il protoplasto si restringe e una o due membrane, destinate a diventare le pareti delle cisti, diventano visibili nello spazio tra il protoplasto e la teca.
- (5) le placche della teca si rompono e vengono in seguito digerite ad opera di batteri: a questo punto si forma la ciste completa (Fig. 2.15).

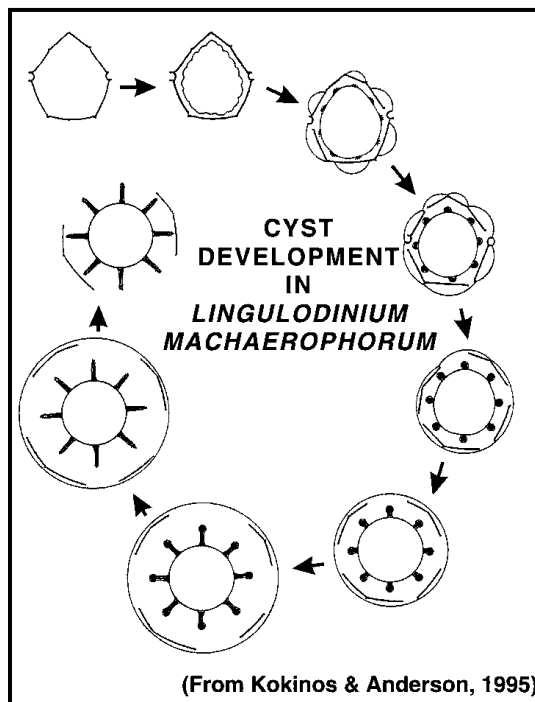


Figura 2.15. Formazione della ciste (modificata da Fensome, Williams, Taylor, MacRae & MacMillan).

2.2.2. Excistamento

L'excistamento può essere attivato o inibito da diversi fattori, quali la temperatura, la disponibilità di luce, la concentrazione di ossigeno e la presenza di ritmi endogeni. L'excistamento in condizioni di coltura può essere spesso inibito dal freddo e indotto dall'aumento di temperatura (e. g., Dale, 1983; Binder, 1986; Pfiester & Anderson, 1987; Kremp & Anderson, 2000). Le specie presentano uno specifico intervallo di temperatura al di fuori del quale non sono in grado di germinare (Bravo & Anderson, 1994; Kremp & Anderson, 2000; Parker, 2002). La disponibilità della luce è generalmente considerata un fattore essenziale per la germinazione e si è dimostrato che una pulsazione luminosa più breve di un secondo potrebbe essere sufficiente ad innescare il processo di germinazione (e. g., Binder & Anderson, 1986; Nuzzo & Montresor, 1999). L'excistamento si osserva negli esperimenti di coltura, anche quando le cisti sono state conservate al buio (e. g., Kremp & Anderson, 2000). È, tuttavia, difficile accertarsi durante questi esperimenti che vengano completamente evitate le pulsazioni luminose di breve durata. Condizioni di anossia nell'interfaccia acqua-sedimento possono inibire la germinazione delle cisti nella maggior parte dei casi, ma non in tutte le specie (Anderson et al., 1987; Kremp & Anderson, 2000; Persson, 2001). Anche la salinità può influenzare il successo dell'excistamento.

2.3. I dinoflagellati fossili

Lo studio paleontologico fino ad oggi ha individuato più di 200 generi fossili di cisti di età mesozoica e cenozoica, appartenenti ad ambienti marini per la maggior parte ed in minor misura a quelli di acqua dolce. Fossili di dinoflagellati si trovano fin dal tardo Triassico e, come già detto precedentemente, la maggior parte dei dinoflagellati fossili sembra rappresentare la fase di *resting cyst*. Le specie produttrici di cisti sono concentrate in poche maggiori categorie tassonomiche. In particolare, i seguenti ordini producono cisti: Gymnodinales, Suessiales, Gonyaulacales e Peridinales. Le dinocisti fossili sono reperibili frequentemente nelle argille, nelle marne, nei calcari e nei fanghi carbonatici.

I primi esemplari fossili furono scoperti da Ehrenberg, che nel 1838 individuò un primo tipo come *Peridinium* ed un secondo tipo, con un corpo sferico centrale ricco di spine radianti, come isticosfere. Secondo Ehrenberg le isticosfere erano zigospore silicee del genere *Xanthidium*, un'alga d'acqua dolce, ma successivamente Mantell (1845) riuscì a dimostrare che gli xanthidi erano composti organici e furono pertanto inclusi nel nuovo genere *Spiniferites*.

La letteratura fa riferimento a sette linee filetiche di dinocisti fossili designate in base alle modalità di formazione dell'arceopilo e alla paratabulazione. La linea cronologicamente più antica è la *Gonyaulacysta*, di cui fanno parte alcune specie tutt'oggi viventi. All'inizio del Giurassico si svilupparono le specie dotate di spine, probabilmente come adattamento per migliorare la fluttuazione nella colonna d'acqua e la difesa.

Nel Cretaceo si ebbe un'ulteriore evoluzione con individui a parete spessa: ciò testimonierebbe un innalzamento del livello marino segnalato anche dalla comparsa di cisti chorate e

cavate che tendono a dominare (insieme alle Peridinioidi) alla fine del Cretaceo, periodo caratterizzato tra l'altro dalla continua presenza della linea *Dinogymnium*.

L'evoluzione nettamente più veloce dei dinoflagellati nel Paleogene, ha fatto sì che molte specie si estinguessero, mentre parallelamente se ne formavano di nuove come quelle del gruppo *Tuberculodinium*, ed altre ancora, come *Gonyaulacysta* e *Peridinium*. Al contrario del Paleogene, la forte crisi del Neogene segnò l'inizio della fase di declino.

Infine la somiglianza tra gli acritarchi e le dinocisti dell'attuale ordine Gymnodinales ha indotto a ritenere che molti acritarchi possano essere dinocisti nude e che, pertanto, siano il ceppo ancestrale dei dinoflagellati tecati (Williams, 1978).

È necessario precisare che i dinoflagellati producono cisti con parete organica e cisti calcaree. Tuttavia, in questo studio verranno prese in considerazione esclusivamente le cisti con parete organica che si ritrovano all'interno di preparati palinologici ottenuti partendo da campioni di roccia sedimentaria attraverso metodologie che saranno descritte in seguito.

2.3.1. Morfologia della ciste

Le cisti dei dinoflagellati sono morfologicamente assai varie. Esse, infatti, possono essere sferiche, ovoidali, ellissoidali, allungate o peridinioidi. Tuttavia sono tutte caratterizzate da un corpo detto **autocisti**, da una parete organica costituita di uno o più strati (autofragma, perifragma, endofragma, mesofragma, ectofragma ed exofragma) e da una cavità fra corpo e parete detta **autocele** che, nelle dinocisti bistratificate, si divide in endocele più internamente e pericele più esternamente. Le principali regioni della ciste, che corrispondono all'epiteca, al cingolo, al solco ed all'ipoteca, sono rispettivamente dette **epicisti**, **paracingolo**, **parasolco** ed **ipocisti**. La superficie della ciste può presentare **parasuture** in forma di creste (*ridges*) o altri elementi che simulano le suture della teca e che dividono la superficie in aree più o meno poligonali che assomigliano alle placche tecali. Queste forme poligonali sulla ciste vengono dette **paraplacche**. Così come la tabulazione comprende il numero e l'arrangiamento delle placche sulla teca, la **paratabulazione** riguarda il numero e l'arrangiamento delle paraplacche sulla ciste. Anche la ciste, inoltre, ha una parte apicale (anteriore), una antiapicale (posteriore), una ventrale (marcata dal parasolco), una dorsale, una destra ed una sinistra.

Le cisti possono avere superficie liscia o ornata da corni, setti o processi variamente lunghi, esili o grossi. Il tipo di processo è un dato diagnostico importante perché permette di classificare a prima vista la ciste come **proximata**, **chorata** o **proximochorata** (Fig. 2.16).

Le cisti proximate, che si suppone formatesi a stretto contatto con la teca, sono le più semplici presentando una forma simile ad una teca e con la superficie liscia o, se presenti, con strutture la cui lunghezza è comunque inferiore ad 1/3 del diametro del corpo cellulare.

Le cisti chorate o proximochorate, invece, hanno un corpo centrale che porta una serie di processi colonnari o spinosi che variano per numero, posizione e morfologia.

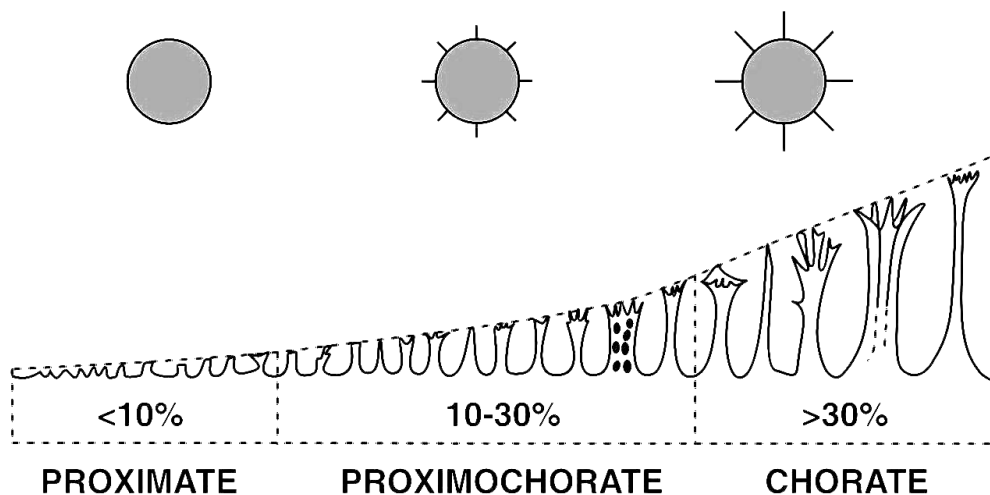


Figura 2.16. Uso dei termini descrittivi proximate, proximochorate e chorate basato sulla lunghezza dei processi come percentuale del diametro più corto del corpo centrale della ciste (da Fensome et al., 1996).

In aggiunta a queste caratteristiche morfologiche, gli autori identificano una ciste come **cavata**, quando è formata da due corpi, uno più esterno ed uno più interno, a contatto limitato e con spazi intercorrenti. Quest'ultimo tipo è quello a cui si riconducono molte dinocisti peridinioidi come il genere *Deflandrea*.

Le dinocisti presentano un'apertura di excistamento denominata archeopilo; esso si forma per la perdita parziale di una o più placche che formano l'opercolo, oppure per la rottura della sutura fra le placche adiacenti. L'archeopilo in termini generali può essere di tipo a fessura (*slit-like*) o più comunemente di tipo a lembo (*flap-like*) o può consistere nella rimozione di una completa sezione della parete, l'opercolo appunto, corrispondente ad una o più paraplacche.

Anche l'archeopilo costituisce un altro importante parametro classificativo in quanto può occupare posizioni differenti nelle varie specie. Se coinvolge una o più paraplacche di una singola serie è detto apicale, intercalare, precingolare, cingolare; se coinvolge due o più serie di placche è detto di combinazione (Fig. 2.17).

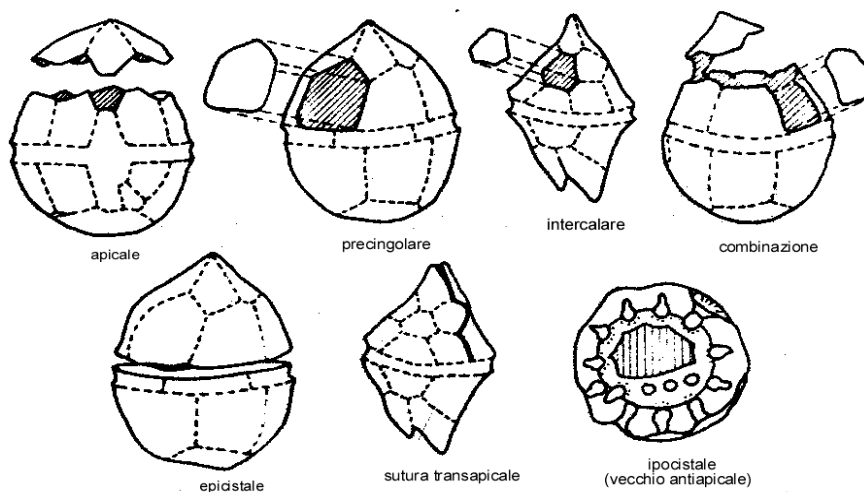


Figura 2.17. Principali tipi di archeopilo (modificato da Evitt, 1967).

2.3.1.1. Tabulazione e Paratabulazione

La tabulazione è senza dubbio la caratteristica morfologica più significativa nella sistematica dei dinoflagellati. Nello studio delle dinocisti le condizioni sono diverse e assai complesse in quanto la paratabulazione è spesso espressa in maniera incompleta o imperfetta e le cisti mostrano una grande diversità di dettagli morfologici (quali i processi o l'arceopilo) che sono più facili da analizzare.

2.3.1.1.1. Le caratteristiche dei gymnodinoidi

La famiglia Gymnodiniaceae non ha conferme nei record fossili; ma le cisti a parete organica dei moderni generi *Cochlodinium*, *Gyrodinium* e *Gymnodinium* fanno supporre che le cisti potrebbero essere rappresentate nei record fossili probabilmente come acritarchi (Sangiorgi, 2000).

Harland (1981) e Matsuoka & Fukuyo (1986) riportano nei loro studi la presenza di cisti con affinità alle Polykrikaceae nel Neogene. La famiglia Suessiaceae era riportata unicamente nel record fossile del tardo Triassico-Giurassico fino al 1999, anno in cui Montresor, Procaccini e Stoecker scoprirono la presenza di un piccolo dinoflagellato gymnodinioide (*Polarella glacialis*) avente una notevole somiglianza alle cisti fossili della famiglia Suessiaceae. Le cisti sono proximate o proximochorate con tabulazione riflessa da creste suturali o da processi centrati nelle placche di forma e disposizione variabile a seconda della specie.

2.3.1.1.2. Le caratteristiche dei peridinioidi

Le principali caratteristiche sono: simmetria bilaterale, tre ampie placche intercalari anteriori, 7 placche precingolari, 5 postcingolari e 2 placche antiapicali. Questo è uno dei gruppi più comunemente riscontrati nei record fossili. I più importanti generi sono quelli appartenenti al complesso *Deflandrea*, esistente ancora oggi a partire dal Cretaceo, e al complesso *Wetzeliella* (Paleocene-Miocene). Hanno di solito una pronunciata compressione dorsoventrale e possono presentare due corni antiapicali. Quando questi ultimi sono presenti e divergono in dimensioni, il più grande è generalmente il sinistro. Le cisti peridinioidi sono proximate o cavate; le cisti chorate sono estremamente rare. La forma è variabile da subsferica a compressa dorsoventralmente. Esempi moderni di peridinioidi sono rappresentati da *Protoperidinium* spp. e *Peridinium* spp.. Le indicazioni di paratabulazione sono piuttosto rare o incomplete, in quanto in molte specie essa è ristretta alle suture associate all'arceopilo sull'epicisti dorsale. Va detto che il paracingolo e il parasolco sono generalmente indicati nella formula di tabulazione, ma le placche che compongono queste aree non possono essere distinte. È principalmente l'arceopilo che fornisce la migliore evidenza di tabulazione.

2.3.1.1.3. Le caratteristiche dei gonyaulacoidi

Si tratta di un gruppo molto complesso ed ampio, le cui caratteristiche vengono confrontate con quelle dei peridinioidi. In particolare vengono messe a confronto le caratteristiche dei moderni generi *Peridinium* e *Gonyaulax*.

Le placche intercalari anteriori in *Peridinium* sono larghe, dorsali e in posizione simmetrica, mentre in *Gonyaulax* sono assenti oppure piccole e asimmetriche. In *Peridinium* vi sono 7 placche precingolari ed in *Gonyaulax* le placche precingolari sono 6. Le placche postcingolari sono 5 in *Peridinium* e 6 in *Gonyaulax*. Nessuna placca intercalare posteriore è presente in *Peridinium*, mentre la singola placca presente in *Gonyaulax* ne accentua l'asimmetria sul lato sinistro dell'ipoteca. In *Peridinium*, inoltre, vi sono due placche antiapicali quasi simmetriche che contrastano l'unica placca antiapicale presente in *Gonyaulax*.

Per semplificare tale complessità e per aiutare nell'identificazione delle cisti, è utile suddividere le dinocisti gonyaulacoidi in 4 gruppi basandosi sulle differenze nella disposizione delle placche posteriori al cingolo:

1. **quinqueformi**: la configurazione dell'ipoteca mostra una placca di grandi dimensioni all'antiapice circondata da altre 5 placche;
2. **sexiformi**: ci sono 6 placche intorno alla placca antiapicale (come in *Gonyaulax* e in *Spiniferites*),
3. **partiformi**: l'area antiapicale è suddivisa in due paraplacche,
4. **corniformi**: le due placche dell'ipoteca formano due corni (come in *Ceratium*).

Per quanto riguarda lo studio delle dinocisti gonyaulacoidi va sottolineato che è più semplice riconoscere il gruppo dei corniformi grazie alla loro particolare forma distintiva piuttosto che attraverso la paratabulazione, la quale spesso si presenta incompleta. Gli altri gruppi invece mostrano una paratabulazione sufficientemente visibile e ciò ne rende possibile il riconoscimento specifico.

2.4. Applicazioni

2.4.1. Applicazioni biostratigrafiche

Gli studi morfologici sulle cisti dei dinoflagellati si sono moltiplicati durante gli anni Settanta e Ottanta sotto la spinta della ricerca petrolifera nel Mare del Nord, dove le dinocisti si sono rivelate il principale strumento biostratigrafico per la definizione del Giurassico e del Cretaceo. Questa scoperta ha portato ad un approfondimento dello studio morfologico delle cisti e delle loro relazioni evolutive, anche in ambiente accademico; la sintesi di Evitt (1985) rappresenta il punto massimo di questo sforzo in quegli anni. In seguito i palinologi si sono impegnati per definire sempre meglio i criteri classificativi delle dinocisti, per avere *markers* stratigrafici sempre più attendibili. A tal proposito va detto che gli schemi stratigrafici del Mesozoico e del Neozoico (Paleogene) del mare del Nord sono dettagliatissimi (es: 25 palinozone e 60 sottozone nel Giurassico). Ovviamente questo è dovuto all'estrema velocità di variazione delle dinocisti nel tempo e alle favorevoli condizioni di sviluppo delle stesse, nonché delle condizioni di fossilizzazione.

2.4.1.1. Biostratigrafia e zonazioni

La Commissione Internazionale di Stratigrafia (ICS) facente parte del gruppo IUGS (*International Union of Geological Sciences*) ha dichiarato che la biostratigrafia è "l'elemento della stratigrafia che si occupa della distribuzione dei fossili nel record stratigrafico e dell'organizzazione degli strati in unità, sulla base del loro contenuto fossilifero" (Salvador, 1994; p. 55). Le unità biostratigrafiche sono dunque "unità basate sul contenuto fossilifero all'interno dei corpi rocciosi" (Salvador, 1994; p. 8). La maggior parte dei limiti biostratigrafici sono diacroni; cioè la prima e l'ultima comparsa dei fossili sono raramente sincroni in tutto il mondo. L'unità biostratigrafica fondamentale è la zona biostratigrafica, comunemente abbreviata in **biozona**. Secondo la Commissione Internazionale di Stratigrafia, una biozona è "un termine generale per indicare qualsiasi tipo di unità biostratigrafica" (Salvador, 1994, p. 55). Una definizione più sintetica è quella del Comitato Norvegese sulla Stratigrafia che ha definito una biozona come "un corpo di sedimenti o una roccia sedimentaria caratterizzata e definita da uno specifico contenuto fossilifero". Johnson (1992) suggerisce che queste definizioni implicano che gli unici tipi di unità biostratigrafica sono zone e che le zone comprendono quindi tutti i tipi di associazioni fossilifere contenute nelle rocce. Loutit et al. (1988) hanno dichiarato che una biozona rappresenta solo quei sedimenti che contengono i taxa utilizzati per definire le biozone. Così, una biozona non può essere isocrona in tutto il mondo.

Va detto che in base al codice stratigrafico applicato, possono esservi differenti tipi di biozone. A tal proposito deve essere chiarito il concetto di tempo e il suo rapporto con le biozone. Johnson (1992) ha considerato alcuni fondamentali concetti per spiegare l'importanza del tempo nelle zone biostratigrafiche: le unità di tempo rappresentano la durata della vita di una specie o della fauna e le unità cronostratigrafiche sono equivalenti alle **cronozone**, in quanto presentano confini ideali, sincroni in tutto il mondo. Le biozone dunque possono rappresentare la durata di vita delle specie, o delle

faune (o delle flore se si considerano i palinomorfi), ma le comparse individuali e le estinzioni dei taxa non sono probabilmente sincrone a livello mondiale. Le biozone non sono unità cronostratigrafiche; i loro confini infatti non sono generalmente sincroni e possono riflettere l'influenza della lenta migrazione dei taxa, il controllo ambientale, gli effetti della diagenesi sulla fossilizzazione, o la frequenza di campionamento. Tuttavia, le biozone sono indicative di un tempo, anche se i loro confini sono diacroni.

Secondo Johnson (1992), le zone biostratigrafiche devono avere i seguenti attributi: 1) esse sono corpi di roccia contenenti fossili indicativi di uno specifico intervallo di tempo, 2) il più basso e il più alto evento di comparsa nella sequenza dei fossili possono essere utilizzati per definire i confini della zona, 3) i fossili contenuti caratterizzano la zona e 4) le comparse dei taxa possono essere diacrone.

La zona biostratigrafica è uno dei mezzi per la determinazione dell'età relativa e per correlare le rocce, ma così come il suo limite non è sincrono in tutto il mondo, essa non è equivalente alla cronozona. Secondo la Commissione Nord Americana sulla Nomenclatura Stratigrafica (1983) una cronozona è "un'unità formale cronostratigrafica non-gerarchica, ma spesso ristretta, i cui confini possono essere indipendenti da quelli delle unità gerarchiche". In tal modo, il Codice utilizza i termini di **biocronozona** e **litocronozona**.

Loutit et al. (1988) hanno dichiarato che una biocronozona "rappresenta tutti i sedimenti depositati a livello mondiale tra gli specifici eventi evolutivi di fauna e flora". Così, i confini di una biocronozona, se riconoscibili, sono sincroni. Una biocronozona dipende innanzitutto dal *range* di distribuzione totale di una specie, ed è per definizione, isocrona in tutto il mondo. Johnson (1992) ha tuttavia sottolineato che in realtà è impossibile riconoscere le biocronozone, poiché i loro confini non possono essere determinati. Per questo motivo bisognerebbe evitare il termine biocronozona (Stover et al., 1996).

Le biozone devono essere riconosciute formalmente e per tale motivo devono contenere il riferimento ad una sequenza stratigrafica in cui la zona è tipicamente sviluppata, e il riferimento alla sua estensione territoriale. Il nome della biozona può essere stabilito in base a uno o due taxa caratteristici o ad una combinazione di lettere provenienti da questi taxa.

Infine, altro concetto importante in biostratigrafia è il concetto di **stratotipo**. Uno stratotipo comprende il limite inferiore e il limite superiore della zona.

Come precedentemente detto, le biozone possono essere di diversi tipi. Tuttavia, esse sono tutte dipendenti dagli intervalli di distribuzione dei taxa (*ranges*).

Per stabilire una certa continuità nella terminologia per gli eventi di prima e ultima comparsa dei taxa, Berggren & Van Couvering (1978) hanno introdotto i termini di "dato di prima comparsa" (*First Appearance Datum* o **FAD**) e "dato di ultima comparsa" (*Last Appearance Datum* o **LAD**).

FAD si riferisce alla più antica, e dunque prima, comparsa, mentre LAD si riferisce alla più giovane, e dunque ultima, comparsa di una specie. A questo proposito, può essere introdotto anche il concetto di **zona evolutiva** (o **biozona filetica** in base alla Commissione di Stratigrafia della Società Geologica Italiana), che rappresenta l'intervallo tra due successivi eventi di ultima comparsa in una linea evolutiva. Teoricamente, tale zona dovrebbe essere più precisa dal punto di vista temporale. Se

da un punto di vista teorico questa biozona assicura la definizione della reale distribuzione verticale totale, l'applicabilità di quest'ultima è assai incerta ed ha uso limitato, anche perché risente dell'interpretazione, che può essere soggettiva, dei possibili rapporti filetici. Salvador (1994) fa notare come, tra tutte le biozone, le biozone filetiche siano quelle che hanno un più forte legame con le cronozone. Un altro tipo di biozona è la **zona di intervallo** in cui sono definiti solo il limite inferiore e quello superiore, ossia è una serie di strati definita da due bio-orizzonti (cioè da due eventi biostratigrafici). La **zona oppeliana** (o **cenozona**) è invece una zona caratterizzata da una particolare associazione di fossili, che compaiono più o meno contemporaneamente alla base e si estinguono altrettanto contemporaneamente al tetto della sequenza.

In linea generale si può dunque affermare che la maggior parte delle zonazioni è basata sulla successione di eventi di comparsa che, purtroppo, non possono essere riconosciuti in modo rigoroso durante i sondaggi a distruzione di nucleo (*cuttings*) nelle sezioni di sottosuolo.

Grazie alla loro ampia diffusione e alla resistenza della sostanza organica che ne costituisce la parete, le cisti dei dinoflagellati fossili sono uno dei principali gruppi utilizzati in biostratigrafia, particolarmente nelle situazioni in cui i microfossili calcarei non sono preservati o sufficientemente abbondanti. Nel Cretaceo, quando si è verificata la loro massima diversificazione, risultano essere di particolare importanza. Ci sono infatti numerose zonazioni a dinoflagellati, con provata validità stratigrafica, applicabili su vaste aree, basate sul riconoscimento dei già menzionati FAD (*First Appearance Datum*) e LAD (*Last Appearance Datum*) di alcune importanti specie *index*, cioè specie che, in base a quanto presente in letteratura, presentano un alto significato biostratigrafico.

2.4.1.2. Introduzione alla biostratigrafia a dinoflagellati del Miocene

Essendo questa tesi mirata allo studio delle associazioni a dinocisti del Miocene di alcune sezioni della Calabria e della Sardegna, è necessario discutere degli eventi calibrati di prima e ultima comparsa (FAD e LAD) delle specie *index* nell'area del Mediterraneo.

Il Terziario (Tab. 2.2), suddiviso nei subperiodi Paleogene e Neogene, fu un periodo di crescente differenziazione climatica tra le regioni polari e tropicali, con interposte le regioni temperate.

Period & Subperiod	Epoch & Subepoch	Age	Age (Ma)
Tertiary	Pliocene	Piacenzian	2.588
		Zanclean	3.600
	Miocene	Messinian	5.332
		Tortonian	7.246
		Serravalian	11.608
		Langhian	13.65
		Burdigalian	15.97
		Aquitanian	20.43
			23.03
	Oligocene	Chattian	28.4
		Rupelian	33.9
	Eocene	Priabonian	37.2
		Bartonian	40.4
		Lutetian	48.6
		Ypresian	55.8
	Paleocene	Thanetian	58.7
		Selandian	61.7
		Danian	65.5

Tabella 2.2. Unità cronostratigrafiche internazionali approvate dalla Commissione Internazionale di Stratigrafia (ICS) e ratificata dall'Unione Internazionale delle Scienze Geologiche (IUGS). (Tabella tratta e modificata da Head et al., 2008).

Il riconoscimento di bio-orizzonti cosmopoliti a dinoflagellati nel Terziario è reso assai complicato dalla provincializzazione delle specie, in particolare nel Neogene. I bio-orizzonti discussi da Haq et al. (1987) mostrano un andamento caratteristico. Gli eventi LAD sono più o meno costantemente spazati durante tutto il Terziario, mentre gli eventi FAD sono concentrati per lo più nell'intervallo Paleocene-Eocene (Stover et al., 1996).

La prima zonazione formale per il Neogene d'Italia è stata proposta da Powell (1986b). Egli ha definito otto zone di associazione, ciascuna con due o tre sottozone, che si estendono dall'Oligocene superiore al Serravalliano superiore (intervallo NP25-NN7 della zonazione a nannoplancton).

Successivamente Powell (1992b) ha pubblicato una zonazione del Terziario a dinoflagellati per l'area nord-occidentale europea. Le sezioni di riferimento provengono dalla Danimarca (Jutland), dall'Inghilterra meridionale (Isola di Wight), dal Belgio, dalla Germania e dal bacino Nord-Atlantico. Powell (1992b) ha considerato le 34 zone come zone di intervallo. All'interno dei 36.5 milioni di anni

rappresentati dagli strati del Paleogene, ci sono 27 zone rispetto alle sette zone presenti in 24 milioni di anni nel Neogene. La base delle zone di Powell è caratterizzata da un FAD di una determinata specie. Per ciascuna zona, Powell (1992b) ha utilizzato delle "sottovoci": fonte, riferimento, sezione, definizione dei limiti biozonali, eventi diagnostici, calibrazione, età cronostratigrafica e commenti. La calibrazione è stata realizzata prendendo in considerazione anche le zone coeve a nanfossili calcarei e foraminiferi planctonici. Powell ha basato la sua zonazione sugli studi di Caro (1973), Hansen (1977), Knox et al. (1981), Heilmann-Clausen (1985; 1988) e Powell (1988) per il Paleocene; Caro (1973), Costa & Downie (1976), Eaton (1976), Chateauneuf & Gruas-Cavagnetto (1978), Costa et al. (1978), Bujak (1979), Ioachim (1979), Costa & Müller (1978) e Bujak (1979) per l'Oligocene; Harland (1979) e Piasecki (1980a) per il Miocene-Pliocene.

Il Neogene è stato un periodo caratterizzato da condizioni climatiche ben differenziate con un progressivo raffreddamento, il quale portò anche alla riduzione nel numero di taxa delle dinocisti. Pertanto, ci sono meno FAD che LAD. Tuttavia, Stover et al. (1996) assumono che dei quattro bio-orizzonti FAD del Neogene riportati da Haq et al. (1987), tre sono in accordo con quelli di Powell (1992b): *Hystrichosphaeropsis obscura*, vicino al top della nannozona NN1 nell'Aquitano; *Amiculosphaera umbracula* collocato all'interno della nannozona NN9 del Tortoniano secondo Haq et al. (1987) e precedente rispetto a Powell (1992b), e *Spiniferites splendidus* a circa 7 Ma, ancora una volta all'interno del Tortoniano. Un altro importante evento FAD che si verifica in prossimità del limite Oligocene-Neogene è quello di *Ectosphaeropsis burdigalensis* (Brinkhuis et al., 1992). La coincidenza degli eventi LAD e FAD riportati in Haq et al. (1987) rispetto a quelli riportati in Powell (1992b), è molto scarsa, fatte poche eccezioni, tra le quali *Cleistosphaeridium placacanthum* a 11 Ma secondo Haq et al. (1987) e 12 Ma secondo Powell (1992b), e *Spiniferites splendidus* a circa 4 Ma secondo Haq et al. (1987) e circa 3 Ma secondo Powell (1992b). Ciò riflette probabilmente la mancanza o l'imprecisione degli studi relativi alle associazioni a dinocisti del Neogene, ma anche il possibile diacronismo dovuto a condizioni ambientali differenti. I LAD di *Cordosphaeridium cantharellus*, *Distatodinium craterum*, *Cleistosphaeridium placacanthum*, *Unipontidinium aquaeductum* e *Hystrichosphaeropsis obscura*, non solo sono sequenziali sia in Powell (1992b) che in Haq et al. (1987), ma possono essere utili come *markers* regionali o cosmopoliti (Stover et al., 1996).

Ma	PERIOD	EPOCH	AGE	FORAM ZONE	NANNOFOSSIL ZONE	DINOFLAGELLATE BIOHORIZON				
						Powell (1992)	Haq et al. (1987)			
5	TERTIARY	PLEISTOCENE	PIACENZIAN	N23	CN15	NN1	<i>Spiniferites elongatus</i> +	<i>Nematospaeropsis abyrinthea</i> <i>Lingulodinium machaerophorum</i> <i>Tectatodinium pellitum</i> <i>Spiniferites septentrionalis</i>		
				N22	CN14	NN2				
				N21	CN13	NN3				
		5	MIOCENE	EARLY	ZANCLEAN	N20	CN11	NN5	<i>Spiniferites</i> cl. <i>pseudofurcatus</i> +	<i>Melittasphaeridium choanophorum</i> <i>Hystrichosphaeropsis obscura</i> <i>Spiniferites splendidus</i>
					N19	CN10c	NN4			
				N18	CN10a	NN3				
		10	MIOCENE	LATE	MESSINIAN	N17	CN9b	NN11	<i>Spiniferites splendidus</i> +	<i>Spiniferites splendidus</i> <i>Spiniferites pseudofurcatus</i>
					N16	CN9a	NN10			
				TORTONIAN	N15	CN8b	NN9	<i>Amiculosphaera umbracula</i>	<i>Amiculosphaera umbracula</i>	
		N14	CN7b	NN8						
		15	MIOCENE	MIDDLE	SERRAVALLIAN	N13	CN7a	NN7	<i>Achomosphaera andalousiensis</i>	<i>Systematophora placacantha</i> <i>Apteodinium australiense</i>
						N12	CN5b	NN6		
						N11	CN5a	NN5		
		20	MIOCENE	EARLY	BURDIGALIAN	N10	CN4	NN5	<i>Unipontidinium aquaeductum</i>	<i>Pentadinium laticinctum</i> <i>Apteodinium spiridoides</i>
						N9	CN3	NN4		
						N8	CN2	NN3		
		25	MIOCENE	EARLY	AQUITANIAN	N7	CN1c	NN2	<i>Hystrichosphaeropsis obscura</i> +	<i>Hystrichosphaeropsis obscura</i>
						N6	CN1b	NN1		
						N5	CN1a	NN1		
		30	OLIGOCENE	LATE	CHATTIAN	P22	CP19b	NP25	<i>Tuberculodinium vancampoeae</i>	<i>Deflandrea</i> spp. <i>Wetzeliiella</i> spp. <i>Chiropteridium lobospinosum</i> <i>Phthanoperidinium</i> spp. <i>Areoligera</i> spp. <i>Polysphaeridium congregatum</i>
						P21	CP19a	NP24		
						P20	CP18	NP23		
		35	OLIGOCENE	EARLY	RUPELIAN	P19	CP17	NP22	<i>Chiropteridium lobospinosum</i> +	<i>Rhombodinium draco</i> <i>Samlandia chlamydotheca</i> <i>Enneadocysta arcuata</i> <i>Corrudinium incompositum</i>
						P18	CP16c	NP21		
						P17	CP16b	NP20		
		40	OLIGOCENE	LATE	PRIABONIAN	P16	CP15b	NP19	<i>Chiropteridium lobospinosum</i>	<i>Areosphaeridium diktyoplokus</i> <i>Operculodinium divergens</i>
						P15	CP15a	NP18		
						P14	CP14b	NP17		
		45	OLIGOCENE	MIDDLE	LUTETIAN	P13	CP14a	NP16	<i>Wetzeliiella gochtii</i>	<i>Melittasphaeridium pseudorecurvatum</i>
						P12	CP13c	NP15		
P11	CP13b					NP14				
50	OLIGOCENE	EARLY	YPRESIAN	P10	CP13a	NP13	<i>Rhombodinium perforatum</i> <i>Wetzeliiella simplex</i> <i>Rhombodinium porosum</i> <i>Rhombodinium draco</i>	<i>Rhombodinium perforatum</i> <i>Adnatosphaeridium multispinosum</i> <i>Homotryblium tenuispinosum</i> <i>Apectodinium homomorpha</i> <i>Heteraulacacysta porosa</i>		
				P9	CP12b	NP12				
				P8	CP12a	NP11				
55	OLIGOCENE	EARLY	YPRESIAN	P7	CP11	NP10	<i>Glaphyrocysta intricata</i>	<i>Heteraulacacysta porosa</i> <i>Eocladopyxis peniculata</i> <i>Homotryblium abbreviatum</i> <i>Eatonicysta ursulae</i>		
				P6	CP10b	NP9				
				P5	CP10a	NP8				
60	PALEOCENE	LATE	THANETIAN	P4	CP9	NP7	<i>Enneadocysta arcuata</i> <i>Phthanoperidinium comatum</i>	<i>Enneadocysta arcuata</i> <i>Charlesdownia</i> spp. <i>Oligosphaeridium complex</i>		
				P3b	CP8	NP6				
				P3a	CP7	NP5				
65	PALEOCENE	EARLY	DANIAN	P2	CP6	NP4	<i>Pentadinium laticinctum</i> <i>Charlesdownia coleothrypta</i> <i>Dracodinium variegatum/simie</i> <i>Wetzeliiella meckelleidensis/astria</i> <i>Phetodinium magnificum</i> +	<i>Areosphaeridium diktyoplokus</i> <i>Hystrichosphaeridium tubiferum</i> <i>Deflandrea oebisfeldensis</i> <i>Spiniferites septatus</i>		
				P1c	CP5	NP3				
				P1b	CP4	NP2				
				P1a	CP3	NP1	<i>Alisocysta margarita</i> + <i>Cerodinium speciosum</i>	<i>Alisocysta margarita</i> <i>Palaeoperidinium pyrophorum</i>		
							<i>Spinidinium densispinatum</i>	<i>Glaphyrocysta ordinata</i> <i>Alisocysta margarita</i>		
							<i>Palaeocystodinium australinum</i> <i>Spiniferites cryptovesiculatus</i>	<i>Danea californica</i> <i>Senoniasphaera inornata</i>		
							<i>Xenicodinium lubricum</i>	<i>Cerodinium diebelii</i>		
							<i>Tectatodinium rugulatum</i> <i>Carpatella cornuta</i>	<i>Spiniferites septatus</i> <i>Damassadinium californicum</i>		

Tabella 2.3. Confronto tra gli eventi FAD dei taxa del Terziario riportati in Powell (1992b) e gli eventi FAD e LAD riportati in Haq et al. (1987) (figura tratta da Stover et al., 1996).

Nello studio del Miocene dell'area Mediterranea risulta essere di fondamentale importanza il lavoro di Biffi & Manum (1988), i quali hanno preso in considerazione quattro sezioni dell'Italia centrale (Umbria-Marche). Essi hanno definito sette zone oppeliane, contrassegnate da simboli alfa-numeriche, e sei sottozone. Tutte le zone e le sottozone descritte sono correlate con le zone standard a foraminiferi planctonici (da P17 a parte di N8) e nannofossili (NP20-NN4). Brinkhuis et al. (1992) hanno proposto una zonazione a dinoflagellati per l'Oligocene-Miocene inferiore nell'Italia centrale e nord-occidentale, definendo 3 zone e 6 subzone. La zonazione è anch'essa correlata alle zonazioni a nannofossili e foraminiferi planctonici e in parte alla magnetostratigrafia. Recentemente, Pross et al. (2009) hanno aggiornato e raffinato questo schema zonale, calibrandolo alla scala magnetostratigrafica, e producendo così un riferimento valido per l'Oligocene della Tetide occidentale.

Sono state studiate sistematicamente anche le associazioni a dinoflagellati di medie latitudini del Neogene del Nord America. de Verteuil & Norris (1991, 1992a), hanno realizzato la zonazione del Miocene-Pliocene del Maryland e della Virginia, riconoscendo 11 zone mediante lo studio di numerosi pozzi carotati sulla piattaforma continentale. Gli stessi autori (1992b) hanno definito, inoltre, 10 zone a dinoflagellati nel Miocene del Maryland e della Virginia su una serie di FAD o LAD di singole specie. Ogni zona si estende su circa 2 milioni di anni ed è correlata con le zonazioni a nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici. La zonazione è ulteriormente perfezionata dalla delimitazione di 60 bioorizzonti. I FAD di *Labyrinthodinium truncatum* e *Unipontidinium aquaeductum* e i LAD di *Distatodinium biffii* e *Hystriochosphaeropsis obscura* sono di particolare importanza nella correlazione inter-regionale nel Nord America e nel Mediterraneo (Stover et al., 1996).

Un altro lavoro significativo nello studio delle zonazioni del Miocene è quello di Matsuoka et al. (1987), per il quale sono state analizzate le associazioni a dinoflagellati di campioni risalenti al Miocene-Olocene provenienti da alcune sezioni superficiali del Giappone settentrionale. Matsuoka et al. (1987) hanno definito cinque zone oppeliane che vanno dall'ultima parte del Miocene (parte di NN4) al Pleistocene inferiore (parte di NN19). Il controllo dell'età è stato effettuato mediante la correlazione con foraminiferi planctonici, diatomee, radiolari e nannofossili calcarei. Matsuoka et al. (1987) hanno evidenziato che i *ranges* di distribuzione di alcuni taxa variano a seconda della provincia biogeografica, in quanto essi non sono correlabili con le zonazioni coeve proposte per l'Europa nord-occidentale e il Canada orientale.

Head, Norris & Mudie (1989a, b, c) hanno effettuato uno studio ad alta risoluzione sulle dinocisti del Miocene e del Pliocene inferiore della Baia di Baffin (Miocene superiore-Pliocene inferiore: ODP, *Ocean Drilling Program*, Leg 105, Hole 645E) e dal Mare del Labrador (Miocene inferiore-Miocene superiore: ODP, *Ocean Drilling Program*, Leg 105, Sito 646). In questo studio sono state definite 5 biozone (da BB1 a BB5) a dinocisti grazie ai 100 taxa riscontrati nell'Hole 645E della Baia di Baffin. Le biozone BB3 e BB4 sono risalenti al Miocene medio. L'evento FO (*first occurrence*) di *Labyrinthodinium truncatum* definisce il limite inferiore della zona BB3, ed è considerato come un dato importante. Altre specie con una FO all'interno di questa zona sono *Invertocysta tabulata* e *Habibacysta tectata*. La base della zona BB4 è definita dalla FO di *Unipontidinium aquaeductum*. Il limite superiore della zona BB4 è definita dalla FO dell'acritarco *Leiosphaeridia* sp., ed è

provvisoriamente collocato nel Miocene medio-superiore. Purtroppo, l'età di questa zona è scarsamente definita da altri gruppi di microfossili (Louwey et al., 2008).

de Verteuil (1996, 1997) e de Verteuil & Norris (1996) hanno pubblicato i risultati dell'analisi biostratigrafica a dinocisti basata sullo studio di pozzi carotati nel margine Atlantico e nel New Jersey (ODP, *Ocean Drilling Program*, Leg 150). La loro zonazione copre un intervallo di tempo che va dall'Oligocene superiore al Miocene superiore e contiene 10 biozone con una durata media zonale di 1.8 Myr. Lo studio biostratigrafico è in gran parte basato su classiche sezioni *onshore* del Miocene, ma i dati sono stati integrati con quelli relativi ai foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei provenienti dall' ODP, *Ocean Drilling Program*, Leg 150. La zonazione si è dimostrata facilmente applicabile alle successioni del Miocene di altri siti di medie latitudini come il bacino del Mare del Nord (Louwey, 2002, 2005; Louwey, de Coninck & Verniers, 2000). La zona di intervallo *Cousteaudinium aubryae* (DN3 - Miocene inferiore) è una zona "gap" definita come l'intervallo fra la LO (*last occurrence*) di *Exochosphaeridium insigne* e la FO (*first occurrence*) di *Labyrinthodinium truncatum*. L'associazione è caratterizzata da un alto numero di specie omonime, *Apteodinium spiridoides* e *Cleistosphaeridium placacanthum*. La zona di intervallo *Distatodinium paradoxum* (DN4 - Miocene inferiore-Miocene medio inferiore) è definito come l'intervallo tra la FO di *Labyrinthodinium truncatum* e la LO di *Distatodinium paradoxum*. *Apteodinium spiridoides* e *Cousteaudinium aubryae* scompaiono con questa zona. Il limite inferiore, tuttavia è facilmente definito dal gran numero di *Labyrinthodinium truncatum*. La zona di intervallo *Batiacasphaera sphaerica* (DN5 - Miocene medio) è definita come l'intervallo tra la LO di *Distatodinium paradoxum* e la LO di *Cleistosphaeridium placacanthum*. Il range di *Unipontidinium aquaeductum* è limitato a questa zona. de Verteuil & Norris (1996) prendono in considerazione la FO di *Unipontidinium aquaeductum* definendolo un bio-orizzonte importante per l'Atlantico del Nord e il Mediterraneo. *Habibacysta tectata* e *Apteodinium tectatum*, rispettivamente, appaiono e scompaiono alla base di questa zona. La zona di intervallo *Selenopemphix dionaeacysta* (DN6 - Miocene medio superiore) è definita come l'intervallo tra la LO di *Cleistosphaeridium placacanthum* e la FO di *Cannosphaeropsis passio*. La zona di distribuzione *Cannosphaeropsis passio* (DN7 - Miocene medio superiore alto) comprende l'intero range di distribuzione della specie omonima. Non sono noti ulteriori bioeventi importanti all'interno di questa zona.

Munsterman & Brinkhuis (2004) hanno presentato una biozonazione per il Miocene dei Paesi Bassi (bacino meridionale del Mare del Nord). Essi hanno definito 14 zone formali a dinocisti e tre subzone. È necessario sottolineare che non c'è una calibrazione diretta dei loro dati attraverso altri microfossili o mediante magnetostratigrafia. Tuttavia, nel loro schema zonale sono integrati alcuni eventi calibrati a dinocisti del Mediterraneo (Zevenboom, 1995) e dell'Atlantico (de Verteuil & Norris, 1996). Sono state definite otto zone nel Miocene medio, basate sui seguenti eventi a dinocisti: FO di *Labyrinthodinium truncatum*, FO e LO di *Unipontidinium aquaeductum*, LO di *Cousteaudinium aubryae*, LO di *Palaeocystodinium ventricosum* (sensu Zevenboom, 1995), FO di *Achomosphaera andalousiensis*, LO di *Cerebrocysta poulsenii*, LO di *Cannosphaeropsis passio*. Munsterman & Brinkhuis (2004) stabiliscono la FO di *Labyrinthodinium truncatum* nel bacino del Mare del Nord a 15.8 Ma che, rispetto alle altre biozonazioni, risulta essere relativamente posteriore. La FO di quest'ultima specie e di *Cerebrocysta poulsenii* coincidono nei Paesi Bassi (Louwey et al., 2008).

CHRON	Polarity	EPOCH	AGE	Munsterman & Brinkhuis 2004			Zevenboom 1995		de Verteuil & Norris 1996		
				Sequence	Zone	Event	Zone	Event	Zone	Event	
4		PLIOCENE	EARLY ZANCLIAN								
5											
6											
7											
8		LATE	MESSINIAN								
9											
10											
11											
12		MIDDLE	TORTONIAN								
13											
14											
15											
16		EARLY	SERRAVALLIAN								
17											
18											
19											
20		LATE	LANGHIAN								
21											
22											
23											
24		MIDDLE	BURDIGALIAN								
25											
26											
27											
28		EARLY	AQUITANIAN								
29											
30											
31											
32		LATE	CHATTIAN								
33											
34											
35											

Tabella 2.4. Scala cronostratigrafica del Miocene di Berggren et al. (1995) mostrante la posizione della zonazione a dinocisti di Zevenboom (1995), de Verteuil & Norris (1996) e Munsterman & Brinkhuis (2004).

Ltr=*Labyrinthodinium truncatum*, Cau=*Cousteaudinium aubryae*, Tgo=*Thalassiphora gonoperforata*, Cca=*Cordosphaeridium cantharellus*, Cpa=*Cannosphaeropsis passio*, Dbi=*Distatodinium biffii*, Ebu=*Ecosphaeropsis burdigalensis*, Cga=*Chiropteridium galea*, Hva=*Homotryblidium vallum*, Hpo=*Hystrichosphaeropsis pontiana*, Dpa=*Distatodinium paradoxum*, Ein=*Exochosphaeridium insigne*, Uaq=*Unipontidinium aquaeductum*, Aan=*Achomosphaera andalousiensis*, Cpo=*Cerebrocysta poulsenii*, Cpy=*Caligodinium pichnum*, Pgo=*Palaeocystodinium golzowense*, Pve=*Palaeocystodinium ventricosum*, Ndo=*Nematosphaeropsis downiei*, Hob=*Hystrichosphaeropsis obscura*, Spl=*Systematophora placacantha* (*Cleistosphaeridium placacanthum*), Dpa=*Distatodinium paradoxum*, Get=*Galeacysta etrusca*, Sso=*Sumatradinium soucouyantiae*, Ede=*Erymnodinium delectabile*, Epi=*Membranilarnacia? picena*.
(Tabella tratta e modificata da: Munsterman & Brinkhuis, 2004).

Gradstein, Ogg & Smith (2004) hanno fornito una panoramica di alcuni fondamentali eventi chiave a dinocisti con una stimata correlazione tra magnetostratigrafia e zone a foraminiferi planctonici. *Labyrinthodinium truncatum* ha la sua FO al limite Langhiano-Burdigaliano, datato 15.97 Ma. La FO di *Unipontidinium aquaeductum* coincide con la LO di *Cousteaudinium aubryae* datate 14.9 Ma.

Inoltre Williams et al. (2004) hanno fornito una panoramica di eventi a dinocisti globali per il periodo compreso tra la fine del Cretaceo e l'inizio del Neogene sulla base di un'analisi ad alta risoluzione di due siti *offshore* della Tasmania (ODP, *Ocean Drilling Program*, Leg 189) e dei dati presenti in letteratura. Gli eventi a dinocisti sono stati raggruppati in associazioni di bassa, media e alta latitudine per i due emisferi.

Negli ultimi anni gli studi relativi al Neogene si sono intensificati.

Alla luce dei recenti progressi nella biostratigrafia del basso e medio Miocene e della pubblicazione della nuova scala dei tempi del Neogene (Lourens et al., 2004), è stato necessario rivedere alcuni aspetti (*ranges* delle specie *index* e limiti di età) delle biozonazioni discusse precedentemente. Inoltre, dagli studi effettuati recentemente risulta che molte delle discrepanze all'interno degli intervalli stratigrafici di alcune specie tra i vari siti studiati, siano collegate alle diverse condizioni paleoambientali, come la temperatura, la disponibilità di nutrienti e la paleoprofondità delle zone deposizionali.

2.4.2. Applicazioni paleoecologiche

Le cisti dei dinoflagellati possono essere molto utili per ottenere informazioni sugli ambienti deposizionali. La ricerca delle preferenze ambientali dei dinoflagellati viventi ha avuto origine negli anni Settanta e ha poi subito un rapido sviluppo negli anni Novanta (e.g., Dale, 1996), quando si è arrivati a testare l'impiego delle cisti fossili come indicatori paleoambientali (Dale, 2001). Importanti sono i lavori di Dale (1996, 2001), il quale si basa su studi precedenti ed in particolare sullo studio di Wall et al. (1977). Quest'ultimo individua quattro principali tipi di segnali ambientali, che verranno discussi meglio più avanti, desumibili dallo studio delle cisti fossili: 1) un segnale di distanza dalla linea di costa, 2) un segnale di produttività, 3) un segnale di temperatura superficiale marina (SST) e 4) un segnale di salinità superficiale marina.

La maggior parte delle interpretazioni paleoambientali effettuate su sedimenti antichi si basa sulle analogie con i risultati delle indagini di sedimenti recenti (Marret & Zonneveld, 2003; Rochon et al., 1999; de Vernal et al., 2001; Rochon et al., 2008), dove esiste un controllo diretto sulle relazioni esistenti tra le associazioni di specie di dinoflagellati e i parametri ambientali (disponibilità di luce e nutrienti, temperatura, salinità, etc). In numerosi studi le informazioni ottenute dalle dinocisti vengono combinate con i risultati ottenuti da altri *proxies*, quali i foraminiferi bentonici, i coccoliti, i pollini, le spore e gli isotopi stabili contenuti nei carbonati o nelle sostanze organiche (e. g., Sangiorgi et al., 2001; 2004; **MARGO Project**. "Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean surface").

Attualmente uno dei lavori più completi presenti in letteratura è quello realizzato da Marret & Zonneveld (2003), i quali prendono in considerazione una grande quantità di dati relativi alla distribuzione superficiale delle più moderne dinocisti a parete organica negli oceani attuali. L'Atlante è disponibile *online* nel sito <http://www.pangaea.de/Projects/Dino-Atlas/>. Esso permette di visualizzare mappe di localizzazione di tutti i campioni discussi nell'articolo precedentemente citato in cui si può immediatamente notare l'evidente assenza di dati per le medie latitudini sia nell'emisfero settentrionale sia in quello meridionale (Fig. 2.18).

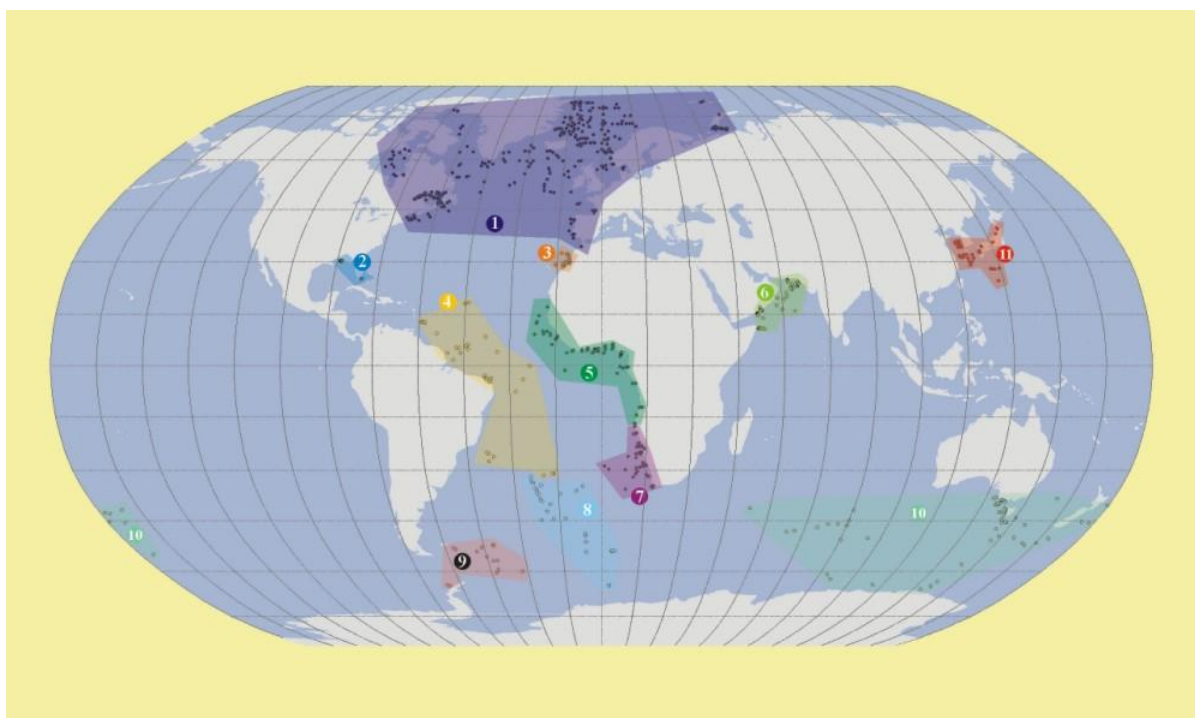


Figura 2.18. Distribuzione delle dinocisti. Posizione dei campioni: (1) Oceano Atlantico settentrionale e bacini adiacenti (Rochon et al., 1999), (2) Golfo del Messico, Missisipi, Florida (L. Edwards), (3) Isole Canarie (Targarona et al., 1999), (4) Atlantico equatoriale occidentale (Vink et al., 2000), (5) Margine africano occidentale (Marret, 1994, Marret & Dupont), (6) Mare Arabico (Zonneveld, 1997a), (7) Area di *upwelling* della zona di Benguela (Zonneveld et al., 2001a), (8) Oceano Atlantico meridionale (Esper et al., stampa in corso), (9) Antartico (Harland et al., 1998), (10) Oceano Indiano meridionale e Pacifico meridionale (Marret & de Vernal, 1997; Marret et al., 2001a), (11) Pacifico (Giappone) (Matsuoka, 1981; Matsuoka, 1985b, c; Kobayashi et al., 1986; Cho & Matsuoka, 1999; Matsuoka et al., 1999).

Le proporzioni relative dei taxa (generi, specie o morfotipi) e le loro variazioni nel record stratigrafico possono pertanto essere interpretate in termini di variazioni degli ambienti deposizionali nel tempo.

Lo studio delle dinocisti in paleoceanografia è complementare a quello di altri gruppi tassonomici micropaleontologici che sono più comunemente conservati nei sedimenti depositati nell'oceano, inclusi gli ambienti mesopelagici. A tal proposito, Rochon et al. (2008) individuano e discutono le incertezze nello studio delle dinocisti che meritano ancora particolare attenzione:

1. rapporto cisti/teca: come si è detto precedentemente, le dinocisti rappresentano la fase diploide del ciclo di vita dei dinoflagellati. Circa 180 specie esistenti di dinoflagellati marini sono note per la produzione di cisti di riposo durante la riproduzione sessuale, ma il formale rapporto cisti-teca è stato confermato soltanto per circa 70 specie attraverso esperimenti di laboratorio sull'excistamento (Head, 1996). La conoscenza del rapporto cisti/teca può pertanto fornire preziose informazioni sulle esigenze ecologiche della ciste.
2. preservazione: la valutazione di un eventuale deterioramento selettivo, totale o parziale della parete della dinociste è di primaria importanza quando si vuole effettuare una ricostruzione paleoambientale attraverso lo studio quantitativo delle dinocisti. Diversi studi hanno dimostrato che le condizioni chimiche (e.g., Zonneveld et al., 1997) e i processi tafonomici (Traverse, 2007) nei sedimenti possono falsare la composizione originaria delle associazioni a dinocisti, tanto da portare ad interpretazioni distorte.
3. trasporto: i dinoflagellati marini si trovano per lo più nell'ambiente neritico in cui le concentrazioni di nutrienti sono abbastanza elevate da sostenere le fioriture di fitoplancton di forme fototrofiche. Come si è detto in precedenza, i dinoflagellati sono mobili all'interno della colonna d'acqua e sono inoltre soggetti ai trasporti di superficie o delle correnti di fondo al pari di altri organismi e delle particelle di sedimento. Si ritiene che il trasporto laterale interessi la gran parte delle associazioni a dinocisti riscontrate nei bacini oceanici (Dale, 1992).

Nonostante le numerose incertezze derivanti dalle domande relative all'identità tassonomica e dalle limitazioni dovute ai processi tafonomici, le cisti dei dinoflagellati sono estremamente utili per ottenere informazioni sugli ambienti marini del passato.

2.4.2.1. Segnale costiero-oceanico

Già i primi studi di Wall et al. (1977) sulle distribuzioni delle dinocisti in sedimenti recenti hanno evidenziato la presenza di notevoli differenze tra le associazioni a dinoflagellati di specie tipiche delle zone costiere e specie tipiche di ambienti marini più distali. L'aumento della presenza di *Impagidinium* e *Nematosphaeropsis* passando dall'ambiente neritico all'ambiente oceanico suggerisce che questi generi possono essere entrambi utilizzati come indicatori di ambiente distale. Tuttavia, bisogna anche considerare che negli ambienti via via più distali vi è una bassa produzione di cisti dovuta alle prevalenti condizioni oligotrofiche.

Quando esse sono presenti in associazioni ricche di altre specie tipiche di ambiente costiero, è necessario invocare un rimescolamento dell'associazione dovuto al trasporto delle correnti, mentre se l'associazione è costituita da poche specie con preferenze ecologiche compatibili, e *Impagidinium* e *Nematosphaeropsis* sono abbondanti, allora si può affermare di trovarsi un ambiente marino molto aperto e distale rispetto alla linea di costa.

L'aumento proporzionale di *Operculodinium centrocarpum* al passaggio tra ambiente costiero e ambiente oceanico indica che vi è un'instabilità ambientale. Ciò è stato suggerito da Dale (1996), il quale afferma che l'*Operculodinium centrocarpum* può essere una specie cosmopolita, e una

maggior instabilità ambientale dovuta alla miscelazione di acque costiere con acque oceaniche permette un incremento nel numero di individui di tale specie. *O. centrocarpum* è inoltre una specie tollerante ad una vasta gamma di condizioni di temperatura e salinità (Rochon et al., 1999; Marret & Zonneveld, 2003). L'aumento della percentuale della specie può avvenire in corrispondenza di un delta o di un estuario come conseguenza dell'instabilità ambientale generata dall'immissione di acque fluviali in un ambiente marino (effetto *river plume*) (Zonneveld, 1989; Dale et al., 2002; Torricelli et al., 2006).

2.4.2.1.1. L'applicazione del segnale costiero-oceanico alla documentazione fossile

Harland (1973), è stato il primo ad utilizzare il numero relativo di cisti peridinioidi rispetto a quelle gonyaulacoidi (P/G) come un potenziale *proxy* per indicare le fluttuazioni del livello marino e le variazioni di salinità nel Cretaceo superiore della Formazione di Bearpaw in Canada. In questo studio si è supposto che il numero di specie gonyaulacoidi è relativamente più elevato rispetto alle specie peridinioidi in un ambiente marino aperto, come è indicato dalla grande abbondanza in ambiente neritico della specie peridinoide *Deflandrea* spp.. Tuttavia, Dale (1976) ha osservato che nelle moderne associazioni nei sedimenti di fondo dei fiordi norvegesi, dominano le dinocisti gonyaulacoidi, nonostante aumenti il numero di teche peridinioidi nell'intera comunità planctonica. Ciò dimostra che si ha ancora una comprensione limitata del rapporto cisti/teca e pertanto nelle interpretazioni paleoambientali bisognerebbe esclusivamente utilizzare i dati relativi alle dinocisti fossili. Il rapporto P/G utilizzato da Harland (1973) è limitato dal fatto che esso è basato sul rapporto tra le specie peridinioidi e quelle gonyaulacoidi senza tenere conto:

- a) della possibile presenza di esemplari alloctoni;
- b) dell'alterazione selettiva delle cisti.

La degradazione aerobica può alterare le associazioni a dinocisti in maniera selettiva; infatti, secondo alcuni autori le dinocisti peridinioidi sono più sensibili al degrado rispetto alle dinocisti gonyaulacoidi (Zonneveld et al., 2008). Tuttavia va tenuto presente che non tutte le specie all'interno di ciascun gruppo reagiscono nello stesso modo e pertanto l'impatto della degradazione aerobica post-deposizionale deve essere considerato a livello di specie (Zonneveld et al., 2008).

2.4.2.2. Segnale di produttività

I dinoflagellati sono importanti produttori primari e pertanto l'abbondanza di dinoflagellati e la composizione delle loro associazioni, sia che abbiano strategie alimentari autotrofiche o eterotrofiche, riflettono in parte l'*input* di nutrienti nel sistema, tanto da poter essere usate come un indicatore di produttività.

Attualmente è noto che esistono delle relazioni tra la presenza di dinoflagellati e quella di diatomee. In particolare, le specie di *Protoperidinium* sembrano essere più abbondanti nelle acque costiere temperate durante il declino della fioritura primaverile delle diatomee (Taylor, 1987), e anche nelle aree di *upwelling* in cui le diatomee proliferano (Lewis & Hallett, 1997). Tuttavia, bisogna

considerare che le dinocisti che si trovano nei sedimenti marini profondi sono in gran parte trasportate dagli ambienti costieri e neritici e quindi possono non riflettere direttamente le condizioni di *upwelling* / produttività del mare profondo (Dale & Fjellsa, 1994). Inoltre, non tutte le cisti peridinioidi sono eterotrofe ed è molto difficile stabilire l'affinità biologica di alcune dinocisti presenti nel record stratigrafico. Nonostante queste incertezze, è comune l'uso delle cisti peridinioidi come *proxy* della paleoproduttività.

2.4.2.2.1. L'applicazione del segnale di produttività alla documentazione fossile

I primi tentativi di utilizzare le dinocisti come indicatori di *paleo-upwelling* sono stati fatti da Powell et al. (1990) e da Lewis et al. (1990), i quali hanno documentato le variazioni nel rapporto tra cisti protoperidinioidi e cisti gonyaulacoidi (P/G) nei sedimenti quaternari nella regione di *upwelling* del margine continentale peruviano. Powell et al. (1990) e Lewis et al. (1990) hanno osservato che le cisti protoperidinioidi dominano nei campioni di sedimenti laminati associati ad *upwelling*, mentre le cisti gonyaulacoidi tendono ad essere più abbondanti nei sedimenti bioturbati indicativi di ambienti ossigenati. Ciò fa pensare che le differenti strategie nutrizionali portino a tale divergenza nel rapporto P/G (Harland, 1988).

Ulteriori studi hanno suggerito un legame tra alta produttività delle diatomee e dominanza di cisti peridinioidi nelle zone di *upwelling* (Bujak, 1984; Eshet et al., 1994), nelle regioni oceaniche polari (Mudie, 1992) e nelle zone di piattaforma continentale (de Vernal & Mudie, 1989; Duffield & Stein, 1986; Brinkhuis et al., 1992).

L'elevata abbondanza di cisti peridinioidi nell'ambiente di piattaforma può essere interpretata come indicazione di eutrofizzazione dovuta al trasposto in mare di materia organica e nutrienti di provenienza continentale attraverso i fiumi: in tal caso non è dunque l'*upwelling* a determinarne l'elevata concentrazione di nutrienti (Duffield & Stein, 1986; Brinkhuis et al., 1992). In quest'ultimo lavoro, gli autori hanno registrato un acme di *Deflandrea* spp., un taxon estinto ma interpretato come eterotrofo, in quanto condivide le stesse caratteristiche morfologiche e sistematiche degli altri dinoflagellati protoperidinioidi. L'acme di *Deflandrea* spp. può essersi verificato per l'introduzione di nutrienti all'interno della zona fotica, sia per il mescolamento turbolento dei sedimenti di piattaforma durante una rapida trasgressione, sia perché i fiumi sfociano nell'ambiente di piattaforma e apportano i nutrienti (Brinkhuis et al., 1992).

Reichart & Brinkhuis (2003) hanno utilizzato le cisti di *Protoperidinium* come indicatori di paleoproduttività marina nel Mare Arabico settentrionale, ed hanno dimostrato che esiste una forte correlazione positiva tra l'abbondanza assoluta delle cisti di *Protoperidinium*, la produttività marina dei foraminiferi e/o l'*upwelling*. Essi hanno inoltre constatato che differenti gradi di ossigenazione possono condurre a significative alterazioni nelle associazioni fossili a dinocisti.

2.4.2.3. Segnale di temperatura superficiale marina (SST)

Harland (1983) è stato il primo a zonare provvisoriamente le moderne associazioni a dinocisti in base alla temperatura dell'acqua. Successivamente, Dale (1983, 1996) ha perfezionato tale zonazione includendo altri campioni provenienti dalla regione costiera del Nord Atlantico e combinando i dati con altre informazioni ottenute dallo studio di altri organismi, tra cui i molluschi. Alcune di queste zonazioni basate sullo studio delle dinocisti mostrano una buona corrispondenza con i confini biogeografici standard, e ciò indica che le dinocisti sono buoni indicatori di temperatura superficiale marina (Dale, 1983). Studi ulteriori (e. g., Dale & Fjellsa, 1994) hanno stabilito che anche nell'interpretazione del segnale di temperatura superficiale marina, è necessario considerare la possibile influenza del trasporto delle dinocisti dalle regioni costiere verso il mare profondo per mezzo delle correnti oceaniche.

Pertanto, le associazioni a dinocisti nei sedimenti marini profondi possono non riflettere in modo fedele le aree biogeografiche di temperatura, ma possono essere utilizzate come indicatori paleoceanografici locali riflettendo non solo il segnale SST, ma anche la migrazione delle principali correnti oceaniche nel tempo. Nonostante questi limiti, i dati raccolti nell'Atlante elaborato da Marret & Zonneveld (2003) mostrano chiare tendenze nei modelli di distribuzione delle specie con la possibilità di distinguere associazioni a dinocisti relative a specifiche zone climatiche oceaniche e caratteristiche ambientali della colonna d'acqua superficiale.

2.4.2.3.1. L'applicazione del segnale SST alla documentazione fossile

Il segnale climatico derivato dalle dinocisti ed individuato nei sedimenti recenti è stato applicato con successo in moltissimi studi paleoambientali per la ricostruzione qualitativa e quantitativa del clima del Quaternario (Mangerud et al., 1981; Bakken & Dale, 1986; Dale 1985; 1996; de Vernal & Hillaire-Marcel, 2000; de Vernal et al., 1992; 1993; 1994; 1996; 1997; 2001).

Su scala temporale più lunga, Brinkhuis & Biffi (1993) e Brinkhuis (1994) hanno individuato alcune specie di dinocisti come indicative di un abbassamento della temperatura in base alle loro prime comparse nell'Italia centrale tra la fine dell'Eocene e l'inizio dell'Oligocene, periodo in cui è noto vi sia stato un raffreddamento globale. Gli autori hanno suggerito che una diminuzione della paleotemperatura ha portato alla conseguente migrazione verso sud delle specie tipicamente di acque fredde. Inoltre, gli stessi autori hanno distinto due intervalli di riscaldamento relativo e due picchi di raffreddamento nella sezione di Massignano (Italia centrale), sulla base delle variazioni di abbondanza dei taxa di acque calde e fredde nelle associazioni identificate nel loro studio. L'incremento dei taxa di ambiente oceanico (*Nematosphaeropsis* e *Impagidinium*) rispetto a quelli di ambiente neritico è stato interpretato come indicativo di un innalzamento del livello marino, mentre l'incremento di taxa di ambiente costiero è stato interpretato come indicativo di un *trend* regressivo.

La ricostruzione delle paleotemperature dal tardo Oligocene al Miocene è stata effettuata da Zevenboom nel suo lavoro di dottorato (1995) su sedimenti dell'Italia centrale e settentrionale, prendendo in considerazione solo le presunte specie oceaniche o di mare aperto e cioè *Impagidinium*

spp. e *Nematosphaeropsis* spp.. Le specie del genere *Impagidinium* sono state divise in due gruppi: la categoria indicativa di acque fredde che include le specie *Impagidinium pallidum* (Matthiessen, 1991; Mudie, 1992; de Vernal et al., 1992) e *Impagidinium velorum* (Head & Norris, 1989). Tutte le altre specie di *Impagidinium* sono state inserite nella categoria indicativa di acque calde. Le specie del genere *Nematosphaeropsis* sono state considerate come indicative di condizioni temperate. Tuttavia, la maggior parte delle dinocisti sono trasportate dalla piattaforma ai siti deposizionali e quindi qualsiasi tecnica per ricostruire il rapporto SST è viziata dal segnale *onshore-offshore*.

2.4.2.4. Il segnale di salinità superficiale marina (SSS)

La formazione delle dinocisti avviene attualmente in una vasta gamma di ambienti acquatici con valori di salinità molto differenti, dalle acque dolci agli ambienti ipersalini (Dale, 1996). Ciò consente di utilizzare le distribuzioni delle dinocisti anche come segnale di salinità (e. g., de Vernal et al., 1994).

Tuttavia, la maggior parte delle specie che vivono in ambienti costieri e/o neritici, i quali comprendono sia zone estuarine che zone di mare aperto, riflettono un'ampia tolleranza alla salinità (sono dunque eurialine). Diversi studi, effettuati prevalentemente su campioni recenti, hanno permesso di affermare che livelli di salinità differenti possono influenzare la morfologia delle dinocisti, portando alla diversificazione dei processi, a variazioni nello sviluppo dei setti e ad endocisti cruciformi piuttosto che arrotondate (Wall et al., 1973; Wall & Dale, 1974, Lewis et al., 1999, 2003). Alcune specie eurialine, infatti, mostrano variazioni morfologiche in condizioni di salinità diverse o di stress ambientale e possono quindi fornire una base per le ricostruzioni della salinità superficiale marina. In particolare, gli studi effettuati nei sedimenti quaternari dal Mar Nero (Wall et al., 1973) indicano che gli esemplari delle specie *Lingulodinium machaerophorum* e *Operculodinium centrocarpum* modificano le caratteristiche dei loro processi che diventano più brevi e bulbosi in ambienti di bassa salinità. Questa variazione morfologica nella lunghezza dei processi dovuta alle variazioni di salinità è ulteriormente supportata da Dale, (1983, 1996). Inoltre, anche i cambiamenti nella formazione dell'arceopilo sono stati attribuiti alle fluttuazioni di salinità (Wall et al., 1977). L'ipotesi che la salinità è un fattore determinante nella lunghezza dei processi in alcune specie di dinocisti ciliate è stata confermata anche da ulteriori recenti studi effettuati su *Lingulodinium machaerophorum* / *L. polyedrum* (e. g., Nehring, 1994a, b, Mertens et al. 2009), *Operculodinium centrocarpum* (e. g., de Vernal et al., 1989; Matthiessen & Brenner, 1996) e *Spiniferites* spp. (e. g., Dale, 1996; Ellegaard, 2000, Lewis et al., 1999, 2003). Ad esempio, nei sedimenti recenti del Fiordo di Oslo, in Norvegia, Dale (1983, 1996) ha registrato la presenza di esemplari di *L. machaerophorum* con processi ridotti in lunghezza negli ambienti di acqua salmastra. Ulteriori studi (Dale, 1996), effettuati sui sedimenti recenti dal Mar Baltico, dimostrano che, sebbene *L. machaerophorum* sia abbondante nella gamma di salinità compresa tra 20 e 8 PSU (*Practical Salinity Units*), è del tutto assente nei sedimenti depositati in salinità inferiore a 7 PSU. Inoltre, da quei sedimenti contenenti *L. machaerophorum*, proporzioni sempre crescenti di individui con processi ridotti sembrano riflettere una diminuzione della salinità. Analisi di laboratorio, utilizzando colture di *Spiniferites* spp. (Lewis et al., 1999; Ellegaard et al., 2002 - come *Gonyaulax baltica*), hanno mostrato la stessa tendenza, presentando processi ridotti in

lunghezza in condizioni di salinità inferiore. Nello studio di Lewis et al. (1999), però, si è verificato lo sviluppo di morfotipi diversi di *Spiniferites membranaceus* e *S. ramosus* anche con la salinità stabile.

Kokinos & Anderson (1995) hanno tentato di comprendere le motivazioni dei cambiamenti morfologici nelle dinocisti arrivando alla conclusione che essi potrebbero essere legati ad una precoce rottura della membrana esterna che circonda la teca e la ciste dei dinoflagellati.

I risultati ottenuti in laboratorio, tuttavia, indicano un complesso rapporto tra la morfologia delle cisti e la salinità (Mertens et al., 2009). Esiste un taxon, infatti, in grado di sviluppare processi di lunghezza differente anche in condizioni di salinità stabile (Kokinos & Anderson, 1995).

Quindi, la salinità non è probabilmente l'unico fattore che controlla questi cambiamenti morfologici. Probabilmente sono coinvolti anche altri parametri di stress ambientale.

Interessante risulta essere il lavoro effettuato da Brinkhuis (1994) sui membri del complesso *Homotryblium* (i. e., molti taxa della famiglia Goniodomaceae, tra cui *Eocladopyxis*, *Heteraulacacysta*, *Polysphaeridium*) considerati caratteristici di ambienti con condizioni ristrette e salinità elevata nel suo studio del Paleogene-Neogene dell'Italia settentrionale. Questa supposta preferenza ecologica di *Homotryblium* è dovuta alle somiglianze morfologiche con l'attuale specie *Polysphaeridium zoharyi*, tipica specie eurialina, e per la sua preferenza verso gli ambienti neritici interni alle basse e medie paleo-latitudini (Marret & Zonneveld, 2003). Pross & Schmiedl (2002) in un studio sulle dinocisti dell'Oligocene situate in sedimenti provenienti dalla Germania meridionale, hanno considerato un'alternanza di livelli dominati da *Homotryblium tenuispinosum* / *H. floripes* e *Thalassiphora pelagica*, rispettivamente, per indicare alternanze tra condizioni di alta salinità e condizioni di bassa salinità. Ciò è stato spiegato attraverso un modello che prende in considerazione i cambiamenti ambientali passando da condizioni di clima asciutto a condizioni relativamente umide. Durante i periodi asciutti vi è una forte evaporazione che causa una elevata salinità superficiale del mare (conseguente predominio di *Homotryblium tenuispinosum*), mentre nei periodi relativamente umidi l'influsso di acqua dolce in mare porta ad un maggiore apporto di nutrienti, alla stratificazione di salinità (acque superficiali a salinità ridotta), all'aumento di produttività e ad una diminuzione dell'ossigenazione delle acque di fondo (predominio di *Thalassiphora pelagica*). In accordo con Pross & Schmiedl (2002), Torricelli et al. (2006) ipotizzano l'incremento di *Thalassiphora patula* (una specie correlata a *T. pelagica*) come dovuto ad un incremento della stratificazione della massa d'acqua .

Sebbene la maggior parte degli studi effettuati fino ad ora suggerisce un'affinità tra *Homotryblium* e ambienti ipersalini, ci sono indicazioni che alcune specie del genere *Homotryblium* possano vivere anche in ambienti di bassa salinità. A tal proposito vi è uno studio di Dybkjær (2004) che ricostruisce separatamente le preferenze ecologiche di quattro specie distinte di *Homotryblium* lungo un transetto deposizionale prossimale-distale in sedimenti del Miocene inferiore della Danimarca. Tale lavoro proverebbe che *Homotryblium tenuispinosum* è dominante nelle aree più distali.

2.4.3. Zonazione dell'ambiente marino ai fini delle ricostruzioni paleoambientali

Per una maggiore comprensione delle ricostruzioni paleoambientali di cui si discuterà più avanti, in questo paragrafo si vuole descrivere ciò che si intende con ambiente neritico interno, neritico esterno e ambiente oceanico.

Con ambiente neritico si vuole indicare l'ambiente marino compreso tra il livello medio del mare (0 metri) e i 200 metri, diviso nei piani:

- Litorale, compreso tra bassa ed alta marea, composto dal piano sopralitorale, confine con la zona aerea, e piano mesolitorale, compreso tra le zone di bassa ed alta marea.
- Sublitorale, che giunge fino ad una profondità di 200 metri, è suddiviso in piano infralitorale, zona sempre sommersa che giunge fino a 50 metri di profondità circa, e piano circalitorale (ambiente neritico esterno) che si spinge fino a 200 metri circa. In questa zona, i sedimenti possono essere di origine organogena o clastica; nel secondo caso, essi sono selezionati dall'azione delle correnti marine e delle onde, in base alla loro dimensione: i più grossolani si trovano vicino alla costa e i più fini si accumulano a maggiore distanza.

Dai 200 metri di profondità fino ai 4000 metri, in corrispondenza della scarpata continentale si trova l'ambiente oceanico o pelagico. Le aree oceaniche più densamente popolate (soprattutto dal plancton) sono le zone epipelagica e mesopelagica, le quali vengono normalmente individuate nei primi 200 metri e fino ai 1000 metri dalla superficie. La porzione di mare che sta al di sotto dei 1000 metri di profondità e rappresenta, probabilmente, la zona più vasta di tutta la biosfera, è la zona batipelagica¹.

Nella figura seguente (Fig. 2.19) sono indicate le profondità dei vari ambienti marini descritti fino ad ora e considerati in questo studio per le ricostruzioni paleoambientali.

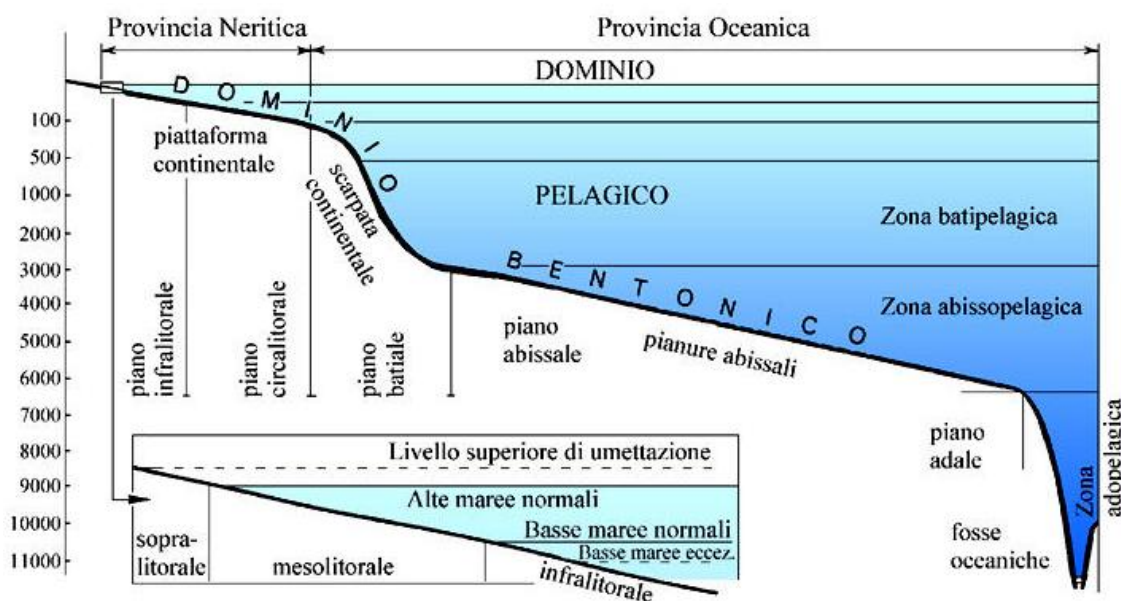


Figura 2.19. Schema delle suddivisioni degli oceani (Ghirardelli, 1981; modif.).

¹ Si fa presente che le profondità citate sono valori medi tratti da vari autori. In effetti sono passibili di variazioni, in quanto non tutti i fondali marini sono uguali anche se presentano caratteristiche molto simili.

Pross & Brinkhuis (2005) in uno studio sulla distribuzione delle dinocisti nel Paleogene hanno elaborato, sulla base dei dati presenti in letteratura, due schemi riassuntivi: il primo (Fig. 2.20) mostra i principali fattori in grado di influenzare la distribuzione dei dinoflagellati e delle loro cisti; il secondo (Fig. 2.21) mostra la distribuzione di alcuni taxa tipici del Paleogene indicativi di specifiche condizioni ambientali.

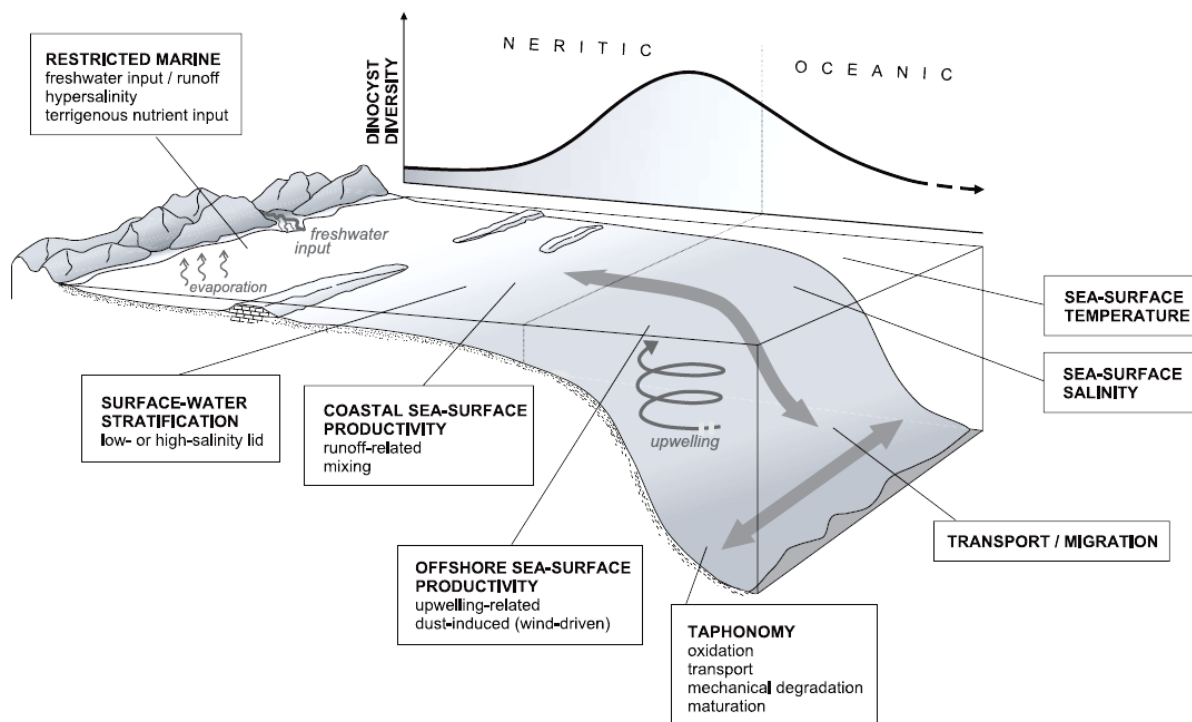


Figura 2.20. Schema dei principali fattori che influenzano la distribuzione dei dinoflagellati e delle loro cisti (Pross & Brinkhuis, 2005).

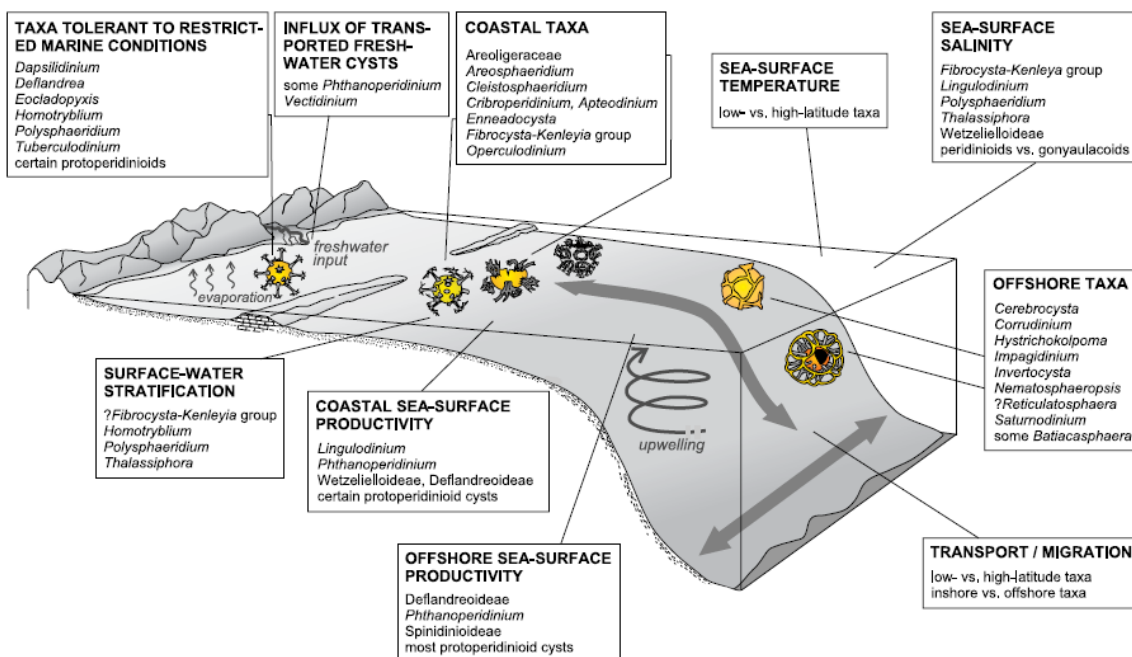


Figura 2.21. Schema della distribuzione di alcune dinocisti tipiche del Paleogene indicative di specifiche condizioni ambientali (Pross & Brinkhuis, 2005).

2.4.4. Significato paleoecologico dei principali gruppi di dinocisti che vengono utilizzati in questa tesi per le interpretazioni ambientali

Köthe (1990), definì nove eco-gruppi di dinoflagellati in base alle supposte preferenze ecologiche delle dinocisti per il Paleogene del Nord-Ovest della Germania. Alcune delle sue ipotesi sono state confutate in studi successivi (e. g., Leereveld, 1995; Brinkhuis, 1994; Brinkhuis & Schiøler, 1996). In particolare, Brinkhuis (1994) ha rivisto alcune delle interpretazioni paleoambientali suggerite da Köthe (1990), costruendo un modello di distribuzione delle dinocisti nell'Eocene-Oligocene della piattaforma di Trento. Il modello non solo include gli eco-gruppi a dinocisti, ma integra le principali palinofacies che li caratterizzano e tiene conto della distorsione di valutazione nei record stratigrafici dovuta al trasporto delle dinocisti dall'ambiente neritico all'ambiente oceanico e viceversa (Fig. 2.22). Le preferenze ambientali delle dinocisti suggerite da Brinkhuis (1994) sono state supportate anche da studi successivi (i. e., Jamarillo & Oboh-lkeunobe, 1999).

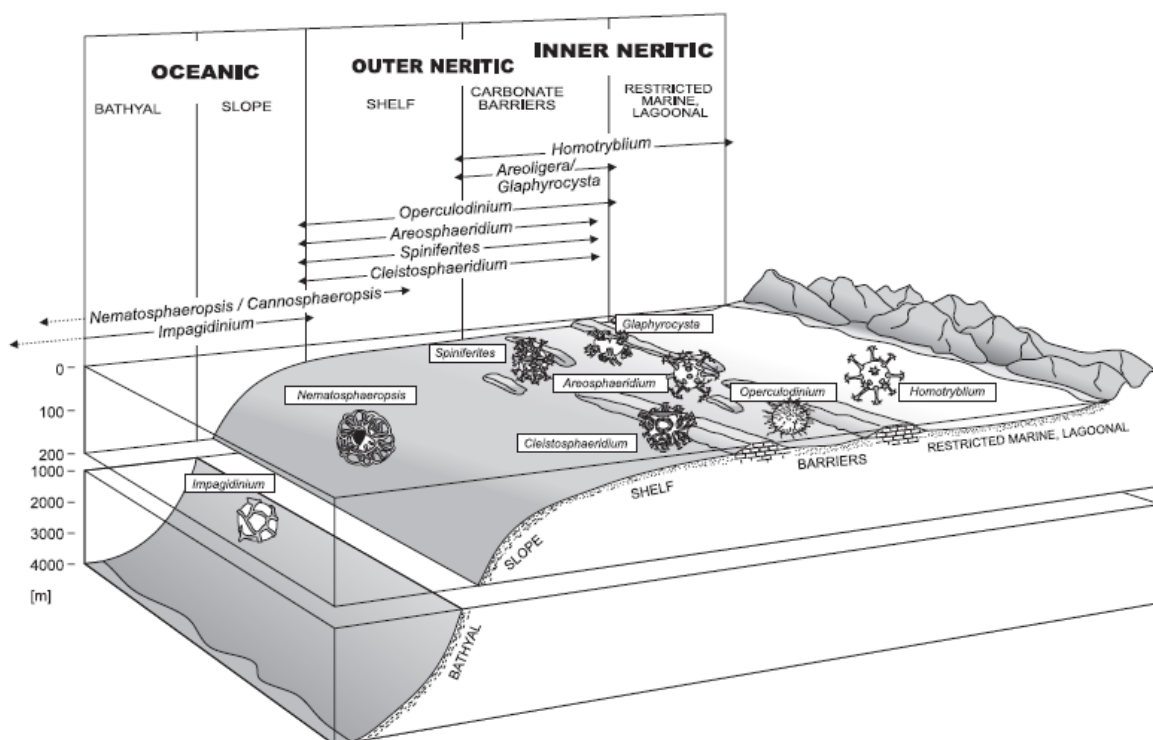


Figura 2.22. Modello schematico della distribuzione delle associazioni a dinocisti lungo un transetto prossimale-distale durante la fine dell'Eocene e l'inizio dell'Oligocene nel dominio mediterraneo (da Brinkhuis, 1994, modificato da Sluijs et al., 2005).

I gruppi a dinocisti utilizzati in questo studio sono generalmente coincidenti con i generi che formano la maggior parte delle associazioni. Di seguito sono indicati i gruppi presi in considerazione, le loro principali caratteristiche e il loro corrispondente significato paleoecologico. Per le citazioni tassonomiche si fa riferimento a Fensome & Williams (2004).

2.4.4.1. Gruppo *Cribroperidinium*

Questo gruppo (principalmente rappresentato da *C. tenuitabulatum*) è comune o abbondante nell'Oligocene inferiore, durante una fase di raffreddamento globale del clima (Buchardt, 1978). Köthe (1990), associò l'alta abbondanza di *Cribroperidinium* spp. a facies di acqua profonda nel suo studio relativo al Paleogene nel nord-ovest della Germania, come si stabilì anche da altri gruppi fossili e dai criteri litologici. Köthe (1990), pertanto, aveva interpretato questo genere, come indicativo di condizioni di acqua profonda e fredda. Tuttavia, Leereveld (1995) ha osservato che alte abbondanze di *Cribroperidinium* spp. si hanno anche in ambienti marini marginali. Questa interpretazione è stata sostenuta anche da Brinkhuis et al. (1998) i quali riscontrano la presenza di *Cribroperidinium* spp. nei sedimenti associati a facies marine estremamente marginali del limite Cretaceo/Terziario a El Kef, nord-ovest della Tunisia. Brinkhuis et al. (1998) hanno anche ricostruito le paleotemperature e hanno suggerito che le specie di *Cribroperidinium* spp. sono indicative di clima caldo da tropicale a temperato. In questo studio il gruppo *Cribroperidinium* verrà considerato come indicativo di ambiente neritico interno.

2.4.4.2. Gruppo *Spiniferites* (e *Achomosphaera* spp.)

L'interpretazione paleoambientale dei generi *Spiniferites* (e *Achomosphaera* spp.) si basa sullo studio di Williams (1977), il quale ha affermato che *Spiniferites* rappresenta condizioni marine aperte. Questa interpretazione è sostenuta anche da Brinkhuis (1994) e Wilpshaar & Leereveld (1994), i quali hanno riscontrato la presenza di un alto numero di rappresentanti del gruppo *Spiniferites* negli attuali ambienti marini neritici esterni. Köthe (1990) interpretò i due generi *Spiniferites* e *Achomosphaera* come indicativi di una tendenza trasgressiva, essendo entrambi più abbondanti nelle acque marine profonde. Questa interpretazione è stata sostenuta anche da Brinkhuis & Schiøler (1996), i quali hanno notato una diminuzione relativa di *Spiniferites ramosus* nell'ambiente neritico interno in una sezione di Geulhemmerberg, nei Paesi Bassi relativa al limite Cretaceo/Terziario. Tuttavia, nello studio di alcuni sedimenti recenti Wall et al. (1977) hanno ritenuto che *Spiniferites ramosus* sia più abbondante negli ambienti neritici interni. Pertanto, bisogna precisare che le preferenze paleoecologiche di questo gruppo sono ancora oggetto di dibattito e rimangono incerte. Questo taxon è distribuito attualmente in un intervallo di temperatura e salinità tra -1,7 e 29,1 °C (inverno-estate SST) e 21,3 e 36,7 (primavera-estate SSS). Secondo Marret & Zonneveld (2003), lo *S. ramosus* è abbondante negli ambienti da oligotrofici a eutrofici con concentrazioni di fosfati e nitrati comprese tra 0,7 e 1,4 µM e 0 e 19,4 µM rispettivamente.

In generale questo gruppo è considerato indicativo di ambienti neritici sia interni che esterni altamente ossigenati (Wall et al., 1977; Brinkhuis, 1994; Brinkhuis & Schiøler, 1996; Dale, 1996; Powell et al., 1996; Rochon et al., 1999; van Mourik et al., 2001), da temperati a tropicali (Harland, 1983; Edwards and Andrieu, 1992). Davey & Rogers (1975) hanno stabilito che le elevate percentuali di *Spiniferites ramosus* nei sedimenti di piattaforma dell'Africa sud-occidentale possono essere correlate all'*upwelling*. Alte percentuali di *Spiniferites* sono state registrate anche quando l'influenza del *river*

plume nell'ecosistema marino è minima (Zonneveld, 1989; Below & Kirsch, 1997). Torricelli et al. (2006) hanno notato in alcuni campioni provenienti dalla Spagna dell'Eocene inferiore un'abbondanza relativa di *Spiniferites* inversamente correlata all'abbondanza di *Operculodinium*. La mancanza di *Spiniferites* correlata alla massima abbondanza di *Operculodinium* suggerirebbe l'influenza del *river plume* (Torricelli et al., 2006).

Attualmente nell'Atlantico centro-occidentale lo *Spiniferites ramosus* è presente nelle aree in cui vi è una piccola variazione SST interstagionale (Vink et al., 2000). In accordo con Marret & Zonneveld (2003), *S. ramosus* può essere generalmente considerata una specie cosmopolita distribuita in un ampio intervallo di temperature, salinità, concentrazione di fosfati e nitrati. Inoltre, può essere presente anche nelle acque coperte dai ghiacci durante l'anno. Abbondanze relativamente alte di questa specie sono state trovate in regioni da mesotrofiche a eutrofiche, che possono essere caratterizzate da *upwelling* e mescolamento degli strati superficiali delle acque.

Spiniferites mirabilis, invece, può essere considerata una specie tipica di ambiente da temperato a tropicale. Dalla mappa di distribuzione geografica di Marret & Zonneveld (2003) si vede che la specie in questione ha un'ampia distribuzione latitudinale dalle zone temperate (che si estendono fino al limite dei circoli polari) a quelle tropicali. Questa specie è distribuita all'interno di un ampio intervallo di salinità, concentrazioni di fosfati e nitrati al pari di *S. ramosus*, ma preferisce gli ambienti marini aperti da oligotrofici a eutrofici (Marret & Zonneveld, 2003).

Per il progetto in corso, il gruppo *Spiniferites* (e *Achomosphaera*) è stato considerato indicativo di ambiente neritico esterno.

2.4.4.3. Gruppo *Cleistosphaeridium* (*Glaphyrocysta* – *Areoligera* e *Systematophora*)

Köthe (1990) ha interpretato questo gruppo, includendo *Areoligera* e *Systematophora placacantha* (sinonimo *Cleistosphaeridium placacanthum* nel "The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates" di Fensome & Williams, 2004), come indicativo di condizioni neritiche esterne e acque calde a causa della presenza comune di queste forme, tra la fine del Paleocene e la metà dell'Eocene, periodo noto per il suo clima caldo. Tuttavia, le associazioni ad *Areoligera* e *Glaphyrocysta* possono essere indicative di ambienti *offshore* ad alta energia (Powell et al., 1996; Crouch et al., 2003a, b). Islam (1984) ha riscontrato la presenza di queste specie molto frequentemente nei sedimenti sabbiosi, come quelli della parte superiore della *London Clay, Division E*, nell'Isola di Wight. Brinkhuis et al. (1992) suggeriscono che la presenza di *Areoligera* spp. negli ambienti *offshore* riflette principalmente la ri-deposizione delle cisti dovute al trasporto dalla piattaforma al mare profondo. Il morfogruppo *Cleistosphaeridium* (*Glaphyrocysta* – *Areoligera* e *Systematophora*) è stato successivamente interpretato come indicativo di ambienti neritici interni relativamente marginali (i. e., Brinkhuis, 1994; Brinkhuis et al., 1998; Jamarillo & Oboh-Ikeunobe, 1999). In questo studio il gruppo *Cleistosphaeridium* (comprendente *Cleistosphaeridium* spp., *C. ancyreum*, *C. diversispinosum*, *C. placacanthum* e *Systematophora urbinii*) verrà considerato come indicativo di ambiente neritico interno.

2.4.4.4. Gruppo *Cordosphaeridium*

Köthe (1990) ha proposto che il morfogruppo *Cordosphaeridium* è indicativo di condizioni marine aperte, sulla base delle interpretazioni di Jan du Chêne & Adediran (1984) e Williams (1977). Tuttavia, Köthe (1990) ha suggerito che il morfogruppo *Cordosphaeridium* è di ambiente neritico più interno rispetto ai gruppi *Spiniferites* e *Cleistosphaeridium*, a causa di una maggiore abbondanza del genere *Cordosphaeridium* in ambienti più prossimali. Secondo Islam (1984), *Cordosphaeridium* è più abbondante durante gli eventi di trasgressione.

Cordosphaeridium spp. è attualmente considerato come indicativo di ambienti neritici esterni (Brinkhuis, 1994; Powell et al., 1996; van Mourik et al., 2001; Torricelli et al., 2006), basandosi sullo studio completo delle palinofacies associate. Nel presente studio il gruppo *Cordosphaeridium* comprende le specie *Cordosphaeridium cantharellus* e *C. inodes* / *C. gracilis*. Esso è generalmente poco presente nelle associazioni delle sezioni studiate ed è considerato indicativo di un ambiente neritico esterno.

2.4.4.5. Gruppo *Operculodinium*

Il gruppo comprende le forme di *Operculodinium* riferibili a *Operculodinium centrocarpum*. Si tratta di un gruppo cosmopolita con specie esistenti che vivono negli ambienti oceanici e altre che vivono in prossimità della costa. È stato dimostrato che *O. centrocarpum* è tollerante ad una vasta gamma di condizioni di temperatura e di salinità (Rochon et al., 1999; Marret & Zonneveld, 2003).

L'aumento delle percentuali delle specie del gruppo *Operculodinium*, in particolare di *O. centrocarpum*, è stato in alcuni casi interpretato come la conseguenza dell'instabilità ambientale che si crea in un fronte fluviale (Zonneveld, 1989; Dale et al., 2002; Torricelli et al., 2006). Alcuni rappresentanti fossili del gruppo *Operculodinium* (*O. tiara*, *O. microtriainum*) si trovano solitamente in maggiore abbondanza nella facies marina marginale (Brinkhuis & Biffi, 1993; Brinkhuis, 1994), in associazione con il *river plume* (Brinkhuis, 1994). Pertanto, Brinkhuis (1994), considera il gruppo *Operculodinium* come rappresentante di ambiente neritico interno. Anche nel presente studio, il morfogruppo *Operculodinium* è considerato indicativo di ambiente prossimale e comprende oltre a *O. centrocarpum*, altre forme quali *O. janduchenei*, *O. israelianum*, *O. cf. placitum* e *O. variabile*.

2.4.4.6. Gruppo *Homotryblium*

Questo gruppo comprende prevalentemente le specie *Homotryblium tenuispinosum* e *Homotryblium floripes*. In diversi studi i generi *Homotryblium* e *Polysphaeridium* vengono considerati allo stesso modo, suggerendo per entrambi un ambiente neritico interno limitato e molto marginale con acque calde (Köthe, 1990; Brinkhuis, 1994; Powell et al., 1996; van Mourik et al., 2001; Pross & Schmiedl, 2002). *Homotryblium plectilum* è spesso associato a condizioni di elevata salinità, in quanto è maggiormente presente in associazioni prive di indicatori di salinità normale (cioè foraminiferi) e di indicatori di acque dolci (cioè alghe quali quelle del genere *Pediastrum*). L'indicazione di habitat

lagunare associato a condizioni ipersaline attraverso le specie del genere *Homotryblum* è stata proposta da Setiawan (1983), Brinkhuis (1994), Williams (1977) e Williams & Bujak (1977). Gli autori implicitamente, mettono in relazione *Homotryblum* spp. con *Polysphaeridium zoharyi* a causa della morfologia simile e della tipologia identica di archeopilo (Brinkhuis, 1994). Tuttavia, Dybkjær (2004) ha sottolineato che *Homotryblum tenuispinosum* si comporta diversamente dalle altre specie del gruppo *Homotryblum* e risulta essere dominante nelle aree più distali. Nel presente studio il gruppo *Homotryblum* verrà considerato indicativo di ambiente neritico interno.

2.4.4.7. Gruppo *Polysphaeridium*

Il gruppo *Polysphaeridium* include solo la specie *P. zoharyi*, attualmente corrispondente alla fase di cisti della specie *Pyrodinium bahamense*. Il gruppo *Polysphaeridium* è unanimemente considerato come indicativo di ambienti marini ristretti ipersalini sulla base di diversi studi a livello mondiale sul Paleogene (Brinkhuis, 1994; Powell et al., 1996; van Mourik et al., 2001).

Tuttavia, la presenza di *P. zoharyi* è stata riscontrata anche nella regione di Musandam, dove la salinità è inferiore rispetto al resto del Golfo Persico (Bradford & Wall, 1984), suggerendo così che la vicinanza alla terra è più importante della salinità nell'influenzare la sua distribuzione. Questa osservazione è stata successivamente confermata da ulteriori indagini che hanno dimostrato che *P. zoharyi* può anche dominare in associazioni di bassa salinità (sapropel del Mediterraneo, ad esempio, Sangiorgi et al., 2006), e deve quindi essere considerata una caratteristica specie eurialina di ambienti costieri tropicali e subtropicali (Edwards & Andrie, 1992; de Verteuil & Norris, 1996; Marret & Zonneveld, 2003). Il gruppo *Polysphaeridium* in questo studio verrà considerato indicativo di ambiente neritico interno.

2.4.4.8. Gruppo *Wetzeliellaceae* (e *Deflandrea* spp.)

I generi *Wetzeliella* e *Deflandrea* sono considerati indicativi di ambiente lagunare e condizioni di acqua salmastra (Williams, 1977). Köthe (1990) ha interpretato questo morfogrupo come indicativo di salinità ridotta a causa della compresenza di *Pediastrum* (indicativo di acqua dolce). Brinkhuis et al. (1992) hanno anche suggerito che le specie del genere *Deflandrea* potrebbero essere peridinioidi eterotrofe, in quanto caratteristiche delle zone di alta produzione primaria relazionate ad un'elevata presenza di diatomee e dunque ad una maggiore disponibilità di nutrienti.

2.4.4.9. Gruppo *Thalassiphora*

Pross (2001) ha suggerito che l'abbondanza relativa di *Thalassiphora pelagica* nell'Oligocene del sud-ovest della Germania sia inversamente correlata alla disponibilità di ossigeno come si evince dai foraminiferi bentonici. Più specificamente, l'autore ha suggerito che l'abbondanza relativa dei diversi morfotipi di *T. pelagica*, rappresentanti differenti fasi dello stadio di cisti del ciclo vitale, sarebbe legata anche alla disponibilità di ossigeno. In particolare, la presenza di esemplari di *T. pelagica*

rappresentanti la fase iniziale della formazione della ciste è stata interpretata come la conseguenza dell'estensione dell'impoverimento di ossigeno nella colonna d'acqua (Pross, 2001). Il gruppo *Thalassiphora* in questo studio verrà considerato indicativo di ambiente neritico esterno.

2.4.4.10. Gruppo *Impagidinium* (e *Nematosphaeropsis*)

La distribuzione di questi taxa nei sedimenti recenti indica che questa associazione è caratteristica degli ambienti neritici esterni-oceanici (e. g., Wall et al., 1977; Dale, 1983, 1996).

Studi sul Quaternario (de Vernal & Mudie, 1989; Versteegh, 1994) e sul Terziario (Zevenboom, 1995; Peeters et al., 1998) hanno confermato che questo gruppo è un buon indicatore di condizioni neritiche esterne e/o oceaniche. In particolare, la specie *Nematosphaeropsis labyrinthus* (indicativa di ambienti da neritici esterni a oceanici) e la specie oceanica *Impagidinium paradoxum*, mostrano l'influenza di acque (oceaniche) oligotrofiche (Dale, 1996). Pross & Brinkhuis (2005) affermano che per larga parte del Cenozoico, le specie dei generi *Nematosphaeropsis*, *Invertocysta*, *Hystrichokolpoma*, e *Tectatodinium* indicano allo stesso modo un ambiente da neritico esterno a oceanico. Essi includono nel gruppo dei taxa di ambiente oceanico del Paleogene oltre al genere *Impagidinium*, anche *Cerebrocysta*, *Currodinium*, *Hystrichokolpoma*, *Nematosphaeropsis*, *Invertocysta*, *Reticulatosphaera* (anche se per questo genere si mantiene una certa incertezza), *Saturnodinium* e alcune specie del genere *Batiacasphaera* (considerate nel presente studio di ambiente neritico esterno). *Reticulatosphaera actinocoronata*, *Hystrichokolpoma rigaudiae* sono state qui considerate al pari di *Impagidinium* e *Nematosphaeropsis* e cioè indicative di ambiente oceanico.

Nella tabella della pagina seguente (Tab 2.5) sono riportate le caratteristiche principali e la composizione dei morfogruppi discussi precedentemente e utilizzati per le interpretazioni paleoambientali.

Gruppo o singola specie	Composizione del Gruppo	Interpretazione paleoecologica
Criproperidinium	<i>Criproperidinium</i> spp., <i>C. tenuitabulatum</i>	Ambiente neritico interno
Spiniferites	<i>Spiniferites</i> spp., <i>Achomosphaera</i> spp.	Ambiente neritico esterno / acque da oligotrofiche a eutrofiche
Cleistosphaeridium	<i>Cleistosphaeridium</i> spp., <i>C. ancyreum</i> , <i>C. diversispinosum</i> , <i>C. placacanthum</i> , <i>Systematophora urbinii</i>	Ambiente neritico interno relativamente marginale
Cordosphaeridium	<i>Cordosphaeridium</i> spp., <i>C. cantharellus</i> , <i>C. gracilis</i> / <i>C. inodes</i>	Ambiente neritico esterno
Operculodinium	<i>Operculodinium</i> spp., <i>O. centrocarpum</i> , <i>O. janduchenei</i> , <i>O. israelianum</i> , <i>O. cf. placitum</i> <i>O. variabile</i>	Ambiente neritico interno
Homotryblium	<i>Homotryblium</i> spp., <i>H. tenuispinosum</i> , <i>H. plectilum</i> , <i>H. floripes</i>	Ambiente neritico interno molto marginale / salinità variabile
Polysphaeridium	<i>Polysphaeridium zoharyi</i>	Ambiente marino costiero eurialino / acque tropicali e subtropicali
Wetziellaceae	<i>Wetziellaceae</i> spp. e <i>Deflandrea</i> spp.	Ambiente lagunare / salinità ridotta / alta produttività
Thalassiphora	<i>Thalassiphora pelagica</i>	Ambiente neritico esterno
Impagidinium	<i>Impagidinium</i> spp., <i>I. patulum</i> , <i>I. aculeatum</i> , <i>I. paradoxum</i> , <i>Nematosphaeropsis</i> spp., <i>N. lemnicata</i> , <i>N. labyrinthus</i>	Ambiente oceanico / principalmente acque oligotrofiche
Lingulodinium	<i>Lingulodinium machaerophorum</i>	Ambiente neritico interno / alta produttiva primaria
Batiacasphaera	<i>Batiacasphaera</i> spp.	Ambiente neritico esterno / acque eutrofiche
Stoveracysta	<i>Stoveracysta conerae</i>	Ambiente neritico interno
Caligodinium	<i>Caligodinium pychnum</i>	Ambiente neritico interno
Hystrichokolpoma rigaudiae	<i>Hystrichokolpoma rigaudiae</i>	Ambiente oceanico
Reticulosphaera actinocoronata	<i>Reticulosphaera actinocoronata</i>	Ambiente neritico esterno e oceanico

Tabella 2.5. Tabella riassuntiva delle principali caratteristiche dei gruppi di dinocisti utilizzati per le interpretazioni ambientali.

Capitolo 3. Studio delle associazioni a dinocisti e sporomorfi della successione marina miocenica della Sardegna

3.1. La microplacca sarda nel Miocene: inquadramento geologico dell'area di studio

Il Miocene (Tab. 2.2) è ampiamente rappresentato in Sardegna da successioni vulcaniche e sedimentarie che testimoniano il coinvolgimento dell'isola nell'evoluzione geodinamica dell'Appennino settentrionale.

In Sardegna il cambiamento geodinamico fondamentale avviene a partire dal Burdigaliano superiore, con lo sviluppo di una serie di fosse tettoniche il cui involucro descrive un andamento sub-meridiano che dal Golfo di Cagliari arriva al Golfo dell'Asinara. In quest'area, dapprima sede di intensa attività vulcanica, a partire dal Burdigaliano superiore si verifica una nuova e più ampia trasgressione marina con sedimentazione silicoclastica e carbonatica che arriva fino al Serravalliano. Secondo alcuni autori la fase distensiva responsabile dell'impostazione di queste fosse tettoniche è riferibile all'Oligocene superiore-Miocene inferiore (Cherchi & Montadert, 1982, 1984; Burrus, 1984; Rehault et al., 1984; Cherchi, 1985a). Secondo altri (Carmignani et al., 1994a; Carmignani et al., 1995; Oggiano et al., 1995), la fase distensiva è successiva alla tettonica trascorrente (che prosegue per tutto l'Aquitano) connessa con la tettonica distensiva e comunemente associata, da un punto di vista geodinamico, alla deriva del Blocco Sardo-Corso e all'apertura del Bacino Balearico (Cherchi & Montadert, 1982; 1984; Rehault et al., 1984; Thomas & Gennesseaux, 1986).

Secondo Carmignani et al. (1994a; 1995) l'inizio della distensione miocenica in Sardegna è anche coeva con il collasso gravitativo del cuneo orogenico della Corsica-Appennino settentrionale, originato dalla collisione del margine sud-europeo con la Placca Apula (Carmignani & Kligfield, 1990; Jolivet et al., 1991; Daniel et al., 1996). Essa è perciò da ricondurre geneticamente all'evento post-collisionale (Carmignani et al., 2001). Una nuova pulsazione trasgressiva, caratterizzata da sedimentazione carbonatica di mare basso, inizia nel Tortoniano e arriva fino al Messiniano. La sedimentazione anche in questo caso è controllata dalla tettonica distensiva che in questo periodo caratterizza tutta l'area tirrenica. L'evento geodinamico più significativo di questo periodo è senz'altro l'inizio della migrazione dell'Arco Calabro-Peloritano e della conseguente apertura del Tirreno meridionale (Carmignani et al., 2001).

L'interpretazione del ruolo della microplacca sardo-corsa durante l'evoluzione dell'Appennino settentrionale, da parte dei diversi autori, non è dunque univoca.

Secondo Carmignani et al. (1994) e Oggiano et al. (1995) durante l'Oligo-Miocene la Sardegna è stata interessata da una dinamica transtensiva e transpressiva che ha dato luogo in varie parti della Sardegna a strutture sia transpressive (pieghe «*en echelon*» e *thrust*), che transtensive (bacini di *pull-apart*) ad accentuata subsidenza lungo i loro tratti SW.

Conseguentemente a tale dinamica nella Sardegna settentrionale, dove queste strutture sono più evidenti, si sarebbero originate le faglie di Tavolara, Nuoro e Olbia, accavallamenti del basamento sui depositi mesozoici, e i bacini di *pull-apart* di Ottana, Chilivani-Berchidda e Castelsardo; nella

Sardegna meridionale queste strutture sono meno evidenti in quanto sovrapposte da strutture più recenti (Carmignani et al., 2004; Oggiano et al., 2009).

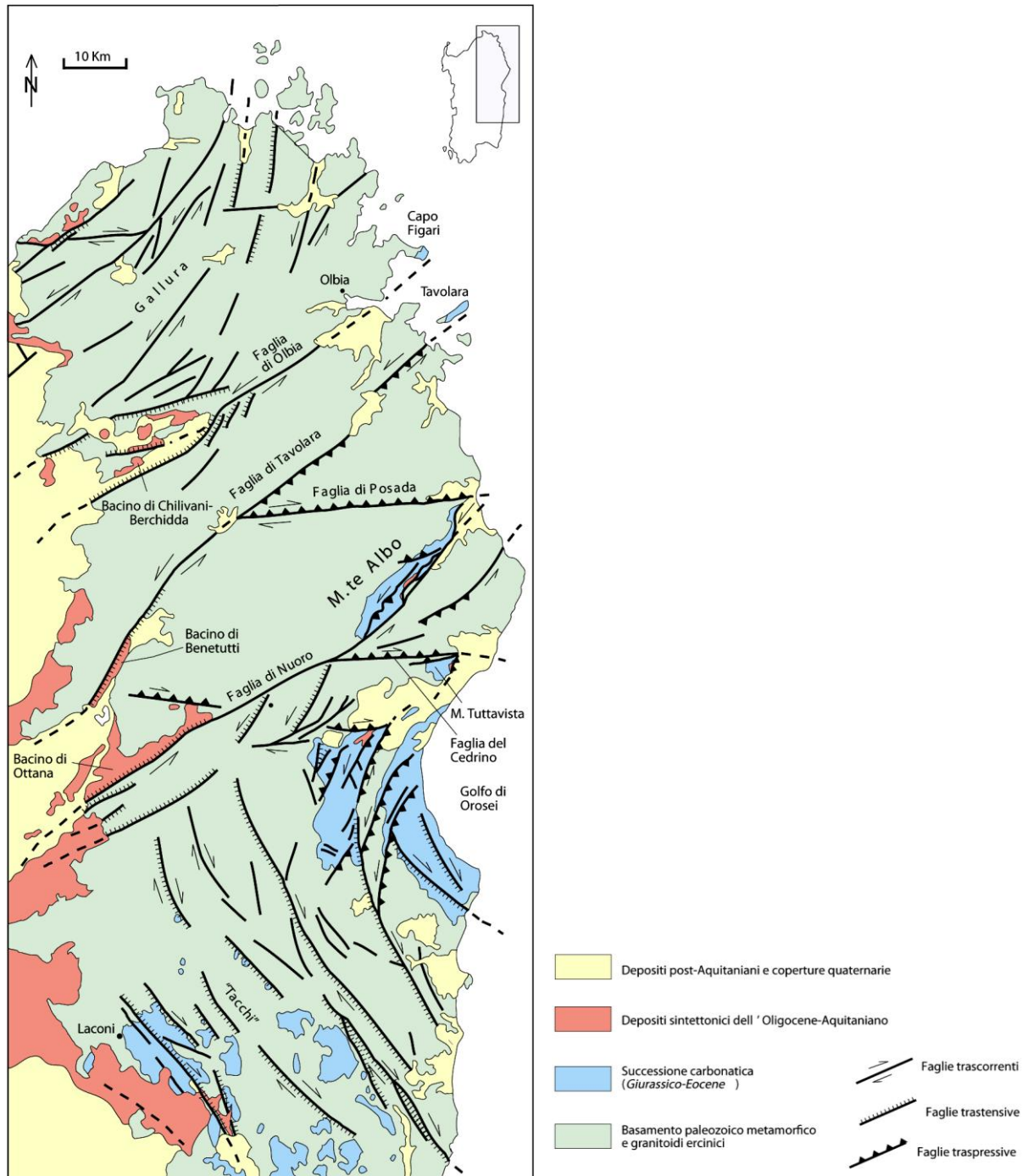


Figura 3.1. Schema strutturale della Sardegna centro-settentrionale (modificato da Pasci, 1997 in Carmignani et al., 2001).

Riassumendo, nel Burdigaliano alla tettonica compressiva sarebbe seguito un periodo di distensione durante il quale:

- a) il Blocco Sardo-Corso si staccò dal Margine continentale Sud-Europeo e migrò verso SE (Alvarez, 1972);
- b) si aprirono i bacini Balearico e Tirrenico settentrionale (Boccaletti & Guazzone, 1972; Carmignani et al., 1995);
- c) si formò la Fossa Sarda Auct. (o **Rift Sardo**) con direzione sub-meridiana, dove si accumularono successivamente i sedimenti relativi a due nuovi cicli trasgressivo-regressivi.

Alla fine del Miocene inferiore (circa 17 Ma) il Blocco Sardo-Corso si sarebbe trovato in una posizione vicina a quella attuale; l'attività vulcanica, fino ad allora manifestatasi con attività soprattutto esplosiva, si sarebbe ridotta drasticamente.

Nel Burdigaliano superiore una nuova subsidenza avrebbe dato luogo ad una seconda trasgressione marina in seguito alla quale si sarebbero formati i depositi marnoso-argillosi epibatiali della *Formazione delle Marne di Gesturi*, con intercalazioni di tufiti acide (Pecorini, 1974b). Esse, insieme alle piroclastiti della Sardegna SW, dalla Marmilla fino al Golfo di Cagliari, avrebbero chiuso il ciclo calco-alcalino. Nella Sardegna settentrionale tale trasgressione è meglio definita. Essa si manifesta con calcari organogeni del Burdigaliano superiore (*Calcari di Mores*) che, in seguito ad un approfondimento del bacino di sedimentazione, fanno passaggio alle marne del Langhiano (*Marne di Borutta*, Funedda et al., 2000).

Nel Miocene medio-superiore, la Sardegna settentrionale sarebbe stata interessata da una regressione, cui seguì nel Tortoniano una terza trasgressione protrattasi fino al Messiniano inferiore (Cherchi, 1985), e che avrebbe dato luogo a depositi essenzialmente calcarei nella Sardegna settentrionale e calcareo-marnosi nel Sinis.

Nel Plio-Pleistocene l'apertura del Bacino Tirrenico meridionale avrebbe intensificato la tettonica distensiva, ed in concomitanza si sarebbe sviluppato un nuovo vulcanismo basaltico intraplacca che durò da 5.5 a 0.14 Ma. Nello stesso periodo si sarebbe delineato il Graben del Campidano (Sardegna centro-meridionale), in cui si riversarono i depositi clastici continentali (*Formazione di Samassi*), (Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969).

Gli eventi geodinamici fin qui descritti sono stati ridiscussi da Oggiano et al. (2009), i quali hanno preso in considerazione l'interpretazione del ruolo della microplacca sardo-corsa nella costruzione dell'Appennino settentrionale, da parte di diversi autori.

I dati esposti nello studio di Oggiano et al. (2009) consentono di confinare gran parte della tettonica trascorrente terziaria sardo-corsa nell'intervallo Oligocene-Miocene. Essa avrebbe comportato che:

- a) tra l'Oligocene e l'Aquitano non esisteva una generalizzata estensione EW (in coordinate attuali) che potesse originare fosse tettoniche orientate N-S nella crosta sardo-corsa;
- b) la cosiddetta Fossa Sarda non è un rift s.s., ma un insieme di bacini neogenici poco profondi, asimmetrici, orientati circa N150°, contemporanei al collasso della catena nord appenninica, della Corsica alpina, ed all'apertura dell'attuale Tirreno settentrionale;

- c) la tettonica trascorrente terziaria della Sardegna e della Corsica meridionale è coerente con il quadro deformativo di un retro paese coinvolto in una collisione, in questo caso la collisione tra il margine meridionale della placca Europea e l'Adria, che ha generato la catena nord-appenninica;
- d) la collisione è precedente alla rotazione del Blocco Sardo-Corso ed alla apertura del Bacino Liguro-Provenzale.

L'evoluzione geologica fin qui descritta durante il Terziario è ben documentata nei cicli sedimentari del Paleocene superiore, del Miocene e del Pliocene inferiore; ma lo studio che si intende affrontare col presente lavoro riguarda solo i tre cicli sedimentari miocenici. Questi ultimi infatti si sono verosimilmente evoluti in stretto rapporto con i più importanti eventi tettonici e vulcanici manifestatisi nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale. Con questo lavoro di tesi si cercherà di fornire un importante contributo alla comprensione di tale evoluzione.

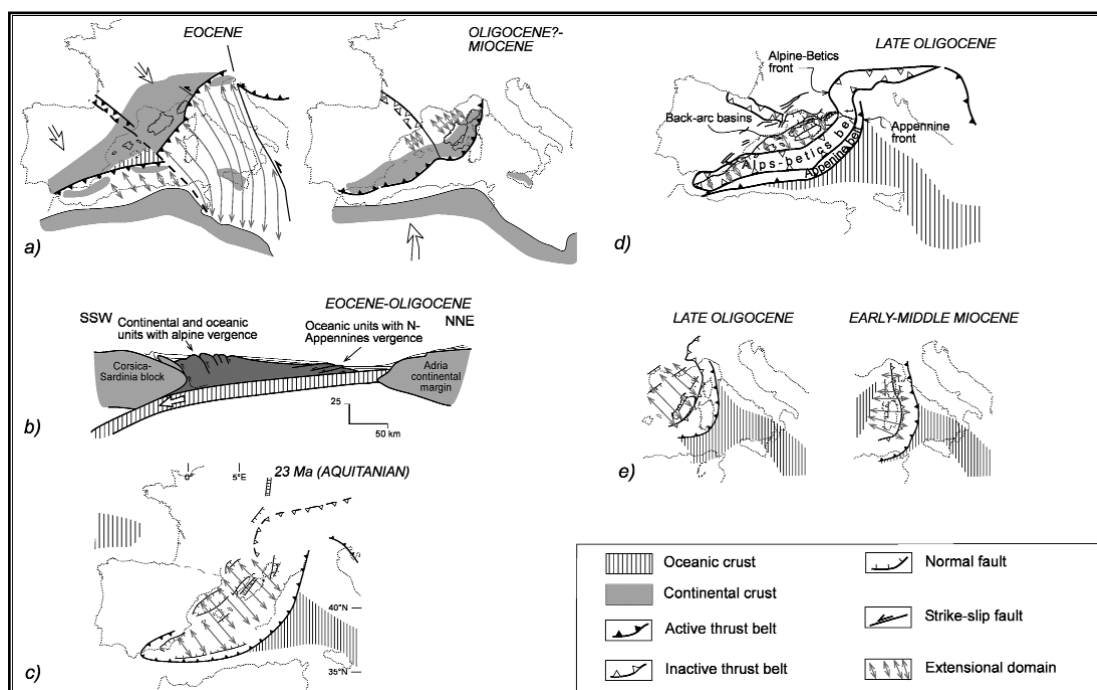


Figura 3.2. Schema dei principali modelli proposti per l'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo centro-occidentale ed il ruolo del Blocco Sardo-Corso durante l'intervallo Eocene-Miocene inferiore: a) Inversione del piano di subduzione da immergente verso est (subduzione Alpina) a verso ovest (subduzione appenninica) (ridisegnato da Boccaletti et al., 1974); b) Subduzione continua verso ovest dal Cretaceo superiore all'Aquitaniense (ridisegnato da Principi & Treves, 1984); c) Rollback del piano in subduzione ed estensione generalizzata durante l'Oligocene-Aquitaniense (ridisegnato da Lacombe & Jolivet, 2005); d) Ridisegno semplificato della ricostruzione paleogeografica del Mediterraneo occidentale secondo Doglioni et al. (1999); e) Estensione di retro-arco come proposta da Faccenna et al. (1997, ridisegnato); da Oggiano et al. (2009).

inferiore. Secondo Spano et al. (2002), l'ingressione marina relativa al primo ciclo sedimentario miocenico sarebbe stata pertanto favorita e guidata dall'evolversi di bacini transtensivi, nei cui settori più occidentali o sud-occidentali si poterono depositare i sedimenti da continentali a transizionali e marini datati Chattiano-Aquitano.

L'intera sequenza del primo ciclo sedimentario è rappresentata nel bacino di Castelsardo e nella Sardegna meridionale in due sondaggi: pozzo Oristano 1 (Fig. 3.3), (Pomesano Cherchi, 1971b) e Campidano 1 (Pecorini & Pomesano Cherchi, 1968b) (Fig. 3.4).

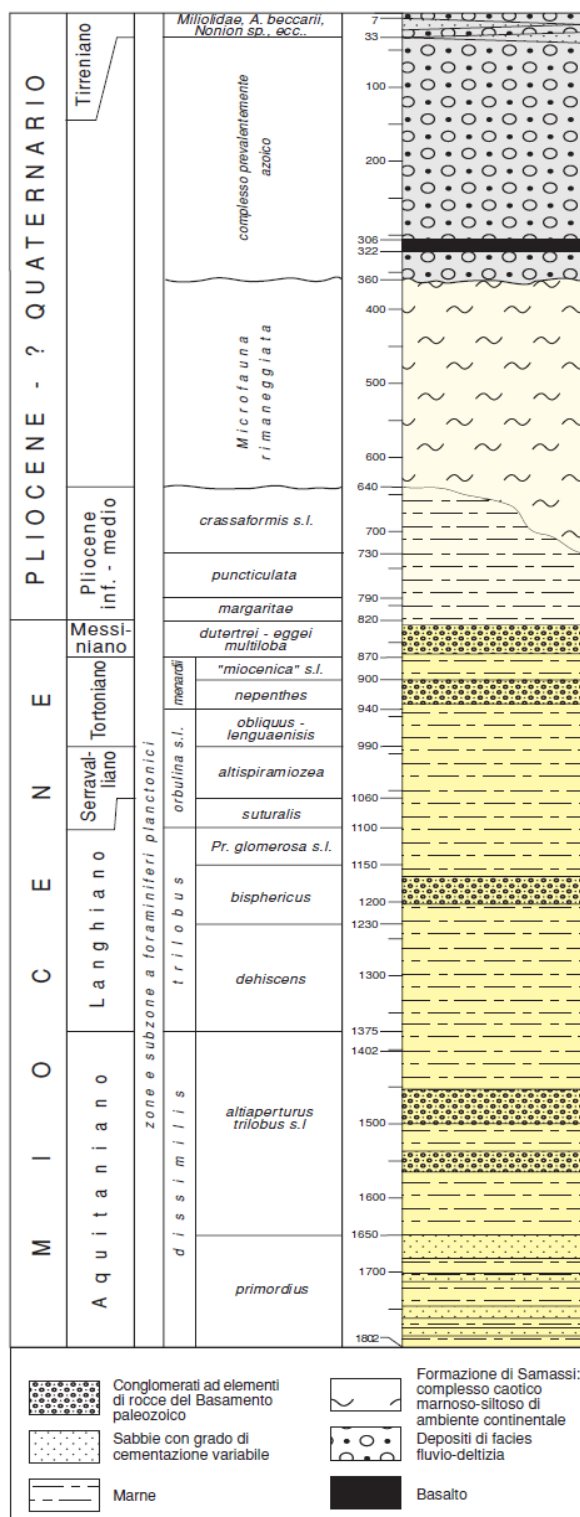


Figura 3.3. Colonna stratigrafica con zonazione a foraminiferi del Pozzo "Oristano 1" (da Pomesano Cherchi, 1971b, Carmignani et al., 2001).

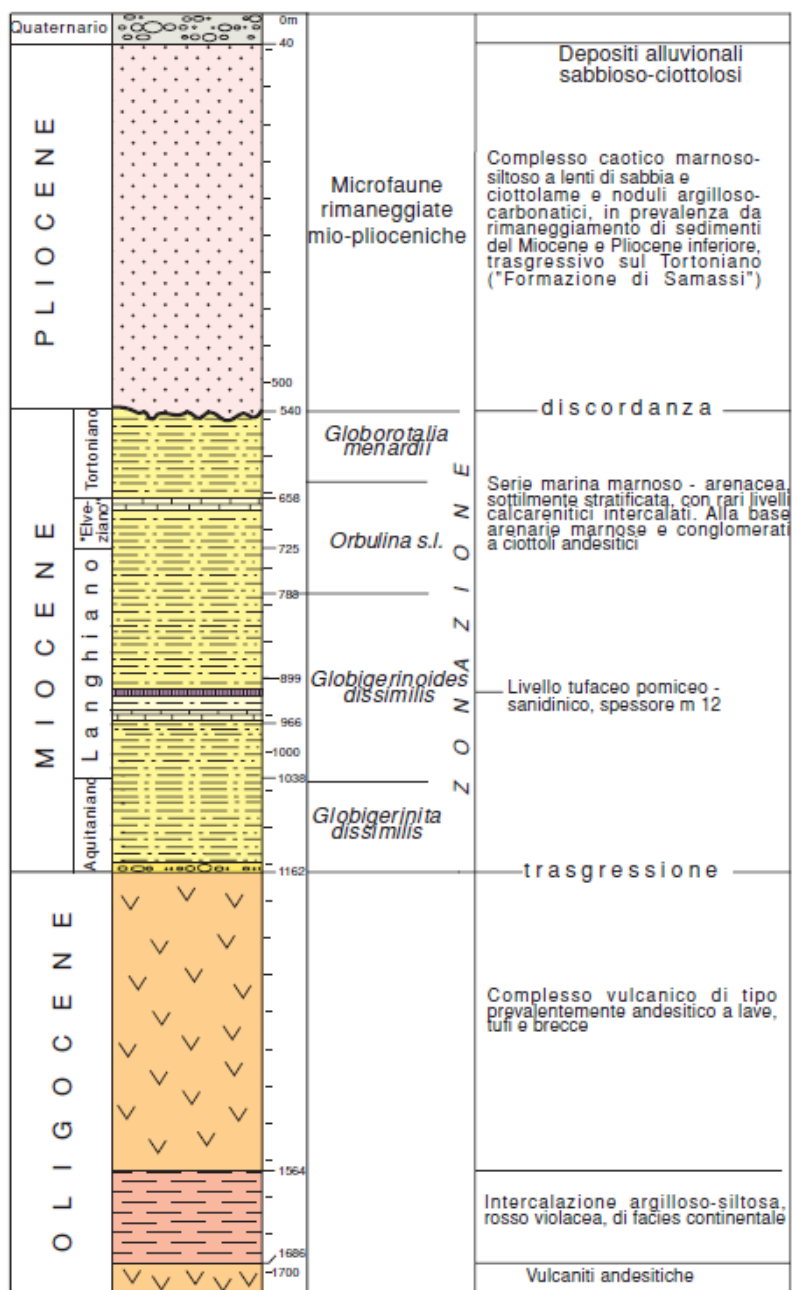


Figura 3.4. Colonna stratigrafica con zonazione a foraminiferi del pozzo "Campidano 1" (Campidano meridionale presso Villasor), da Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969, ridisegnato da Carmignani et al., 2001).

Nella zona di Castelsardo la trasgressione è riferibile all'Aquitaniense medio-superiore, mentre la regressione inizierebbe nel Burdigaliano inferiore (Francolini & Mazzei, 1991).

Nella Sardegna centrale (Cherchi, in Sanna, 1982; Secchi, 1982; Leone et al., 1984) questo ciclo inizia con la parte più alta della biozona N4 a foraminiferi planctonici di Blow (1969) e si conclude nel Burdigaliano medio-superiore con le biozone N6 ed N7.

La fauna bentonica circalitorale-epibatiale di questa successione ed i molti pteropodi presenti (*Vaginella austriaca*, *V. depressa*, *V. rotundata*, *V. testudinaria*, *Clio triplicata*), suggeriscono che la trasgressione anzidetta raggiunse la massima profondità tra l'Aquitaniense ed il Burdigaliano.

I sedimenti miocenici accumulati nella Fossa Sarda sottolineano l'evoluzione strutturale della stessa; primi fra tutti si ricordano i depositi clastici della *Formazione di Ussana* (Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969; Cherchi & Montadert, 1982; 1984) di età Oligocene superiore-Aquitaniense inferiore rappresentati da brecce, megabrecce e conglomerati continentali eterometrici, prodotti di un'attività erosiva che subentra allo sviluppo dei nuovi rilievi sui margini del rift. Tali sedimenti definiscono un ambiente inizialmente continentale che poi con il primo ciclo sedimentario relativo alla prima trasgressione marina miocenica, si è trasformato in un ambiente di tipo fluvio-lacustre, i cui materiali clastici ricoprono i conglomerati di Ussana, ed infine marino come testimoniano i sedimenti pelagici delle *Marne di Ales* (Cherchi, 1974; Cherchi et al., 1985). Tra i depositi continentali della *Formazione di Ussana* e i sedimenti pelagici delle *Marne di Ales*, si collocano i sedimenti sabbiosi marini di acque poco profonde delle *Arenarie di Gesturi* (Oligocene superiore-Aquitaniense), che risultano essere in eterotopia di facies con i *Calcarei di Isili* (Oligocene sommitale-Aquitaniense) (Cherchi & Montadert, 1984; Cherchi, 1985). Ai margini del bacino, le *Marne di Ales* (Cherchi, 1974; Cherchi et al., 1985) sono seguite dalla *Formazione della Marmilla*, un insieme di elementi vulcano-sedimentari dovuti alla presenza durante la sedimentazione, di un'attività vulcanica sottomarina tipica del ciclo calco-alcalino rimasto attivo dall'Oligocene superiore al Miocene inferiore-medio.

Il secondo ciclo trasgressivo iniziò nel Burdigaliano superiore e si concluse nel Serravalliano medio-superiore. Si tratta di una successione che inizia con conglomerati e arenarie e prosegue con depositi silicoclastici e carbonatici prevalentemente di ambiente marino. I rapporti tra i depositi del primo e del secondo ciclo sedimentario sono ben esposti nella Sardegna settentrionale.

In quest'area il secondo ciclo poggia con discordanza angolare sui termini del ciclo precedente (Carnignani et al., 2001). Tra i sedimenti marini dei due cicli s'interpongono potenti depositi continentali e vulcanici (Maxia & Pecorini, 1969; Spano & Asunis, 1984; Oggiano, 1987; Martini et al., 1992). Nella Sardegna meridionale e centrale questi rapporti sono verificati solo in alcune località: nella Marmilla (Odin et al., 1994; Assorgia et al., 1995, 1997a), nel Sarcidano (Heidmann, 1982; Escard, 1986), a Campeda (Pomesano Cherchi, 1971a).

Il secondo ciclo inizia con conglomerati continentali che raggiungono notevoli spessori nella Sardegna centro-settentrionale, come a Mores (Logudoro) (Martini et al., 1992), nella media valle del Tirso (Porcu, 1972; 1983) e in Anglona (Oggiano, 1987); con spessori molto minori essi affiorano anche nella Sardegna meridionale. In questo ciclo inoltre si esaurisce l'attività vulcanica calcolina in Sardegna. Le formazioni sedimentarie di questo ciclo affiorano molto estesamente e con grande continuità nella fascia occidentale della Sardegna, tra il Golfo di Cagliari e quello dell'Asinara.

Nella Sardegna meridionale, depositi sabbiosi e conglomeratici di barra tidale o fluvio-deltizi affiorano localmente, nel Sarcidano e nella Marmilla, al di sopra di un'importante superficie di discordanza e alla base delle marne del Burdigaliano superiore (*Formazione delle Marne di Gesturi*) (Heidmann, 1982; Escard, 1986; Assorgia et al., 1997a). La sedimentazione marina continua con le *Argille di Fangario* (Langhiano medio-Serravalliano inferiore) (Cherchi, 1974; Cherchi et al., 1985; Robba & Spano, 1978) e le *Arenarie di Pirri* (Serravalliano) (Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969, e Leone et al., 1992), che testimoniano l'evento regressivo che chiuse il secondo ciclo sedimentario miocenico.

Nella Sardegna settentrionale, per tutta la durata della trasgressione si formarono depositi sabbiosi e carbonatici (Mazzei & Oggiano, 1990; Martini et al., 1991). Infatti, tale trasgressione si manifesta con calcari organogeni del Burdigaliano superiore che, in seguito ad un approfondimento del bacino di sedimentazione, fanno passaggio alle *Marne di Borutta* (Funedda et al., 2000). Infine, sedimenti correlabili con le Arenarie di Pirri e attestanti la chiusura del secondo ciclo affiorano a Capo Frasca (Oristanese), nel Sassarese e nel Logudoro (*Sabbie superiori*: Mazzei & Oggiano, 1990).

L'ultimo dei tre cicli sedimentari miocenici è datato Serravalliano superiore?-Tortoniano-Messiniano inferiore (Cherchi, 1985) che documenta un ulteriore ciclo trasgressivo-regressivo in particolar modo nel Sinis (Cherchi et al., 1978; Spano & Furina, 1988), nel Cagliariitano, nella Planargia e nel Sassarese. Nella parte inferiore essa è rappresentata da sedimenti marini calcarei e marnosi di piattaforma esterna di età Tortoniana. Nel Sinis l'ambiente deposizionale si evolve verso condizioni di mare ristretto, con ricche associazioni paleontologiche che indicano ambienti a salinità normale. La progressiva diminuzione batimetrica determina nel Tortoniano superiore-Messiniano inferiore lo sviluppo di piattaforme carbonatiche biocostruite, parallelamente alla paleolinea di costa. I depositi carbonatici sono caratterizzati nel Sinis da superfici di erosione, discordanze, discontinuità e faglie sin-sedimentarie che riflettono un'attività tettonica distensiva importante. Questa successione fa rapida transizione a facies lagunari (con faune oligotipiche) e successivamente a depositi carbonatici evaporitici con noduli di anidrite e sostanzialmente sterili. Questa evoluzione sedimentaria, legata alla crisi di salinità messiniana del Mediterraneo (Cita, 1973), è caratterizzata da oscillazioni eustatiche che determinano sporadiche fasi di emersione (Carmignani et al., 2001).

Nella Sardegna meridionale la sedimentazione continua con il *Calccare di Cagliari* (Tortoniano-Messiniano Inferiore) e nell'Oristanese con la *Formazione di Capo San Marco* datata sempre Tortoniano-Messiniano inferiore (Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969). Quest'ultimo ciclo sedimentario si conclude con le biozone N17 della zonazione di Blow (1969) ed NN11 della zonazione di Martini (1971) (Tab. 3.2).

	STANDARD ZONATIONS		MEDITERRANEAN ZONATIONS				
	Martini 1971	Okada & Bukry 1980	Theodoridis (1984)		Fornaciari & Rio (1996) Fornaciari et al. (1996) Present Work		
LATE MIOCENE	NN11	CN 9	CN9bC*	BARREN INTERVAL			
			CN9bB*	<i>Calcidiscus leptoporus</i>	MNN11c	<i>N. amplificus</i> FO	
			CN9bA*	<i>Reticulofenestra rotaria</i> <i>Amaurolithus primus</i>	MNN11b	<i>Amaurolithus</i> spp. (<i>A. primus</i>) FO	
			CN9a	<i>Coccolithus pelagicus</i>	MNN11a	<i>H. stalis</i> LCO <i>R. pseudoubilicus</i> PB	
	NN10	CN 8	CN8b	<i>Geminiolithella rotula</i>	MNN10	MNN10b	<i>M. convallis</i> LO
			CN8a	<i>Eu-discoaster pentaradiatus</i>		MNN10a	<i>D. pentaradiatus</i> FCO
	NN9	CN 7	CN7b	<i>Eu-discoaster pseudovariabilis</i>	MNN9		<i>D. hamatus</i> LO
			CN7a	<i>Eu-discoaster hamatus</i>			<i>M. convallis</i> FO
	NN8	CN 6	E. calcaris	<i>Eu-discoaster bellus</i>	MNN8	MNN8b	<i>D. bellus</i> gr. FO
				<i>Eu-discoaster bollii</i>		MNN8a**	<i>H. stalis</i> FCO <i>H. walbersdorfensis</i> LCO
	NN7	CN 5	Eu-discoaster exilis	<i>Eu-discoaster kugleri</i>	MNN7	MNN7c**	<i>C. miopelagicus</i> LCO
NN6	CN 5a			<i>Helicosphaera intermedia</i>		MNN7b**	<i>D. kugleri</i> LCO
		<i>Helicosphaera orientalis</i>	MNN7a**	<i>D. kugleri</i> FCO			
NN5	CN 4	S. heteromorphus	<i>Helicosphaera walbersdorfensis</i>	MNN6	MNN6b	<i>C. premacintyreii</i> LO	
			<i>Eu-discoaster musicus</i>		MNN6a	<i>R. pseudoubilicus</i> FCO	
NN4	CN 3	S. heteromorphus	<i>Helicosphaera perch-nielseniae</i>	MNN5	MNN5b	<i>S. heteromorphus</i> LO	
			<i>Eu-discoaster signus</i>		MNN5a	<i>H. walbersdorfensis</i> FCO	
NN3	CN 2	T. carinatus	<i>Helicosphaera obliqua</i>	MNN4	MNN4b	<i>S. heteromorphus</i> PE	
			<i>Helicosphaera ampliaperta</i>		MNN4a	<i>S. heteromorphus</i> PB <i>H. ampliaperta</i> LCO	
NN2	CN 1	T. carinatus	<i>Triquetrorhabdulus milowii</i>	MNN3	MNN3b	<i>S. heteromorphus</i> FCO	
			<i>Helicosphaera vedderi</i>		MNN3a	<i>S. belemnus</i> LCO	
NN1	CN 1	T. carinatus	<i>Eu-discoaster druggii</i>	MNN2	MNN2b	<i>S. belemnus</i> FO	
			<i>Eu-discoaster deflandrei</i>		MNN2a	<i>H. mediterranea</i> FO <i>H. ampliaperta</i> FO	
NP25	CP19b	NOT CONSIDERED		MNN1	MNN1d	<i>H. euphratis</i> AE	
					MNN1c	<i>H. carteri</i> FCO <i>S. disbelemnus</i> FO	
					MNN1b	<i>S. delphix</i> LO	
					MNN1a	<i>S. delphix</i> FO	
					MNP25b	<i>D. bisectus</i> LCO	
					MNP25a	<i>S. ciproensis</i> LO	

Tabella 3.2. Zonazioni standard del Miocene di Martini (1971) e Okada e Bukry (1980) rispetto alle zonazioni selezionate proposte per l'area mediterranea (Theodoridis, 1984; Fornaciari & Rio, 1996; Fornaciari et al., 1996; Raffi et al., 2003). (NP=Nannoplakton Paleogene; NN=Nannoplankton Neogene; MNN = Mediterranean Neogene Nannoplankton; CP=Calcareous Plankton; MNP = Mediterranean Paleogene Nannoplankton; CN= Calcareous nannoplankton). Gli asterischi indicano limiti zionali emendati: * da Raffi and Flores (1995); ** da Hilgen et al. (2000c) e Raffi et al. (2003).

3.1.2. Studi precedenti

Gli unici dati relativi ad associazioni a dinocisti del Miocene della Sardegna sono quelli discussi da Corradini (1985) e quelli relativi al lavoro di tesi di laurea di Musa (2001). In tali studi vengono trattate rispettivamente le serie marnoso-arenacee del Campidano (Sardegna meridionale) ed in particolare della Formazione della Marmilla (Sardegna centro-meridionale) e due sondaggi carotati nella regione del Logudoro (Bonorva), Sardegna settentrionale.

Le sezioni studiate da Corradini (1985) per le cisti di dinoflagellati sono le seguenti:

1. sezione di Ales (AC), che affiora lungo la strada vicino all'abitato di Ales con marne caratterizzate da strati più grossolani a macroforaminiferi.
2. sezione di Sardara-Villanovaforru (SV), che affiora lungo la strada tra i due centri abitati. È formata da sabbie, conglomerati, marne, sabbie marnose, marne con tufi intercalati e sabbie tufacee.
3. sezione della Giara di Gesturi (GG), che affiora lungo la strada tra Gesturi e l'altopiano della Giara. È formata da marne e subordinatamente da sabbie e tufi.
4. sezione di Tuili-Giara (TG), che affiora tra l'abitato di Tuili e l'altopiano della Giara. È costituita da marne, marne siltose, sabbie marnose ed intercalati vi si trovano anche strati arenacei e tufacei. All'apice si hanno i calcari e le calcareniti.
5. sezione di una cava di Sestu (S), costituita da marne che affiorano a Nord di Sestu (Nord di Cagliari).

Secondo le biozone a nanoplancton tali sezioni sono così distribuite (Figura 3.3):

- a) la sezione di Ales, è attribuita alla parte bassa della zona NN1, e alla zona NN1-NN2;
- b) la sezione di Sardara-Villanovaforru appartiene alla parte più bassa della zona NN1, alla zona NN1-NN2 e alla zona NN3;
- c) la sezione della Giara di Gesturi, è distribuita alle zone NN3 e NN4;
- d) la sezione di Tuili-Giara, si estende alle zone NN3 e NN4;
- e) la sezione della cava di Sestu, è confinata alla sola zona NN5.

Nel paragrafo successivo le sezioni di Ales e di Sestu, studiate per il 19° Colloquio Micropaleontologico Europeo, verranno descritte in dettaglio prendendo in considerazione anche i foraminiferi planctonici, bentonici e i nannofossili calcarei determinati rispettivamente da Iaccarino, d'Onofrio e Martini, essendo state campionate nel presente studio le medesime aree (Schiavinotto et al., 1985; Corradini et al., 1985).

Le associazioni studiate da Corradini (1985) nelle varie sezioni della Sardegna centro-meridionale hanno diverse specie in comune tra loro. Tra le più rilevanti citiamo *Hystriochokolpoma rigaudiae*, *Polysphaeridium zoharyi*, *Impagidinium patulum*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Spiniferites pseudofurcatus*, *S. ramosus*, *Cleistosphaeridium ancyreum* e *C. placacanthum*.

L'intervallo stratigrafico cui è riferita la sezione di Ales, compreso tra la parte bassa della biozona NN1 e la zona NN1-NN2 (Aquitaniense-Burdigaliano inferiore), presenta *Gonyaulacysta tenuitabulata*, *Cleistosphaeridium ancyreum*, *Homotryblum cf. pallidum*.

Le sezioni di Sardara-Villanovaforru e Giara di Gesturi sono comprese tra la biozona NN1 e NN3 (Aquitaniiano-Burdigaliano). Sono caratterizzate dalla presenza di *Chiropteridium aspinatum*, *Gonyaulacysta tenuitabulata* e *Tuberculodinium vancampoe*.

Secondo Corradini (1985) non è possibile comparare direttamente le associazioni a dinocisti della sezione di Sardara-Villanovaforru con quella di Ales anche se vi sono delle forme comuni. Le dinocisti nella sezione di Sardara-Villanovaforru son mal preservate e non sembrano appartenere a taxa stratigraficamente interessanti. Inoltre, non sembrano esservi differenze significative tra le associazioni a dinocisti delle biozone NN1-NN2 e NN2-NN3.

Rispetto alla sezione della Giara di Tuili e della Cava di Sestu, comprese tra le nannozone NN3 e NN5 (Burdigaliano-Langhiano), non si possono fare confronti precisi, poiché l'autore non specifica i numerosi *Spiniferites* riportati, ma sottolinea l'assenza di *Tuberculodinium vancampoe* e la presenza di numerosi *Spiniferites* e *Operculodinium* (Corradini, 1985). Egli afferma la necessità di uno studio dettagliato delle associazioni a dinocisti della Cava di Sestu per effettuare dei confronti con le altre sezioni della Sardegna.

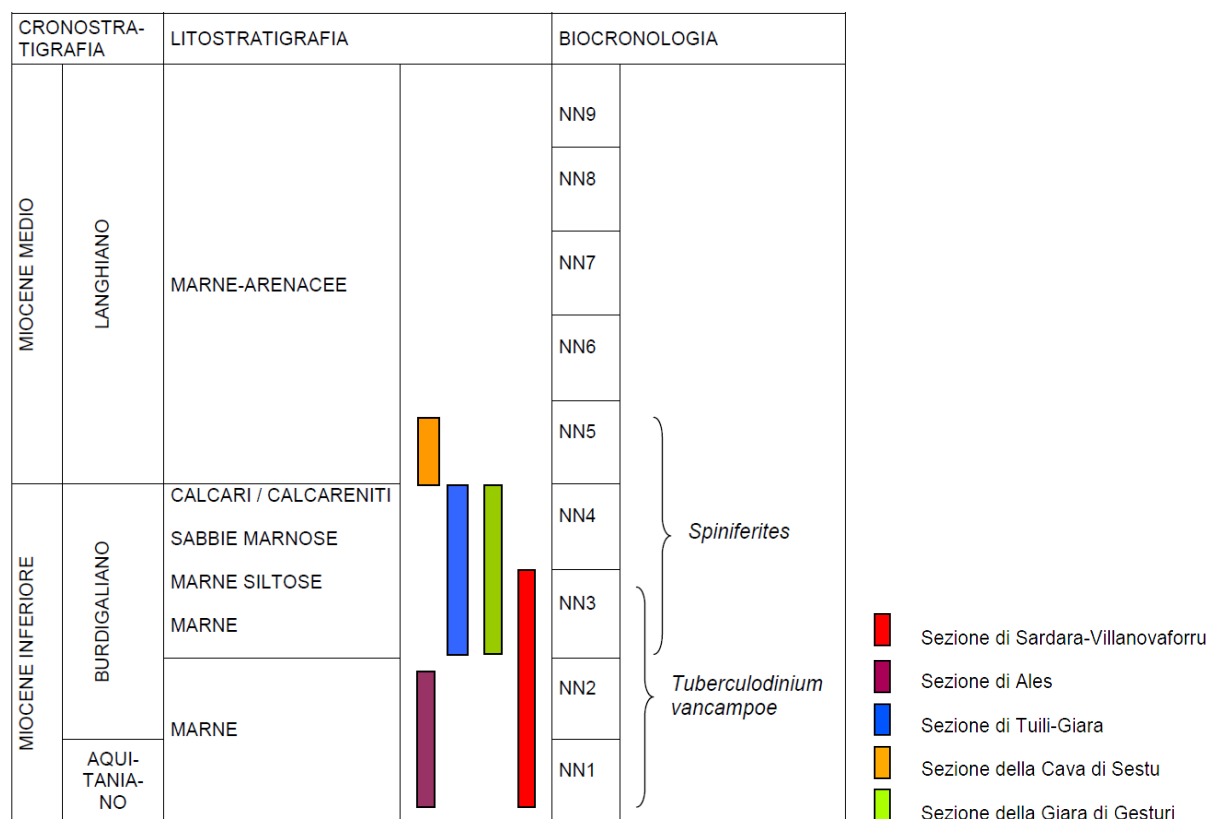


Tabella 3.3. Schema comparativo di distribuzione cronostratigrafica delle sezioni studiate da Corradini (1985).

Musa (2001) individua nei due sondaggi costituiti da marne datate al Langhiano, e pertinenti alle *Marne di Borutta* (Funedda et al., 2000), un'associazione a dinocisti caratterizzata da tre principali Complessi:

1. "Complesso *Cleistosphaeridium*" rappresentato in particolare da *C. placacanthum*, *C. ancyreum* e *C. diversispinosum*, differenti per il tipo di processi e la presenza di una membrana alla base degli stessi.
2. Il "Complesso *Spiniferites*" formato da *S. ovatus*, *S. pseudofurcatus*, *S. mirabilis*, e *S. ramosus*, che si distinguono notevolmente per la dimensione e morfologia delle terminazioni distali dei processi, per la presenza o meno di un processo membranoso antiapicale e per i processi suturali angolari e non angolari.
3. Il "Complesso *Polysphaeridium zoharyi-Operculodinium israelianum*" infine raggruppa specie di generi diversi ma che hanno mostrato caratteri comuni e una variabilità intraspecifica che consente una certa sovrapposizione: forma della teca, morfologia dei processi, variabilità strutturale della parete.

I taxa individuati da Musa (2001) hanno una distribuzione stratigrafica ampia. Infatti, se si escludono alcune specie (*Spiniferites ovatus* e *Achomosphaera callosa*), finora ritrovate solo nel Miocene superiore, nell'insieme i taxa caratterizzano l'intervallo biocronologico NN1-NN5 della zonazione a nannofossili. Le specie *S. mirabilis* ed *Operculodinium israelianum*, sembrano avere la stessa distribuzione; entrambe sono comparse nel Burdigaliano sommitale e nel Langhiano hanno realizzato la loro maggior diffusione. Ciò ha indotto a ritenere che l'unità marnoso-arenacea in questione abbia un'età non più antica del Burdigaliano superiore ed estendibile a tutto il Langhiano.

Lo studio di Musa (2001) comprende anche un'indagine paleoambientale della piana di Bonorva. Visti i risultati della ricerca, Musa (2001) ha ritenuto che durante il Miocene inferiore-medio, la piana di Bonorva fosse una piattaforma continentale aperta la cui abbondanza di dinocisti suggerisce un innalzamento del livello eustatico dovuto alla trasgressione marina burdigaliana che ha indotto un arretramento della linea di costa verso l'interno della Sardegna (maggiori dettagli in Musa, tesi di laurea, 2001).

3.2. Materiali e metodi di studio

3.2.1. Descrizione delle sezioni sarde

In questo studio sono stati presi in considerazione i due sondaggi precedentemente studiati da Musa (2001) e sei sezioni: tre di queste provengono dalla regione della Marmilla, Sardegna Centro-meridionale (Ales, Villanovafranca-Gesico, Barumini), una dalla regione del Campidano (cava di Sestu), Sud Sardegna, una dalla regione del Logudoro (Florinas), nel Nord della Sardegna e una dalla Penisola del Sinis, Sardegna Occidentale. Il carotaggio dei due sondaggi venne effettuato nella regione del Logudoro (Bonorva), Nord Sardegna.

3.2.1.1. Formazione delle Marne di Ales

La parte più distale della successione conglomeratico-arenacea e carbonatica dell'Oligocene superiore-Burdigaliano inferiore-medio è rappresentata da marne argillose ittiolitiche (Marne di Ales: Cherchi, 1974) e dalle sovrastanti alternanze marnoso-arenacee a notevole componente vulcanica (porzione distale della Formazione della Marmilla: Cherchi, 1974), talora torbiditiche, di ambiente pelagico e ricche di foraminiferi e di altri organismi planctonici.

L'ambiente di deposizione è considerato batiale. L'età è stata attribuita sulla base della presenza dei foraminiferi planctonici *Globigerina angulisurealis* e *G. bisphericus*. La successione è coeva con i Calcari di Isili, parzialmente con le Marne di Gesturi e con parte della Formazione della Marmilla attribuita all'Aquitaniaco-Burdigaliano inferiore, situata a est della regione del Campidano. La sequenza è coperta da basalti e riolaciti del ciclo alcalino e sub-alcalino (Plio-Pleistocene 0.14-5.3 Ma).

3.2.1.1.1. Sezione di Acqua Frida, Ales (AA)

La sezione è stata campionata lungo la strada comunale, che, dalla S.S. 442 (circa 150 m da Ales), va verso il rilievo di Genna Spina – Massiccio di Monte Arci (F° 539 – Sezione IV I.G.M.).

Schiavinotto et al. (1985) studiarono il contenuto fossilifero di alcuni campioni prelevati nella stessa area per il 19° Colloquio Micropaleontologico Europeo.

Tra i foraminiferi bentonici sono stati individuati *Lenticulina calcar*, *Textularia abbreviata*, *Melonis pompilioides* (det. d'Onofrio, 1985). Tra i foraminiferi planctonici Iaccarino (in Schiavinotto et al., 1985) ha individuato la presenza di *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerina ciperoensis*, *Globigerina praebulloides*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globorotalia* cf. *birnageae*. Tra i nanofossili calcarei, Martini (in Schiavinotto et al., 1985) ha determinato *Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Helicosphaera euphratis*, *H. carteri*, *Sphenolithus* cf. *dissimilis*, *S. moriformis*, etc.

Sulla base della fauna è stato stabilito che l'intervallo biocronologico cui è riferita la sezione di Ales è compreso tra la parte bassa della nannozona NN1 e l'intervallo NN1-NN2 e cioè Aquitaniaco-Burdigaliano inferiore.

Gli strati analizzati nel presente studio nell'insieme hanno uno spessore di 20,70 metri e sono costituiti per lo più di calcari tuftici alternati a marna. I campioni prelevati sono stati contrassegnati con la sigla AA seguita da numerazione da 1 a 11.

Dal basso verso l'alto si osserva (Fig. 3.5):

- 1) 0,80 m di calcare tuftico. Nella mezzeria di tale livello è stato prelevato il campione AA 1;
- 2) 0,40 m di conglomerato;
- 3) 0,80 m di calcare tuftico da cui è stato prelevato il campione AA 2;
- 4) 0,40 m di conglomerato grossolano;
- 5) 2,10 m di marna debolmente calcarea. Al tetto di questo livello è stato prelevato il campione AA 3;
- 6) 0,40 m di marna compatta di color grigio-verde;
- 7) 0,30 m di marna debolmente calcarea;
- 8) 0,50 m di marna compatta di color grigio-verde. Alla base di tale livello è stato prelevato il campione AA 4;
- 9) 0,40 m di marna calcarea, al tetto della quale è stato prelevato il campione AA 5;
- 10) 0,50 m di copertura vegetale;
- 11) 1,40 m di marna calcarea. In questo strato sono stati prelevati tre campioni: alla base AA 6; nella mezzeria AA 7 e al tetto dello stesso AA 8;
- 12) 0,50 m di detrito;
- 13) 1,80 m di marna compatta debolmente calcarea. Alla base di tale livello è stato prelevato il campione AA 9 e nella mezzeria è stato prelevato il campione AA 10;
- 14) 9,00 m di copertura vegetale;
- 15) 1,40 m di marna compatta di color grigio-verde. Alla base di questo livello è stato prelevato il campione AA 11.

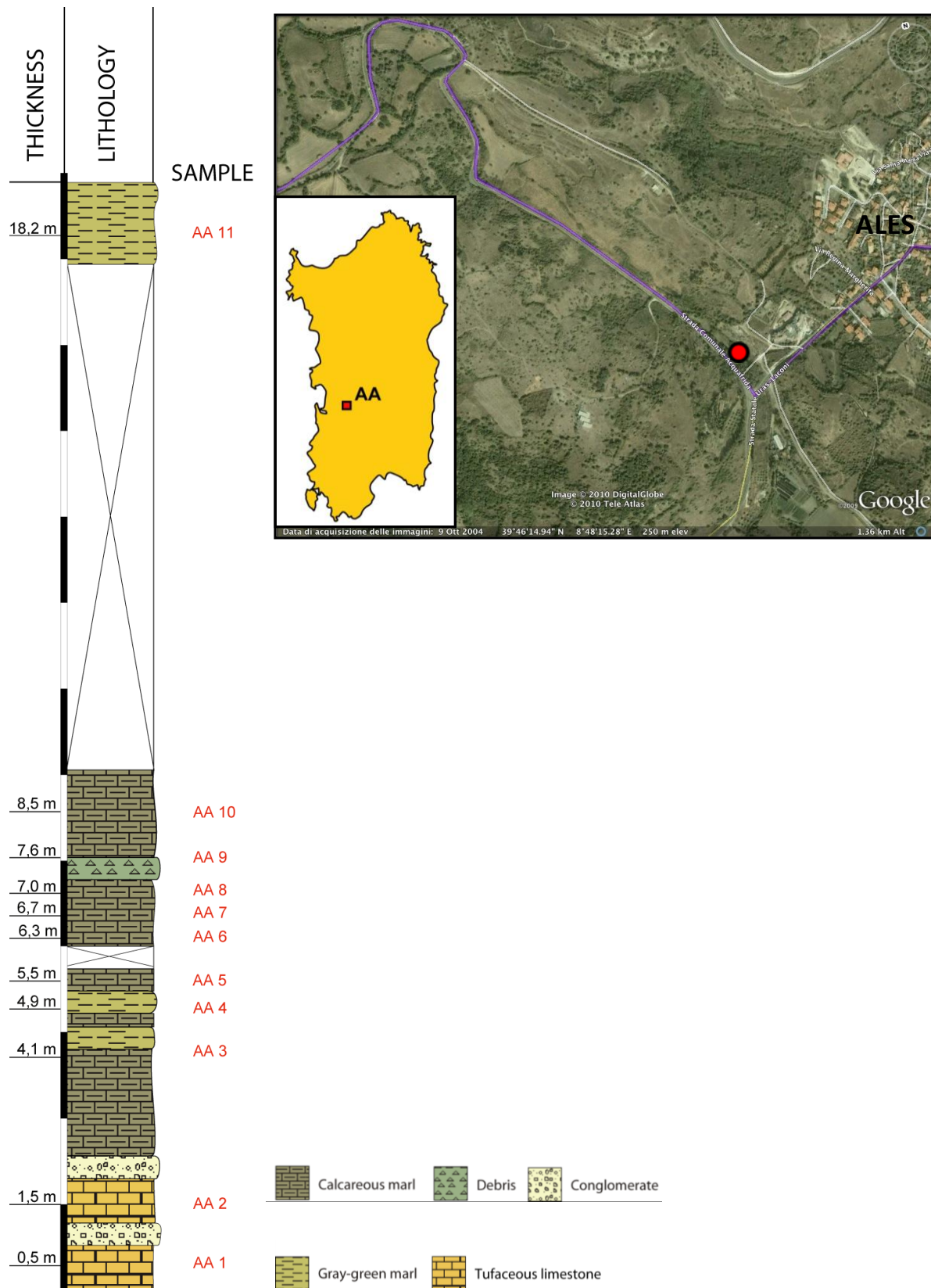


Figura 3.5. Litostratigrafia della sezione di Acqua Frida e posizione dei campioni.

3.2.1.2. Formazione della Marmilla

Nelle zone più distali delle Marne di Ales segue la Formazione della Marmilla: deposito consistente di un'alternanza di marne arenacee con una maggiore componente vulcanica, risalente all'intervallo Aquitaniano-Burdigaliano inferiore. Nella sua parte distale, la Formazione della Marmilla è torbiditica. L'ambiente deposizionale era profondo, verosimilmente di piattaforma esterna e di scarpata. I sedimenti sono ricchi di microfossili planctonici e bentonici. La Formazione della Marmilla è stata attribuita inizialmente all'Aquitaniano sulla base dei foraminiferi planctonici; studi ulteriori indicano per la sua parte più alta un'età Burdigaliano inferiore (zona a *Globigerinoides altiapertura*, Cherchi, 1974; Cherchi et al., 1985).

Sono state campionate due sezioni, la prima indicata con BSG (Bruncu Sa Giustizia, Barumini) e la seconda con VGE (Villanovafranca-Gesico).

La sezione di Bruncu Sa Giustizia è stata campionata lungo la strada che da Barumini porta ad Escolca; la sezione di Villanovafranca-Gesico è stata campionata lungo la strada che dal paese di Villanovafranca porta a Gesico.

3.2.1.2.1. Sezione di Bruncu Sa Giustizia, Barumini (BSG)

La sezione di Barumini si trova nella Marmilla orientale (Sardegna centro-meridionale). Lungo un taglio stradale che affiora nella Strada Provinciale del Nuraghe che va da Barumini ad Escolca (F° 540 - Sezione III I.G.M.), sono stati prelevati dei campioni contraddistinti dalla sigla BSG con numerazione da 1 a 24. Casu et al. (1996) analizzarono il contenuto fossilifero nella sezione di Bruncu Sa Giustizia. Tra i foraminiferi planctonici sono stati distinti *Globigerina praebulloides*, *Globigerinoides trilobus*, *G. bisphaericus*, *Globorotalia obesa*, *Globoquadrina praedehiscens* e *G. dehiscens*. Ciò permette di riferire la sezione alla parte superiore della biozona NN2. Caratteristica generale degli strati sono la riduzione granulometrica dal letto verso il tetto ed il contatto più o meno netto al passaggio con i livelli soprastanti. Gli strati nell'insieme hanno uno spessore di 17,07 metri, direzione N108° ed immergono verso SW con inclinazione di 18°.

Gli strati sono costituiti da (Fig. 3.6):

- 1) 0,55 m di argillite marnosa, compatta, nocciola e superficialmente fogliettata;
- 2) 0,44 m di arenite microconglomeratica con matrice siltosa, nocciola. Al tetto dello strato è stato prelevato il campione BSG 24;
- 3) 0,75 m di argillite marnosa molto alterata, massiva, color grigio nocciola. Nella mezzeria di tale livello è stato prelevato il campione BSG 23;
- 4) 0,30 m di siltite arenacea marnosa, massiva, compatta, color nocciola. Al tetto dello strato è stato prelevato il campione BSG 22;
- 5) 0,95 m di siltite marnosa superficialmente fogliettata. Da tale livello è stato prelevato il campione BSG 21;

- 6) 1,54 m di siltite arenacea marnosa compatta, massiva. Inferiormente c'è un piccolo livello di arenite molto fine, omogenea e compatta. Sono stati prelevati da tale strato i campioni BSG 1 e BSG 5;
- 7) 2,29 m di siltite marnosa poco compatta, massiva, color nocciola. Sono stati prelevati da questo livello i campioni BSG 2, BSG 14, BSG 3, BSG 6 e BSG 7;
- 8) 1,36 m di siltite marnosa compatta, omogenea, color nocciola. Campioni prelevati: BSG 8 alla base, BSG 15 nella mezzeria del livello, BSG 9 a 10-15 cm dal tetto;
- 9) 0,75 m di arenite argillosa poco compatta. Alla base di questo strato è stato prelevato il campione BSG 10;
- 10) 1,56 m di siltite arenacea marnosa, massiva, molto alterata di color nocciola. Prelevato campione BSG 16 nella mezzeria del livello e BSG 11 al tetto;
- 11) 0,77 m di siltite marnosa, massiva, color nocciola. Prelevato il campione BSG 12 al tetto dello strato;
- 12) 2,40 m di siltite arenacea marnosa, moderatamente compatta, massiva, color nocciola chiaro. È il livello dei campioni BSG 13 e BSG 17;
- 13) 0,63 m di siltite arenacea marnosa, molto compatta, color nocciola. Prelevato il campione BSG 18 a 20 cm dal letto;
- 14) 2,44 m di siltite arenacea marnosa, poco compatta, color nocciola. Dalla base di tale livello è stato prelevato il campione BSG 19;
- 15) 0,34 m di siltite arenacea, poco compatta, color grigio-nocciola. Prelevato campione BSG 20 al tetto del livello.

Dell'intera sezione sono stati analizzati nel presente studio i campioni BSG 1, BSG 14, BSG 10, BSG 16, BSG 11, BSG 13, BSG 17 e BSG 19.

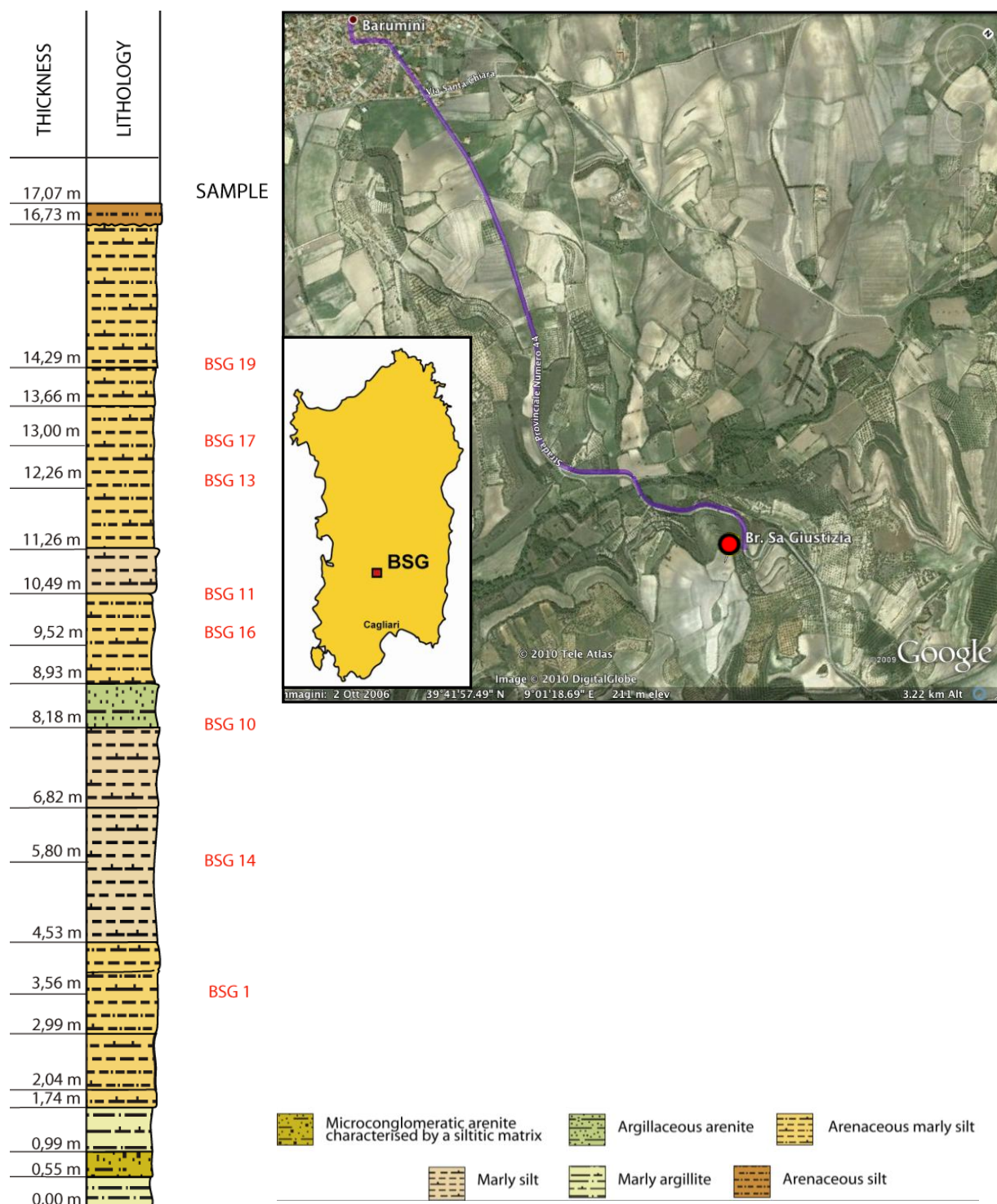


Figura 3.6. Litostratigrafia della sezione di Bruncu Sa Giustizia e posizione dei campioni.

3.2.1.2.2. Sezione di Villanovafranca-Gesico (VGE)

L'affioramento è situato nella parte superiore della Formazione della Marmilla (Sardegna centro-meridionale). Esso è caratterizzato da frequenti intercalazioni da decimetriche a metriche di arenarie tuftiche in cui sono stati prelevati tre campioni lungo un taglio stradale che affiora nella strada provinciale che unisce il paese di Villanovafranca a quello di Gesico (F° 540 – Sezione III I.G.M.).

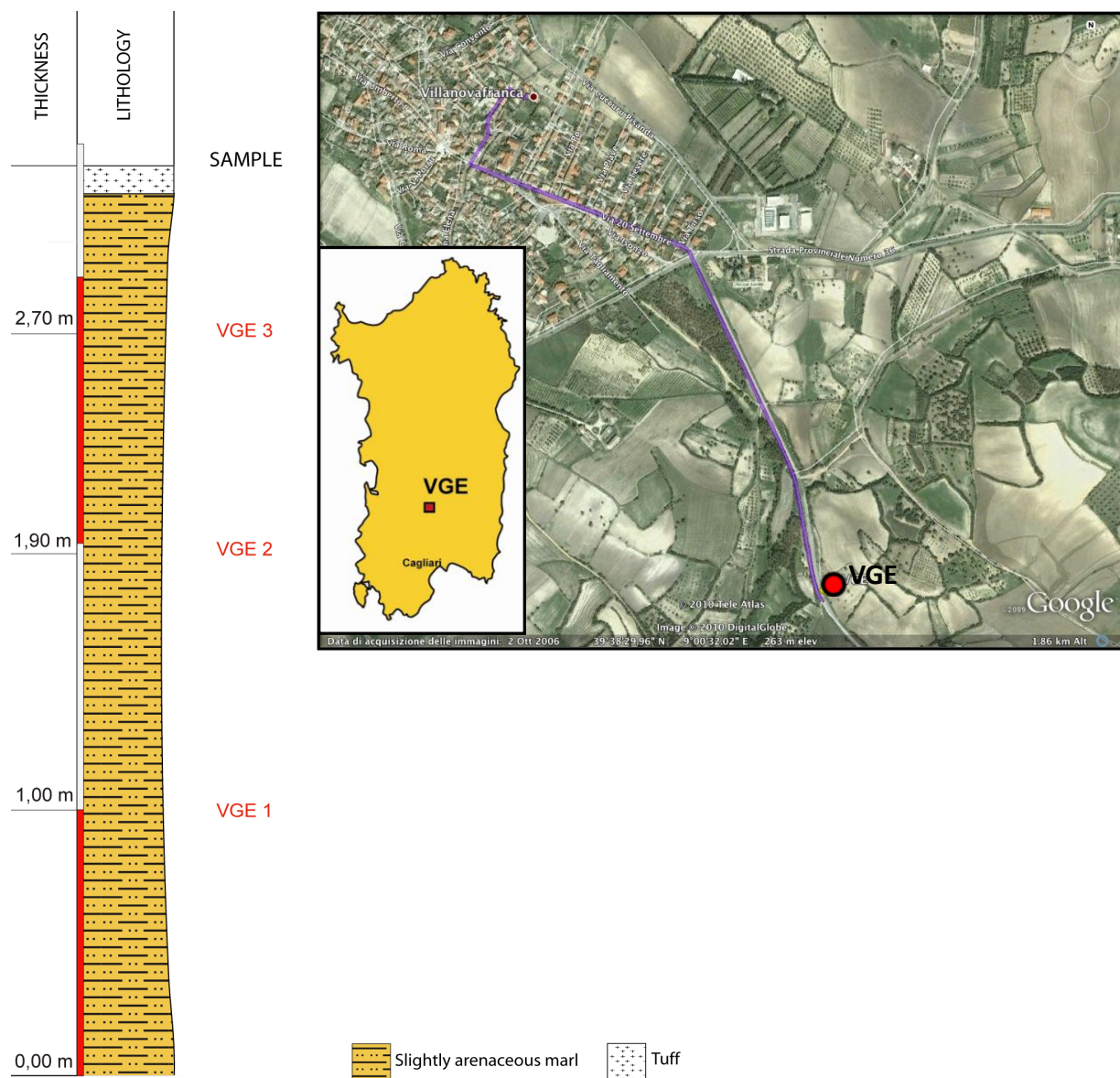


Figura 3.7. Litostratigrafia della sezione di Villanovafranca-Gesico e posizione dei campioni.

3.2.1.3. Formazione dei Calcari di Mores

La Formazione dei Calcari di Mores (Funedda et al., 2000), o dei Calcari inferiori (Mazzei & Oggiano, 1990), è un deposito di calcari bioclastici stratificati di piattaforma interna. È caratterizzata da una facies calcareo-arenacea, giallo-beige, di circa 6 metri di spessore (Logudoro, Sassarese, Anglona, Gallura, Barigadu), ma che eccezionalmente (Semestene, M. Castanza-Cossoine, Florinas-Cargeghe, Sassari) può arrivare fino a diverse decine di metri.

Questa formazione è costituita da una facies calcarea compatta dove sono del tutto assenti gli elementi silicoclastici. L'unità è datata al Burdigaliano superiore.

Il contenuto fossilifero è elevato e consiste di molte Alghe calcaree, soprattutto le specie *Lithothamnium moreti*, *Lithophyllum contii* e *Mesophyllum* spp., più abbondanti nei livelli basali.

Nei livelli superiori esse sono rappresentate dal solo genere *Lithothamnium*. Sono inoltre presenti Molluschi dei generi *Chlamys* e *Turritella*; Echinodermi dei generi *Scutella* ed *Amphiope*, la cui presenza (così come anche per Anellidi e Briozoi) si fa sempre più rara verso la parte alta della successione; Coralli e Macroforaminiferi come *Amphistegina* sp. ed *Heterostegina complanata*; e altri Foraminiferi bentonici quali Miliolidi, Rotalidi e Lagenidi (più rari nei livelli sommitali), mentre i planctonici come *Globigerina* sono pochi (Maxia & Pecorini, 1969; Pomesano Cherchi, 1971a; Spano, 1983; Spano & Asunis, 1984; Assorgia et al., 1988; Mazzei & Oggiano, 1990; Martini et al., 1992; Odin et al., 1994).

L'associazione paleontologica rinvenuta all'interno dei calcari inferiori, fa intendere che con molta probabilità tutta la zona di studio al momento della deposizione doveva essere un mare poco profondo (circa 15-20 m), con acque calde, e con un discreto apporto di materiali terrigeni nei settori di piattaforma interna. Queste condizioni ambientali si rivelarono le più favorevoli per lo sviluppo delle Alghe calcaree (soprattutto *Lithophyllum contii*), le quali proliferando hanno contribuito successivamente a compattare il sedimento disciolto.

3.2.1.3.1. Sezione di San Giovanni, Florinas (FL)

Questa sezione è stata campionata in un taglio stradale nei pressi di San Giovanni (F° 459 - Sezione II I.G.M.) nel comune di Florinas (SS), Nord Sardegna.

Sono state ampiamente riconosciute microfaune a foraminiferi che consentono di attribuire questa sezione al tardo Burdigaliano (biozona NN4) (Mazzei & Oggiano, 1990; Arnaud et al., 1992; Funedda et al., 2000).

Tutti i campioni contengono *Globigerinoides bisphericus*, *Praeorbulina sicana*, *Heterostegina* spp. (Maxia & Pecorini, 1969; Pomesano Cherchi, 1971a; Spano, 1983; Spano & Asunis, 1984; Assorgia et al., 1988; Mazzei & Oggiano, 1990; Martini et al., 1992; Odin et al., 1994). Le associazioni fossili e l'analisi delle litofacies indicano ambienti litorali e neritici (Martini et al., 1992), nei quali l'impostazione della piattaforma carbonatica era limitata alla sommità dei blocchi tiltati, con rapidi cambiamenti laterali di facies (Carmignani et al., 2001).

Gli strati analizzati nel presente studio nell'insieme hanno uno spessore complessivo di circa 53 metri e sono costituiti per lo più da marne calcaree alternate a calcari e calcareniti. I campioni prelevati sono stati contrassegnati con la sigla FL seguita da numerazione da 1 a 10.

Dal basso verso l'alto si osserva (Fig. 3.8):

- 1) 7,50 m di calcarenite. All'altezza di 5 m è stato prelevato il campione FL 1 d;
- 2) 2,00 m di copertura vegetale;
- 3) 4,40 m di marna arenacea;
- 4) 1,20 m di copertura vegetale;
- 5) 5,10 m di marna arenacea. Tra la mezzeria e il tetto di questo livello sono stati prelevati i campioni FL 2 d e FL 3 d;
- 6) 3,50 m di copertura vegetale;
- 7) 7,60 m di marna calcarea. In questo livello sono stati prelevati 4 campioni. Alla base sono stati prelevati i campioni FL 4 d e FL 5 d, nella mezzeria sono stati prelevati i campioni FL 6 d e FL 7 d;
- 8) 4,90 m di copertura vegetale;
- 9) 3,80 m di marna calcarea. Alla base di questo livello è stato prelevato il campione FL 8 d;
- 10) 1,00 m di copertura vegetale;
- 11) 11,40 m di marna calcarea. Alla base di questo livello è stato prelevato il campione FL 9 d, e a 3,00 m di altezza è stato prelevato il campione FL 10 d.

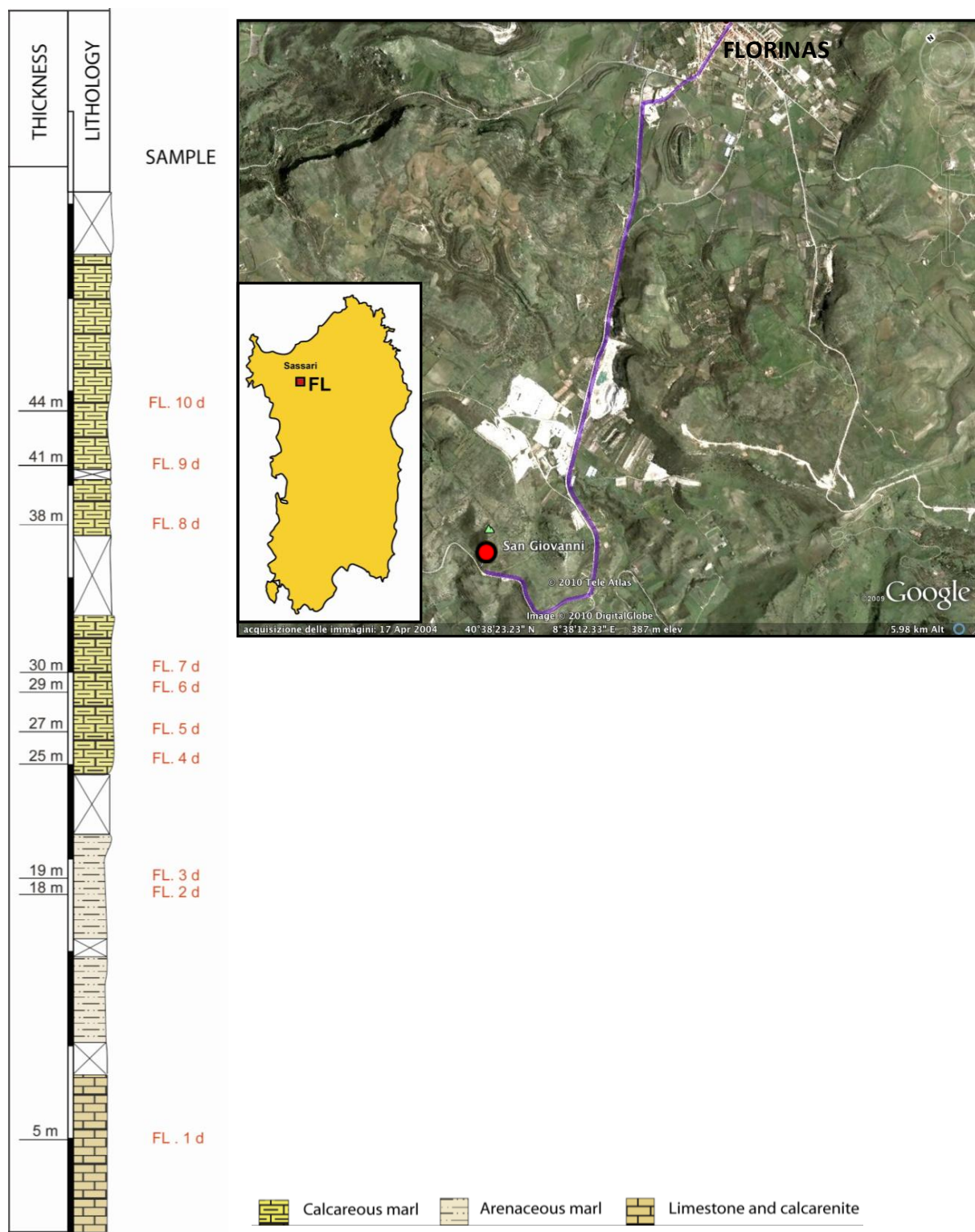


Figura 3.8. Litostratigrafia della sezione di San Giovanni e posizione dei campioni.

3.2.1.4. Formazione delle Marne di Borutta

La Formazione delle Marne di Borutta (Funedda et al., 2000), o “marnoso-arenacea” giace sui Calcarei inferiori ed è caratterizzata da un alternarsi di strati marnosi a componente arenacea che variano dal grigio al grigio-biancastro, fino al beige nei livelli più bassi; superiormente è delimitata da sottili strati siltosi che variano dal beige al verde in cui possono riscontrarsi delle bioturbazioni. Questi depositi riflettono le massime batimetrie raggiunte dai bacini della Sardegna centro-settentrionale nel Miocene medio (condizioni epibatiali: Negretti et al., 1990). Gli spessori di questi sedimenti raggiungono un centinaio di metri.

Questa formazione è particolarmente ricca di Spatangoidi tra cui lo *Schizaster*, Pettinidi come *Chlamys* e *Amussium*, rari Ostracodi, concentrati soprattutto nei sottili strati siltosi sui quali sono stati eseguiti gli studi delle associazioni a dinoflagellati fossili discussi nel presente lavoro. Inoltre sono presenti Crostacei, Anellidi come *Ditrupea*, denti di Selaci, Coralli e Gasteropodi come *Conus* e nannofossili calcarei quali *Bremadosphaera bigelowi*, *Calcidiscus leptoparus*, *C. macintyreii*, *C. rotula*, *Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Cyclolithella* spp., *Discoaster* spp., *D. aulakos*, *D. exilis*, *D. cf. stellulus*, *D. variabilis* s.l., *Helicosphaera* spp., *H. ampliapertura*, *H. carteri*, *H. euphratis*, *H. intermedia*, *H. mediterranea*, *H. obliqua*, *H. scissura*, *Minilitha convallis*, *Pontosphaera* spp., *P. multipora*, *Reticulofenestra* spp., *R. pseudoumbilica*, *Rhabdosphaera procera*, *Sphenolithus* spp., *S. cf. abies*, *S. heteromorphus* e *S. moriformis*. Di tali specie le più rappresentative biostratigraficamente sono *Coccolithus pelagicus* e *Sphenolithus heteromorphus*.

Il contenuto fossilifero nel complesso indica un'età compresa tra Burdigaliano superiore e Langhiano inferiore (Porcu, 1972; Cherchi, 1974; 1983; Assorgia et al., 1988; Mazzei & Oggiano, 1990; Martini et al., 1992; Odin et al., 1994; Assorgia et al., 1997b). In altri casi (ad es. Campeda, vicino a Semestene), la successione marnoso-arenacea è più completa ed arriva fino al Langhiano superiore (zona a *Orbulina suturalis*) (Pomesano Cherchi, 1971a).

Nell'insieme queste microfaune bentoniche, appartenenti al limite neritico interno-esterno, confermano che la deposizione delle marne deve essere avvenuta contemporaneamente all'approfondimento del bacino stesso.

3.2.1.4.1. Sondaggi di Bonorva (BNR #5 – BNR #6)

Il materiale studiato proviene da due sondaggi (5 e 6), effettuati dall'Ente Nazionale per le Strade (ANAS) nel mese di luglio 1998 per lo studio di variante della Strada Statale 131 “Carlo Felice”, nel tratto compreso tra il Km 159 e il Km 165+350, come indicato nella Figura 3.9.

I sondaggi sono stati effettuati con carotaggio continuo e carotiere a secco; i campioni ci sono stati gentilmente messi a disposizione dal Prof. Pancirolli, dell'Università degli studi di Cagliari.

Sondaggio n° 5 (Fig. 3.10):

Al di sotto di un detrito di versante e il cappellaccio della roccia marnosa, il sondaggio ha attraversato circa 14 metri di marne tenere grigie talvolta più argillose che marnose.

Sondaggio n° 6 (Fig. 3.10):

Al di sotto di 1,80 metri di copertura argillosa bruna e di circa 3 metri di marna alterata, la sonda ha carotato circa 15 metri di litologia marnosa:

- 1) 2,20 m di marna limo argillosa scura, tenera;
- 2) 3,20 m di marna limosa grigia;
- 3) 3,60 m di marna limosa grigia piuttosto fratturata;
- 4) 3,00 m di marna limosa grigia con alternanza di livelli più o meno argillosi;
- 5) 6,00 m di marna limo argillosa bruna, tenera.

I campioni analizzati in laboratorio e studiati per i dinoflagellati fossili sono:

- 1) campione BNR6 1 (vetrino n° 2999 a, b): a 20,00 m del sondaggio numero 6;
- 2) campione BNR6 3 (vetrino n° 3001 a, b): a 17,50 m del sondaggio numero 6;
- 3) campione BNR6 2 (vetrino n° 3000 a, b): a 15,00 m del sondaggio numero 6;
- 4) campione BNR6 4 (vetrino n° 3002 a, b): a 7,70 m del sondaggio numero 6;
- 5) campione BNR6 5 (vetrino n° 3003 a, b): a 4,30 m del sondaggio numero 6;
- 6) campione BNR6 6 (vetrino n° 3004 a, b): a 2,80 m del sondaggio numero 6;
- 7) campione BNR5 1 (vetrino n° 3005 a, b): a 10,50 m del sondaggio numero 5;
- 8) campione BNR5 2 (vetrino n° 3006 a, b): a 6,60 m del sondaggio numero 5;
- 9) campione BNR5 3 (vetrino n° 3007 a, b): a 3,90 m del sondaggio numero 5.

Musa (2001) fece una prima indagine palinologica in un lavoro di tesi di laurea con lo scopo di definire la paleobatimetria dei sedimenti marnosi fossiliferi ed avere informazioni sulle variazioni eustatiche nell'ambiente di sedimentazione. Nel presente studio sono stati ripresi in esame i vetrini analizzati da Musa (2001).

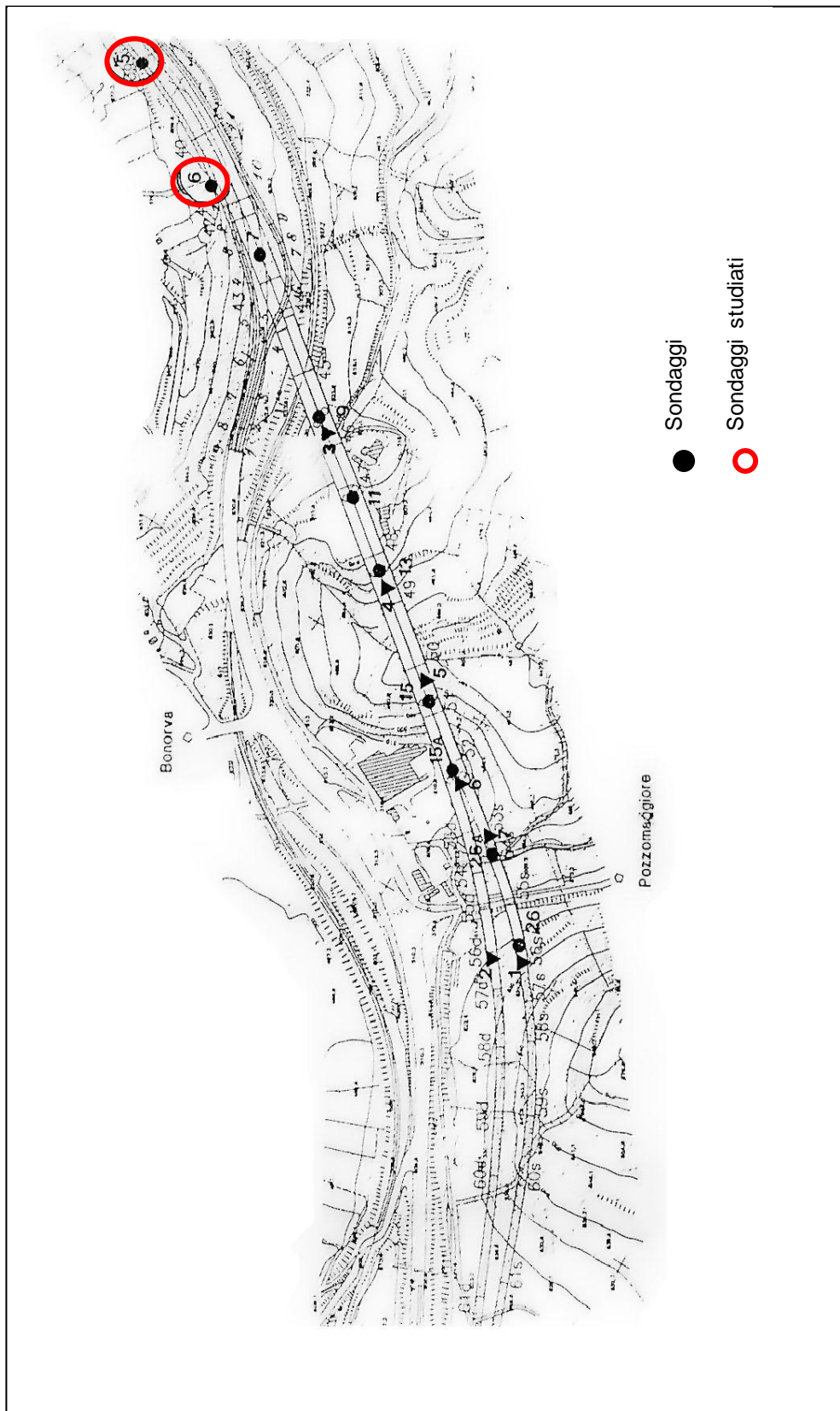


Figura 3.9. Sezione di Bonorva con ubicazione dei relativi sondaggi effettuati.

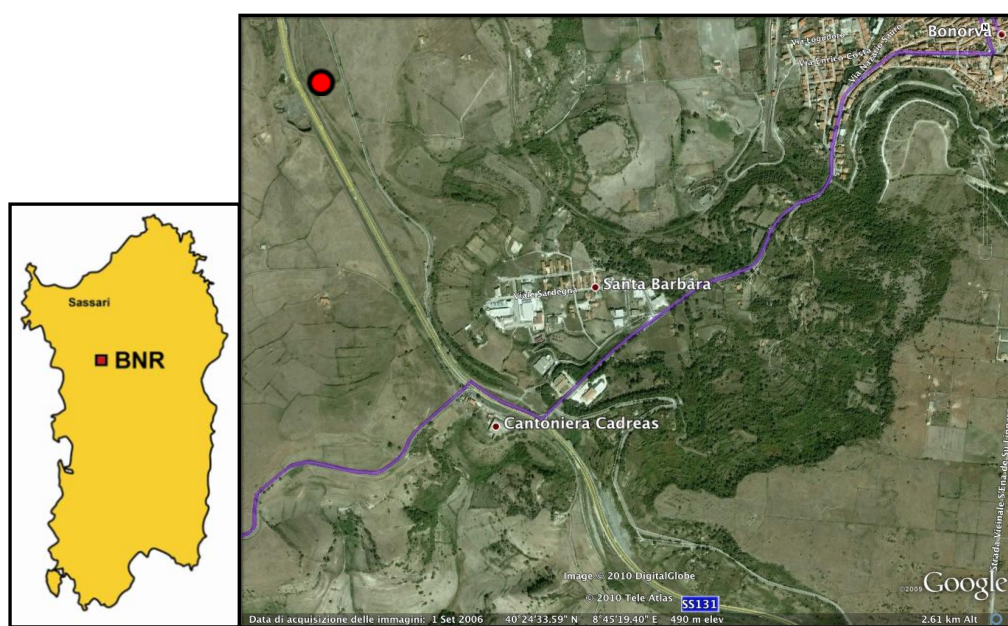
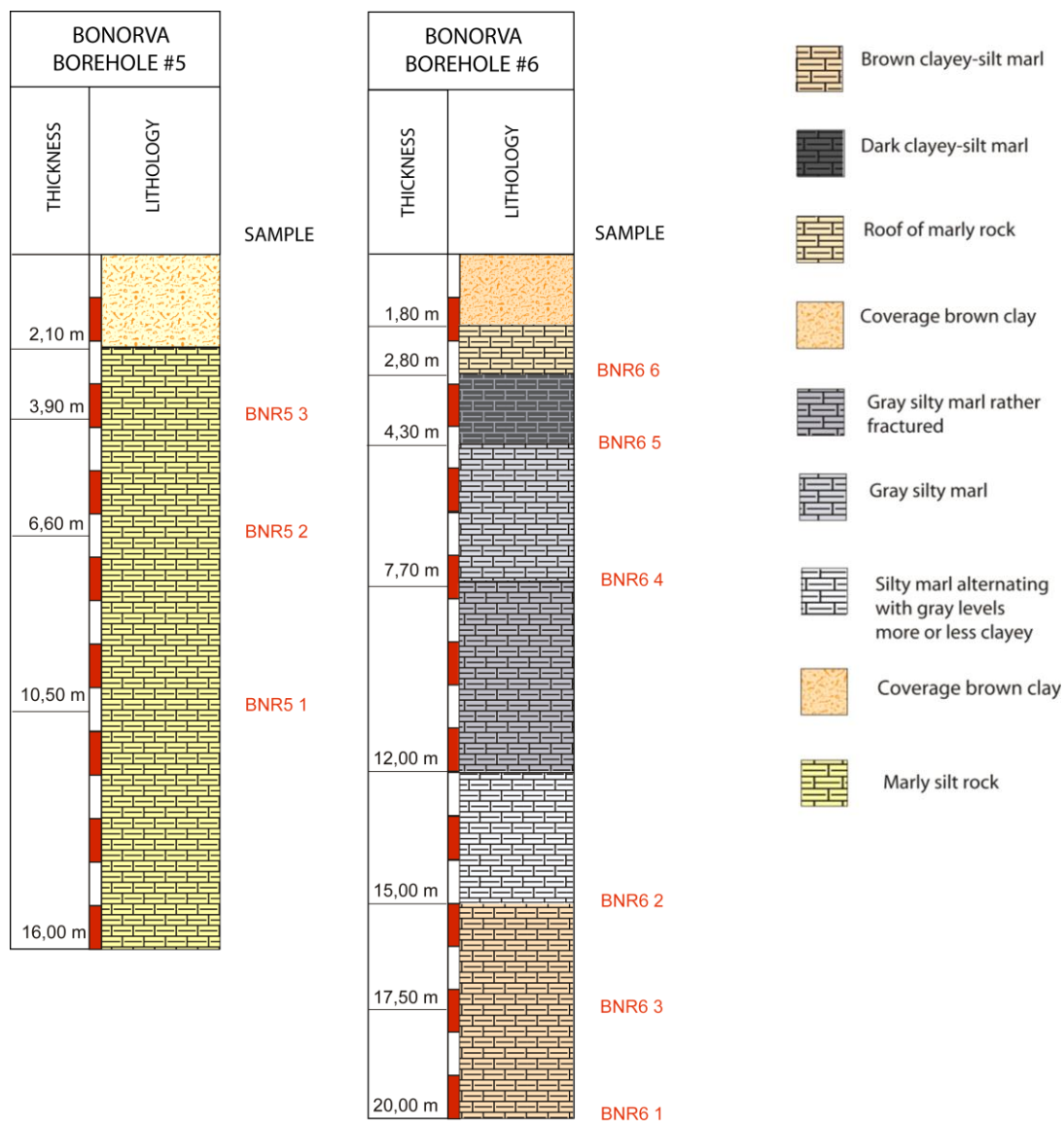


Figura 3.10. Litostratigrafia dei due sondaggi di Bonorva e posizione dei campioni.

3.2.1.5. Formazione delle Marne di Fangario

Al di sopra delle Marne di Gesturi, la successione della Sardegna meridionale continua con marne argillose (Marna di Fangario), che verso l'alto diventano sempre più arenacee fino a diventare arenarie marnose. Gli affioramenti più importanti si trovano nei dintorni di Cagliari. Il contenuto paleontologico è estremamente ricco e vario ed è composto da abbondanti foraminiferi planctonici e bentonici, da nannoplancton calcareo e da cefalopodi, brachiopodi, bivalvi, pteropodi, echinidi, ostracodi, etc. (Comaschi Caria, 1958; Cherchi, 1974; Robba & Spano, 1978; Barbieri & d'Onofrio, 1985; Barbieri et al., 1985; Cherchi, 1985c; Corradini et al., 1985; Iaccarino et al., 1985; Spano, 1989a; 1990; Spano & Meloni, 1992).

L'ambiente di deposizione può essere considerato come batiale (Barbieri & d'Onofrio, 1985; Iaccarino et al., 1985), ma verso l'alto le litofacies e le biofacies indicano una graduale diminuzione della batimetria (Spano & Meloni, 1992), che è probabilmente corrispondente nella Sardegna settentrionale alla regressione serravalliana (Mazzei & Oggiano, 1990; Martini et al., 1992).

L'età di questi depositi è compresa tra il Langhiano ed il Serravalliano inferiore (Robba & Spano, 1978; Barbieri et al., 1985; Cherchi, 1985c; Corradini et al., 1985; Iaccarino et al., 1985; Spano, 1989a; 1990; Assorgia et al., 1997b), anche se dati preliminari più recenti di Cipollari (1997a), basati sulla biostratigrafia di nannofossili calcarei campionati presso la Cava Giuntelli (Cagliari), suggeriscono per il tetto della formazione il Langhiano sommitale.

3.2.1.5.1. Sezione di Sa Forada, Sestu (SSF)

La sezione è stata campionata lungo il taglio di una cava abbandonata e attualmente in fase di riuso situata ad occidente della città di Sestu a Nord di Cagliari (F° 234 IV NE I.G.M.).

La successione è coperta dalle Arenarie di Pirri mediante un contatto erosivo. Il contenuto paleontologico, studiato da Corradini et al. (1985) per il 19° Colloquio Micropaleontologico Europeo, è molto ricco ed è per lo più rappresentato da foraminiferi planctonici, tra i quali *Orbulina suturalis*, *O. universa*, *Globigerinoides bisphaericus* (det. Iaccarino, 1985), foraminiferi bentonici, tra i quali *Marginulina glabra*, *Brizalina arta* (det. d'Onofrio), e nannofossili calcarei, tra cui *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Sphenolithus heteromorphus* (det. Martini, 1985).

Essi attribuiscono, sulla base della microfauna determinata, un intervallo biocronologico compreso all'interno della biozona NN5, datata Langhiano.

La sezione, generalmente costituita da marne grigie, ha nel totale una potenza di circa 60 metri, ma nel presente studio i campioni sono stati prelevati nei primi 8 metri di altezza e ad essi è stata attribuita la sigla SSF seguita dal numero del campione (Fig. 3.11). Va detto inoltre che l'intera sequenza presenta un aumento della granulosità andando verso il tetto evidenziando così una riduzione della batimetria.

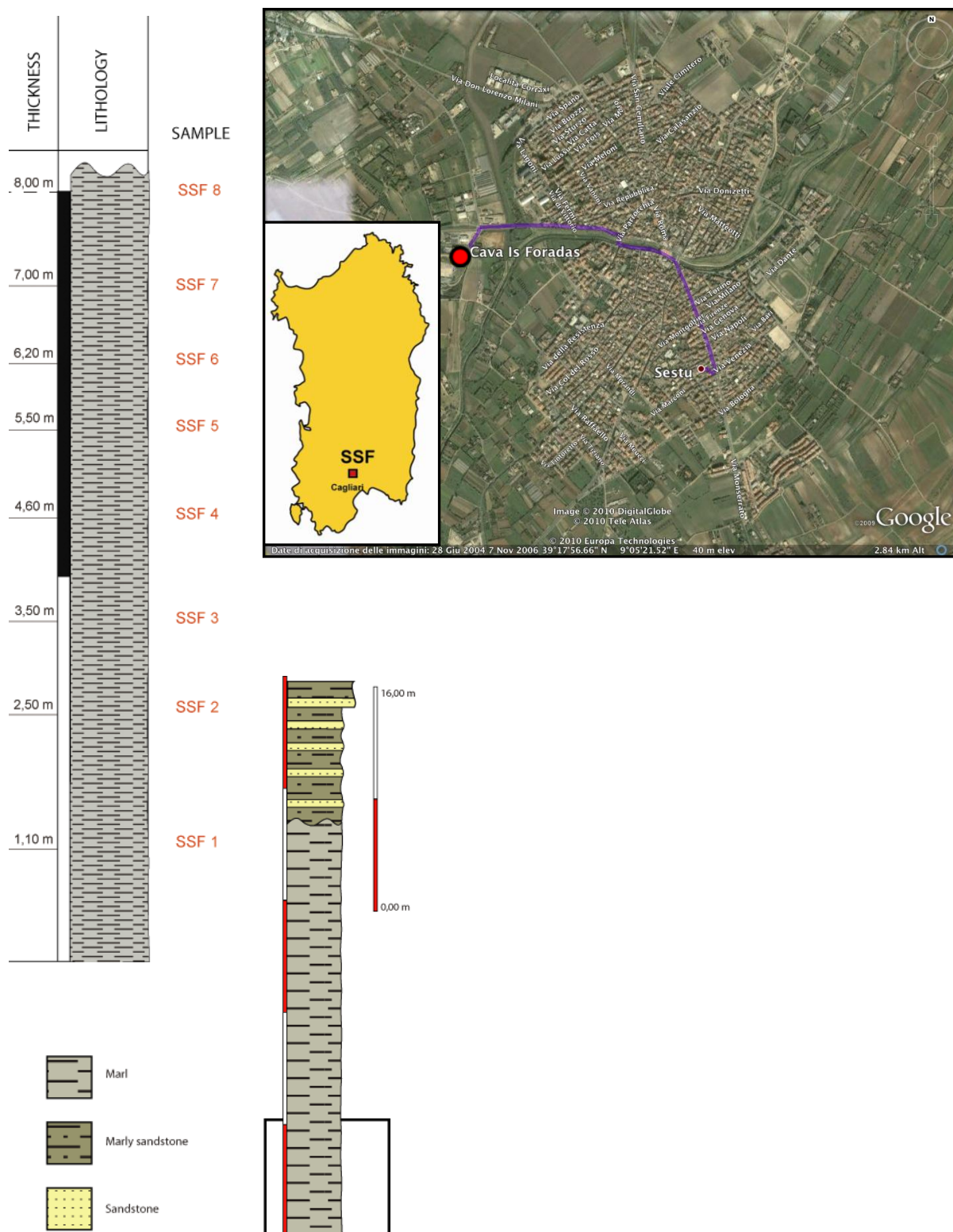


Figura 3.11. Litostratigrafia della sezione di Sa Forada, Sestu e posizione dei campioni.

3.2.1.6. Formazione di Capo San Marco

La Formazione di Capo San Marco (Pecorini, 1972a; Cherchi, 1974; Cherchi et al., 1978a) affiora nella penisola del Sinis ed è stata attraversata dal Pozzo Oristano 1 (Pomesano Cherchi, 1971b; Cherchi, 1974). È composta da argille marnoso-siltose e da marne siltose, con intercalazioni di banchi calcarei organogeni. L'ambiente di sedimentazione è sub-litorale con transizione a condizioni lagunari e/o palustri (Cherchi et al., 1978a).

Nella parte superiore della formazione sono frequenti temporanei episodi di emersione con strutture di disseccamento, paleosuoli argillosi (montmorillonitici) e sabbie fluviali. Il contenuto fossilifero nella parte basale è molto vario e abbondante ed è costituito da foraminiferi planctonici e bentonici, da nannoplancton calcareo, brachiopodi, echinidi, lamellibranchi, crostacei, etc (Carmignani et al., 2001).

Lo studio di Cherchi et al. (1978) e Cherchi & Martini (1981) su tre sezioni (A, B e C) situate nel lato occidentale di Capo San Marco ha permesso il riferimento della parte inferiore della successione alla biozona NN11 (*Globorotalia acostaensis acostaensis* e *Globorotalia conomiozea*). Il limite Tortoniano-Messiniano è stato individuato a circa 1 metro di altezza della sezione B in cui è stata registrata la prima comparsa di *G. conomiozea* (Cita et al., 1965, d'Onofrio et al., 1975).

La parte superiore della successione messiniana non contiene associazioni planctoniche in risposta all'ambiente creatosi durante la crisi di salinità del Messiniano superiore. L'età della trasgressione pliocenica può essere rapportata alla biozona NN12 (*Ceratolithus tricorniculatus*, *Globorotalia margaritae*). Alcune ricerche di Cipollari (1997b) consentirebbero di riferire questa formazione al Messiniano medio superiore.

Sicuramente tortoniane sono le marne siltitico-arenacee e le argille che affiorano alla base della successione di Capo San Marco (Cherchi et al., 1978a; 1985c; Spano & Furina, 1988). Il loro ambiente di sedimentazione è riferibile a condizioni epibatiali-circalitorali a salinità normale. Le condizioni di sedimentazione però tendono ad assumere caratteri riducenti verso l'alto, in concomitanza di una progressiva riduzione della batimetria. Tali condizioni sono testimoniate dalle associazioni fossili e dalla diffusa presenza di pirite (Cherchi et al., 1978a). Il contenuto paleontologico, costituito da foraminiferi planctonici e bentonici, da nannofossili, bivalvi, gasteropodi, ostracodi, etc. (Cherchi et al., 1978a; Cherchi & Martini, 1981; Bonaduce & Russo, 1985; Cherchi et al., 1985c; Spano & Furina, 1988), indica il Tortoniano superiore.

Un recente studio effettuato da André et al. (2004) conferma che le marne situate alla base della Formazione di Capo San Marco sono riferibili a un intervallo cronologico che va dal Tortoniano superiore al Messiniano (Berggren et al., 1995) per la presenza di un'associazione a foraminiferi costituita da *Globorotalia pseudomiocenica*, *G. juanai*, *G. suterae*, *Neogloborotalia humerosa* e *N. dutertrei*.

La fauna presente nella parte basale della Formazione di Capo San Marco contiene abbondanti foraminiferi planctonici, numerosi agglutinati e diversi foraminiferi bentonici, bivalvi come quelli del genere *Amussium* e briozoi (e. g., *Batopora rosula*), tutti indicanti profondità di almeno 60-100 metri (e. g., Moissette, 2000).

La parte superiore della formazione contiene associazioni di ambiente marino poco profondo a foraminiferi bentonici (*Cibicidoides*) e briozoi (alcune specie indicano acque calde o temperate (e. g., *Metrarabdotos canui* e *Biflustra savarti*; Moissette, 1993).

Andando verso l'alto i sedimenti indicano una regressione: la profondità va da 60-100 metri a circa 40-60 metri (André et al., 2004).

3.2.1.6.1. Sezione di Capo San Marco (CSM)

I campioni provenienti dalla Formazione di Capo San Marco analizzati nel presente lavoro sono stati prelevati nei primi 2 metri della sezione B studiata da Cherchi et al. (1978) e Cherchi & Martini (1981) situata nella parte occidentale di Capo San Marco (F° 528 - Sezione III I.G.M.). Si tratta di circa 3 metri di argilla con un paleosuolo di circa 10-15 centimetri situato all'altezza di 1,40 metri. La sezione rappresenta la parte più bassa della Formazione di Capo San Marco a cavallo tra la fine del Tortoniano e la base del Messiniano (Cherchi & Martini, 1981).

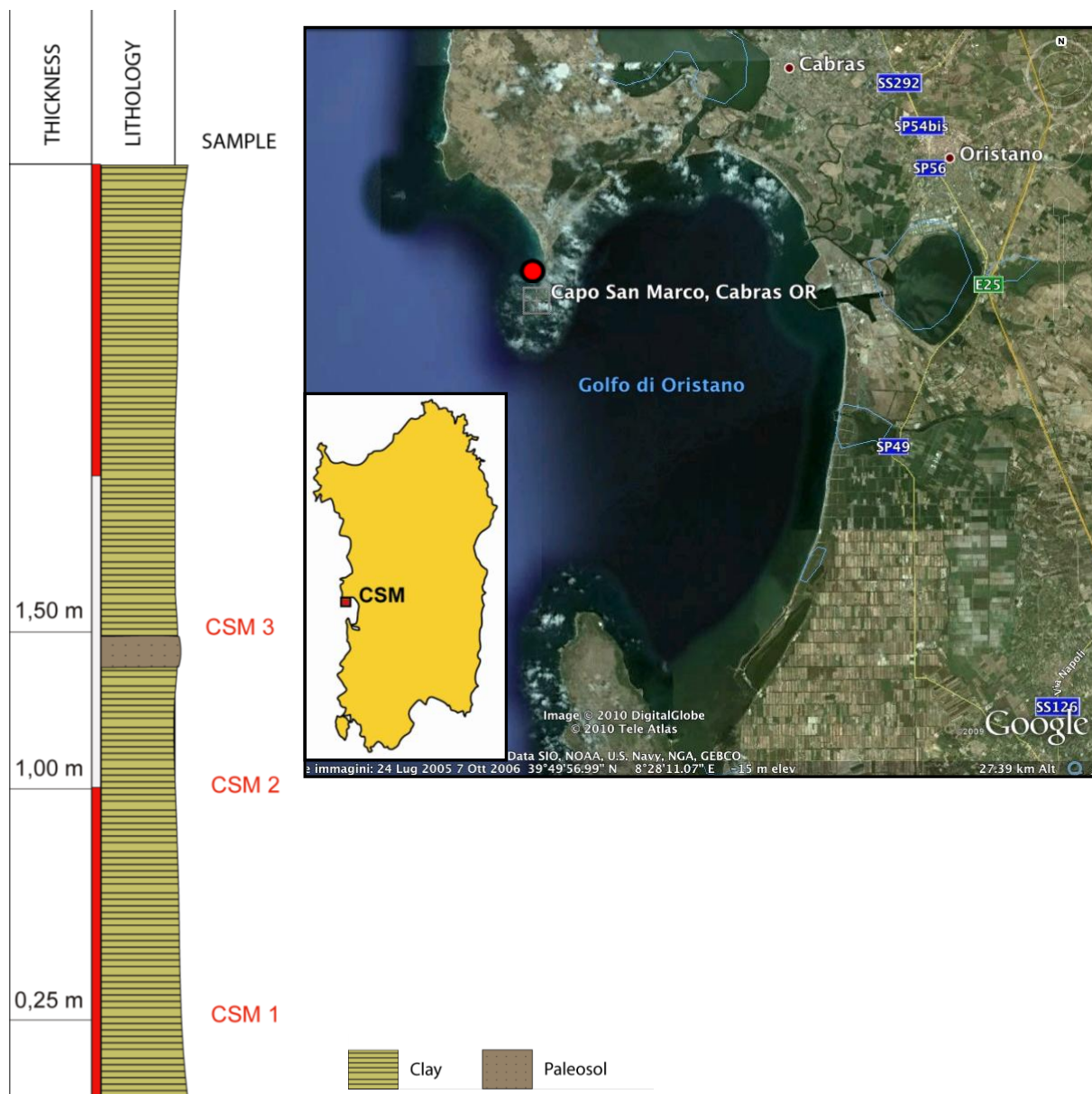


Figura 3.12. Litostratigrafia della sezione di Capo San Marco e posizione dei campioni.

3.2.2. Trattamento palinologico e analisi della materia organica

Di seguito si riporta il processo palinologico eseguito per i campioni dei due sondaggi di Bonorva studiati da Musa (2001) e ripresi in esame in questo studio. Successivamente è descritto il trattamento dei campioni delle altre sezioni considerate messo in atto nel Laboratorio di Palinologia dell'Università di Utrecht (NL).

3.2.2.1. Processo palinologico eseguito per i campioni studiati da Musa (2001)

La preparazione dei vetrini è avvenuta attraverso varie fasi di trattamento del campione:

1. frantumazione (per avere un numero maggiore di superfici d'attacco degli acidi) e pesata del campione (circa 50 g.);
2. trattamento con HCl al 10% per eliminare tutti i carbonati presenti nel campione;
3. trattamento con HF al 40%;
4. trattamento con ZnBr (Bromuro di Zinco) per separare i microfossili vegetali per differenza di densità;
5. filtraggio;
6. incollaggio su vetrino trasparente.

Ogni campione, frantumato e pesato, è stato sistemato in un *becker* di plastica, in cui è indicato il corrispondente numero progressivo, e ricoperto con HCl diluito al 10% con acqua distillata, in modo da eliminare tutti i carbonati presenti nel campione. L'aggiunta di HCl diluito al 10% prosegue fino a quando non si osserva più alcuna reazione con il campione.

A questo punto si versa acqua distillata per circa un mezzo del volume totale del *becker* ed il campione viene fatto riposare per circa due ore.

Trascorso tale periodo, con una pompa aspirante viene eliminato tutto il liquido presente ed al residuo viene aggiunto HF al 40% che viene lasciato agire per circa due giorni.

Dopo questo intervallo di tempo in ogni *becker* vengono versati circa 800 ml di acqua distillata e si attendono due ore per far decantare il preparato.

Alla fine di questa fase, se il campione non si è totalmente disgregato, si ripete il trattamento precedente con HF.

Quando il campione è totalmente disgregato, con una pompa aspirante viene eliminato tutto il liquido presente nel *becker* e la parte sciolta di ciascun campione viene riversata in un altro *becker* di vetro (riportando sempre la numerazione progressiva precedente) che viene riempito per $\frac{3}{4}$ con acqua distillata, chiuso con un tappo ermetico e centrifugato a 3000 giri per 10 minuti. Terminata la centrifugazione viene eliminata l'acqua distillata e, tramite un agitatore viene fatto riassetare il sedimento. Si ripete l'intera operazione.

Terminate le due fasi di centrifugazione, in ciascun *becker* vengono versati 50 ml di ZnBr e quindi centrifugati a 3500 giri per 15 minuti.

A questo punto le eventuali dinocisti presenti dovrebbero trovarsi immerse nella parte liquida del campione, in quanto la separazione di questi awiene per differenza di densità rispetto al ZnBr che ha densità di 2.1 g/l.

Il liquido contenuto in ogni *becker* viene riversato in un contenitore di minori dimensioni, in cui viene aggiunta acqua distillata per abbassare la densità (la si riporta in genere a 1.0 g/l) e si procede ad una centrifugazione ulteriore a 3000 giri per 10 minuti.

Ad ogni campione vengono aggiunti 50 ml di HCl al 10% per rimuovere eventuali bromuri residui presenti. Si procede ad una nuova centrifugazione.

Il campione viene poi lavato con acqua distillata varie volte, usando analogo procedimento di centrifugazione.

Si procede alla preparazione dei vetrini per la visione al microscopio ottico a trasmissione, e degli *stubs* per la visione al microscopio elettronico a scansione (SEM).

La preparazione per il SEM è stata eseguita nel seguente modo:

- 1) prelievo dei fossili dall'acqua distillata tramite una micropipetta preparata ad arte;
- 2) montaggio su coprioggetto di vetro che viene incollato con argento liquido sullo stub;
- 3) metallizzazione con oro, osservazione e fotografia.

Sono stati preparati complessivamente 9 *stubs*; fotografati 300 esemplari. Vetrini e *stubs* sono stati realizzati con i campioni derivanti da un filtraggio eseguito con dei filtrini di nylon aventi maglie pari a 10 μm .

3.2.2.2. Processo palinologico eseguito nel Laboratorio di Palinologia dell'Università di Utrecht (NL)

Il trattamento palinologico dei campioni prevede le seguenti fasi:

- 1) pulizia del campione tramite raschiamento del sedimento con coltello, acqua e aria compressa;
- 2) frantumazione (per avere un numero maggiore di superfici d'attacco degli acidi) e pesata del campione (ne occorrono circa 15 g.);
- 3) aggiunta di una compressa di *Lycopodium* contenente 18583 spore per effettuare analisi quantitative;
- 4) trattamento con HCl al 10% per eliminare tutti i carbonati presenti nel campione;
- 5) trattamento con HF al 40% per eliminare tutti i silicati presenti nel campione;
- 6) trattamento con HCl al 30%;
- 7) filtraggio con setacci di nylon aventi maglie pari a 15 µm.
- 8) incollaggio di parte del residuo in gel di glicerina su vetrino trasparente.

Ogni campione, frantumato in particelle del diametro massimo di 2 mm² e pesato, viene sistemato in un contenitore di propilene, nel cui interno viene dapprima inserita una compressa contenente 18583 spore di *Lycopodium*, e in cui è indicato il corrispondente numero di laboratorio. Il campione viene in seguito ricoperto con HCl diluito al 10% e una quantità di acqua fino al riempimento del contenitore, in modo da eliminare tutti i carbonati presenti. L'aggiunta di HCl diluito al 10% prosegue fino a quando non si osserva più alcuna reazione con il campione. La reazione violenta si previene aggiungendo l'HCl in piccole quantità e utilizzando, nei casi di forte reazione, gocce di etanolo.

A questo punto si versa acqua fino a tre quarti del volume totale del contenitore ed il campione viene fatto riposare fino al giorno seguente.

Trascorso tale periodo, viene eliminato tutto il liquido presente ed al residuo viene aggiunto HCl al 30% per una quantità pari al doppio del volume occupato dal residuo e acqua fino a riempire il contenitore, il quale viene in seguito chiuso e centrifugato a 2000 giri per 5 minuti.

Dopo la prima centrifuga, si elimina tutto il liquido presente nel contenitore e viene versato sul residuo HF al 40% in piccole dosi per volta fino a raggiungere la metà del volume totale del contenitore. Alla fine di questa fase, i campioni nei loro rispettivi contenitori vengono portati nell'agitatore e fatti agitare a 250 giri per due ore.

Al termine di tale periodo, si versa acqua fino a riempire il contenitore e si lascia riposare fino al giorno seguente. Così, si ripete il trattamento precedente eliminando il liquido presente e versando HCl al 30% con una ulteriore aggiunta di acqua. Si centrifuga una seconda volta a 2000 giri per ulteriori 5 minuti. Terminata la seconda centrifuga, si elimina il contenuto liquido e si versa HF al 40% in piccole dosi fino al raggiungimento di un quarto del volume totale del contenitore. A questo punto, i campioni devono essere piazzati una seconda volta nell'agitatore per ulteriori 2 ore. Trascorso tale periodo, è necessario ripetere la centrifuga a 2000 giri per 5 minuti ponendo nuovamente HCl al 30% ed acqua, dopo la decantazione.

Eliminati i carbonati e i silicati, è necessario filtrare i campioni con setacci di nylon e approssimativamente un litro di acqua. Si utilizza prima un setaccio con maglie pari a 250 µm per rimuovere le particelle più grossolane e in seguito un setaccio con maglie pari a 15 µm. I setacci devono essere puliti e inseriti all'interno di una vaschetta a ultrasuoni (*ultrasonic bath*). Il residuo setacciato deve anch'esso essere sottoposto agli ultrasuoni all'interno dell'apposito apparato, prima di essere trasferito con acqua nei tubi da centrifuga. Al termine del filtraggio, infatti, i campioni devono essere centrifugati per ulteriori 5 minuti.

In seguito viene rimosso il liquido presente e aggiunta una soluzione di acqua e glicerolo al residuo, che verrà in seguito miscelato e fatto vibrare. Quest'ultimo verrà poi trasferito in un piccolo flaconcino di vetro (*glass vial*) e sottoposto ad una ulteriore centrifuga. A questo punto con le pipette Pasteur si preleva una goccia del contenuto e si pone nel vetrino, il quale verrà in seguito riscaldato per permettere l'evaporazione dell'acqua dalla soluzione con glicerolo. Si aggiunge 1½ mm³ di gelatina di glicerolo e si riscalda nuovamente il residuo sul vetrino. Infine, si poggia il vetrino coprioggetto cercando di distribuire uniformemente il materiale. Per prevenire la formazione di bolle d'aria all'interno, il vetrino viene trattato con smalto. A questo punto si può procedere con l'analisi al microscopio ottico.

Successivamente si procede alla preparazione degli *stubs* per la visione al microscopio elettronico a scansione (SEM).

La preparazione per il SEM è stata eseguita nel seguente modo:

1. prelievo di una goccia di contenuto dal piccolo flaconcino di vetro tramite una micropipetta preparata ad arte;
2. montaggio su coprioggetto di vetro che viene in seguito incollato sullo *stub*;
3. metallizzazione con platino, osservazione e fotografia.

Sono stati preparati complessivamente 4 *stubs* e fotografati 40 esemplari.

3.2.3. Analisi dei vetrini

I vetrini ottenuti dal trattamento palinologico vengono analizzati al fine di osservare:

- a. cisti di dinoflagellati, pollini, spore, funghi e alghe di acqua dolce;
- b. i taxa presenti e la loro distribuzione stratigrafica;
- c. fitoclasti (granuli di materiale organico clastico che presentano delle strutture vegetali residue e, quindi, cuticole di foglie e frammenti con fori, nervature, fibre, o elementi con struttura cellulare);
- d. A.O.M. (*amorphous organic matter*) ossia quelle particelle prive di struttura, composizione e forme riconducibili a vegetali;
- e. resine.

3.3. Risultati e discussione dei dati

3.3.1. Palinofacies e loro significato

I campioni analizzati hanno fornito ricche e ben conservate associazioni a dinocisti. Il materiale molto abbondante è stato studiato al microscopio ottico in luce trasmessa e al microscopio elettronico a scansione (SEM).

Le analisi effettuate ad entrambi i microscopi hanno permesso di individuare la palinofacies tipica dei livelli sedimentari oggetto di studio.

Il concetto di palinofacies, come è stato definito da Tyson (1993, 1995), è quello di un corpo organico con un particolare raggruppamento di materia organica palinologica, riferibile ad una precisa serie di condizioni ambientali.

Ne consegue che l'analisi di palinofacies può essere intesa come lo studio palinologico di ambienti deposizionali.

La materia organica della palinofacies è riconducibile a due tipi morfologici:

- 1) strutturata
- 2) non strutturata

La materia organica strutturata è costituita da entità distinte e coerenti, che formano o singoli individui o colonie come i palinomorfi, i frammenti di vegetali tipo le cuticole cellulari o tracheiti, e le particelle angolari e irregolari di forma definita che appartengono a corpi maggiori o a tessuti come i fitoclasti. Questi ultimi si presentano come particelle di materia vegetale alterata derivante da piante continentali e come granuli di materiale organico clastico simile al carbone (Bostick, 1971).

La materia organica non strutturata, definita anche A.O.M. (*amorphous organic matter*), include particelle amorfe che non sono riconoscibili come vegetali e non hanno né una forma distinta né una composizione interna organizzata.

La palinofacies è quindi costituita dai seguenti elementi:

1. cisti di dinoflagellati,
2. pollini non saccati,
3. pollini bisaccati di conifere,
4. spore trilete di crittogame,
5. gusci interni di foraminiferi (*foraminiferal linings*),
6. alghe di acqua dolce (*freshwater algae*, tra cui: *Botryococcus braunii*, *Pediastrum* spp., *Cymatiosphaera* spp. *Pterospermella* spp., *Tasmanites* spp.),
7. uova di piccoli crostacei (*Cobricosphaeridium* spp.),
8. frammenti vegetali senza apparente struttura cellulare,
9. frammenti di parti xilematiche (trachee e tracheidi),
10. porzioni microscopiche di resina,
11. materia organica amorfa (AOM).

Le dinocisti si presentano in vario grado di compressione (da sferica tridimensionale ad appiattita nei differenti livelli), a seconda della competenza della roccia inglobante; i processi sono sempre, o quasi, preservati per intero e di colore giallo da molto tenue a più intenso, mai opaco, indicando una temperatura di seppellimento non superiore agli 80°C.

I pollini saccati di conifere sono spesso mancanti delle ornamentazioni dell'esina e in alcuni casi presentano evidenti tracce di corrosione. La loro condizione tafonomica, differente da quella dei dinoflagellati, fa ritenere che abbiano subito un lungo trasporto, soprattutto nel mezzo acquoso, prima del seppellimento. I pollini non saccati riconosciuti nelle sezioni in esame appartengono in particolare alle famiglie *Asteraceae*, *Juglandaceae* e *Thyphaceae*.

Le spore trilete, di origine continentale, risultano ben preservate per via delle pareti dell'esina molto ispessite e delle ornamentazioni superficiali.

Alcune delle sezioni prese in esame hanno evidenziato la presenza di spore di alghe d'acqua dolce, in particolare *Botryococcus braunii*, tipica di ambienti lacustri.

Nel *debris* vegetale sono presenti in alcune delle sezioni studiate epidermidi delicate, cuticole e resine che si ritrovano frequentemente e con abbondanza di esemplari nelle aree molto prossimali (costiere, lagunari), nelle aree deltizie e interdistributarie.

La materia organica amorfa è costituita dal degrado batterico, fungino o chimico delle sostanze vegetali nella colonna d'acqua prima del seppellimento. Non presenta strutture di tipo cellulare ed è abbondante nell'ambiente marino; nel sedimento aumenta con la distalità.

3.3.2. Biostratigrafia e considerazioni biostratigrafiche

Per lo studio biostratigrafico delle sezioni sarde sono stati presi in considerazione i bioeventi a dinocisti del Miocene (FAD e LAD – prima e ultima comparsa delle specie *index*) pubblicati nell'area del Mediterraneo.

Oltre agli studi relativi alla biostratigrafia a dinoflagellati del Miocene già citati nel paragrafo 2.4.1.2 (Harland, 1979; Piasecki, 1980a; Powell, 1986b, 1992b; Matsuoka et al., 1987; Haq et al., 1987; Biffi & Manum, 1988; Head, Norris & Mudie, 1989a, b, c; Brinkhuis et al., 1992; de Verteuil & Norris, 1991, 1992a; Zevenboom, 1995; de Verteuil, 1996, 1997; Louwye, de Coninck & Verniers, 2000; Louwye, 2002, 2005; Lourens et al., 2004; Munsterman & Brinkhuis; 2004; Gradstein, Ogg & Smith, 2004; Williams et al., 2004; Louwye et al., 2008; Pross et al., 2009), sono stati presi in considerazione tutti gli studi relativi alle sezioni sarde mioceniche di Comaschi Caria (1958), Maxia & Pecorini (1969), Pomesano Cherchi (1971a), Porcu (1972), Pecorini (1972a), Cherchi (1974), Cherchi et al. (1978a), Robba & Spano (1978), Cherchi & Martini (1981), Cherchi (1983), Spano (1983), Spano & Asunis (1984), Barbieri & d'Onofrio (1985), Barbieri et al. (1985), Iaccarino et al. (1985), Schiavinotto et al. (1985), Cherchi (1985a; b; c), Cherchi et al. (1985), Corradini (1985), Corradini et al. (1985), Bonaduce & Russo (1985), Assorgia et al. (1988), Spano & Furina (1988), Spano (1989a; b; c; 1990), Mazzei & Oggiano (1990), Arnaud et al. (1992), Spano & Meloni (1992), Martini et al. (1992), Odin et al. (1994), Casu et al. (1996), Assorgia et al. (1997a; b), Funedda et al. (2000), Musa (2001), André et al. (2004), etc.

Una volta preparati i vetrini per lo studio al microscopio ottico, si è proceduto alla loro analisi, si è determinato il contenuto palinologico e la tassonomia delle forme presenti.

L'interpretazione stratigrafica della distribuzione delle dinocisti rinvenute in questo studio si basa principalmente sul confronto con gli eventi calibrati nel Miocene dell'area mediterranea riportati da Brinkhuis et al. (2009) e nello schema dell'ENI (rapporto interno, 2001).

3.3.2.1. Specie *index* rinvenute nelle associazioni a dinocisti delle sezioni sarde

Le associazioni a dinocisti delle otto sezioni sarde presentano complessivamente le seguenti specie *index*:

1. *Achomosphaera andalusiensis*;
2. *Barssidinium taxandrianum*;
3. *Cerebrocysta poulsenii*;
4. *Cordosphaeridium cantharellus*;
5. *Cousteadinium aubryae*;
6. *Exochosphaeridium insigne*;
7. *Hystrichosphaeropsis obscura*;
8. *Labyrinthodinium truncatum*;
9. *Melitasphaeridium choanophorum*;
10. *Operculodinium janduchenei*;
11. *Operculodinium piaseckii*;
12. *Operculodinium variabile*;
13. *Palaecystodinium golzowense*;
14. *Palaecystodinium striatogranulosum*;
15. *Saturnodinium* sp. cf. *perforatum*;
16. *Selenopemphix armageddonensis*;
17. *Thalassiphora rota*;
18. *Unipontidinium aquaeductum*

La prima comparsa di *Achomosphaera andalusiensis* viene riportata da Powell (1986b) nella regione delle Langhe alla base della biozona Lan-8 e all'interno della biozona NN6 (Serravalliano medio-superiore). Biffi & Torricelli (rapporto interno ENI, 1995) osservano *A. andalusiensis* a partire dal Serravalliano inferiore fino al Messiniano pre-evaporitico del Bacino Terziario Piemontese. de Verteuil & Norris (1996) riportano il FAD di *A. andalusiensis* alla base della zona DN8 corrispondente al tetto della nannozona NN7 (Tortoniano inferiore). Poulsen et al. (1996) riportano il FAD di *A. andalusiensis* nel Serravalliano inferiore (intervallo NN5-NN6) del Mare di Norvegia-Groenlandia. Londeix & Jan du Chêne (1998) riportano il FAD di *A. andalusiensis* alla base del Serravalliano (base della biozona NN6 della zonazione a nannoplancton). Zevenboom (1995) e Munsterman & Brinkhuis (2004), nel loro studio sul bacino del Mare del Nord meridionale, riportano il FAD di *A. andalusiensis* al tetto della biozona NN6 (Serravalliano superiore). Nello schema biozonale dell'ENI (2001) dell'area mediterranea, il FAD di *A. andalusiensis* risulta all'interno della biozona NN6 (Serravalliano medio). Williams et al. (2004) riportano il FAD di *A. andalusiensis*, alle medie latitudini dell'emisfero settentrionale e alle latitudini equatoriali, rispettivamente nell'intervallo Serravalliano-Tortoniano a 11.3 Ma (biozona NN7) e nella porzione sommitale del Serravalliano a 12.0 Ma (base della biozona NN7). In Danimarca, Dybkjær & Piasecki (2008) riportano il FAD di *A. andalusiensis* alla base della biozona NN6 (Serravalliano inferiore). Nello schema zonale di Brinkhuis et al. (2009) il FAD di *A.*

andalousiensis, sia alle medie latitudini dell'emisfero settentrionale sia alle latitudini equatoriali, è riportata al tetto della biozona a nannoplancton NN6 riferibile al Serravalliano superiore.

La comparsa di *Barssidinium taxandrianum* è riportata nel Miocene superiore del Belgio (Formazione di Diest) (Louwye, 1999). La specie si ritrova nel Bacino Terziario Piemontese a partire dal Burdigaliano (Biffi & Torricelli, rapporto interno ENI, 1995). Ulteriori riscontri sulla distribuzione stratigrafica di *B. taxandrianum* provengono da Powell (1986b), il quale riporta la presenza di quattro morfotipi riferibili alla specie sopracitata nella regione delle Langhe: *Sumatradinium?* sp. A, *Sumatradinium?* sp. B, *Sumatradinium?* sp. C e *Sumatradinium?* sp. D (Plate 1; Figs: 1, 4, 11). *Sumatradinium?* sp. A ha la prima comparsa alla base della biozona Lan-8A e la distribuzione stratigrafica si estende fino alla biozona Lan-8B corrispondente all'intervallo NN6-NN7 e riferibile al Serravalliano superiore. Anche *Sumatradinium?* sp. B ha una distribuzione stratigrafica molto breve corrispondente all'intervallo Lan-6B – Lan-7A (intervallo NN5-NN6) riferibile alla base del Serravalliano. *Sumatradinium?* sp. C compare nella biozona Lan-1B e la sua distribuzione stratigrafica si estende fino alla biozona Lan-4B (intervallo NP25-NN5). *Sumatradinium?* sp. D compare nella regione delle Langhe al tetto della biozona Lan-1A ed ha un'ampia distribuzione stratigrafica che include tutta la biozona Lan-7A (intervallo NP25-NN7 della zonazione a nannoplancton).

Cerebrocysta poulsenii, secondo Munsterman & Brinkhuis (2004) e Zevenboom (1995), ha il suo FAD al tetto della biozona a nannoplancton NN4 (Langhiano inferiore) e il suo LAD è al passaggio tra le biozone NN6 e NN7. Secondo lo schema biozonale di Brinkhuis et al. (2009), *C. poulsenii* compare alle medie latitudini dell'emisfero settentrionale alla base della biozona a nannoplancton NN4 (Burdigaliano superiore), mentre alle latitudini equatoriali compare nella parte superiore della biozona NN4 (base del Langhiano). Il LAD nello stesso schema zonale è alle medie latitudini al tetto della biozona NN7, mentre alle latitudini equatoriali cade all'interno della medesima biozona (base del Tortonian). Biffi & Torricelli (rapporto interno ENI, 1995) riportano *C. poulsenii* nel Burdigaliano sommitale-Langhiano inferiore del Bacino Terziario Piemontese. Nello schema biozonale dell'ENI (2001) il FAD di *C. poulsenii* è al tetto della biozona NN4 (Langhiano inferiore) e il suo LAD è nella parte superiore della biozona NN6 (Serravalliano medio).

Cordosphaeridium cantharellus nella regione delle Langhe compare alla base della biozona Lan-1A (Powell, 1986b) corrispondente alla biozona a nannoplancton NP25 (biozona a foraminiferi P22) riferibile all'Oligocene superiore e la sua scomparsa è al tetto della biozona Lan-2A corrispondente alla biozona a nannoplancton NN1 (base della biozona a foraminiferi N4) riferibile all'Aquitano inferiore. Biffi & Manum (1988) riportano la prima comparsa di *C. cantharellus* nella regione delle Marche (Italia centrale) alla base della biozona DO3 corrispondente alla biozona NP24 (Oligocene superiore), e la sua massima diffusione è all'interno della biozona DM3a corrispondente alla biozona NN4 (Burdigaliano-Langhiano). Nel Mare del Nord meridionale, *C. cantharellus* scompare alla base della biozona NN4 (biozona a foraminiferi N6) (Munsterman & Brinkhuis, 2004). Più in generale, la scomparsa di *C. cantharellus* coincide con la base della biozona NN4 sia alle medie latitudini boreali che all'Equatore (Brinkhuis et al., 2009). Nello schema biozonale di Dybkjær & Piasecki (2008) sul Neogene della Danimarca, la scomparsa di *C. cantharellus* si trova al tetto della biozona a nannoplancton NN2 (biozona a foraminiferi N5).

La prima comparsa di *Cousteadinium aubryae* è riportata da Brinkhuis et al. (2009) al tetto della biozona NN2 e persiste fino al termine della biozona NN4 alle latitudini medie dell'emisfero Nord. Nelle regioni equatoriali, secondo lo stesso schema, la prima comparsa si riscontra all'interno della biozona NN2 e il suo intervallo stratigrafico si estende a tutta la biozona NN4. Nello schema sintetico del Neogene del territorio di Danimarca (Dybkjær & Piasecki, 2008), la prima comparsa di *C. aubryae* è all'interno della biozona NN4 (Burdigaliano sommitale). In area mediterranea *C. aubryae* è osservata dalla base della biozona NN4 e si estende fino alla base della biozona NN6 (rapporto interno ENI, 2001).

La massima estensione di *Exochosphaeridium insigne* (Dybkjær & Piasecki, 2008; Brinkhuis et al., 2009), va da parte della biozona NN2 fino alla base di NN4 (Aquitano-Burdigaliano medio). Nell'area mediterranea (rapporto interno ENI, 2001), la prima comparsa di *E. insigne* cade all'interno della biozona NN2 (limite Aquitano-Burdigaliano) e la scomparsa coincide con la base della biozona NN4 (Burdigaliano medio). La distribuzione in area mediterranea è praticamente coincidente con quella degli Stati Uniti orientali dove il FAD di *E. insigne* è al limite Aquitano-Burdigaliano (de Verteuil & Norris, 1996a). In Danimarca, il FAD di *E. insigne* è compresa nel Burdigaliano medio (Dybkjær, 2004).

Nello schema biozonale del Miocene dell'area mediterranea (rapporto interno ENI, 2001) *Hystriosphæropsis obscura* compare al tetto della biozona a nannoplancton NN3 (Burdigaliano medio). Nella sezione di Lemme la prima comparsa di *H. obscura* è segnalata all'interno della biozona a foraminiferi planctonici *Globigerina ciperoensis ciperoensis* (biozona a nannoplancton NP25), riferibile all'Oligocene superiore (Powell, 1986a). Brinkhuis et al. (1992) segnalano il FAD alla base della biozona a nannoplancton NP25. Munsterman & Brinkhuis (2004) la riportano all'interno della biozona NN2 (Aquitano sommitale). In Italia centrale, Zevenboom (1995) riscontra la prima comparsa di *H. obscura* al tetto della biozona NN2 (Burdigaliano inferiore). L'estensione stratigrafica di questa specie potrebbe arrivare fino al Tortoniano superiore (base della biozona NN11) (Dybkjær & Piasecki, 2008).

Il FAD di *Labyrinthodinium truncatum* è un bioevento molto importante. La specie è stata osservata a partire dal Tortoniano del Bacino Terziario Piemontese (Biffi & Torricelli, rapporto interno ENI, 1995). Alle medie latitudini dell'emisfero settentrionale il FAD cade nella biozona NN2 (Burdigaliano basale) e il LAD alla base di NN11b (Tortoniano sommitale) (Brinkhuis et al., 2009). Alle latitudini equatoriali il FAD è al tetto della biozona NN4 (Langhiano inferiore) e il LAD è al tetto della biozona NN10 (Tortoniano medio) (Brinkhuis et al., 2009). Nel Miocene del margine meridionale del bacino del Mare del Nord (Belgio settentrionale), la comparsa di *L. truncatum truncatum* è all'interno della biozona DN4 (zonazione di de Verteuil & Norris, 1996) corrispondente al tetto della biozona NN4 (Langhiano inferiore) (Louwe et al., 2000). Dybkjær & Piasecki (2008), riportano la comparsa di *L. truncatum* nella parte superiore della biozona NN4 (Langhiano basale). In area mediterranea (rapporto interno ENI, 2001), il FAD di *L. truncatum* è riportata al tetto della biozona a nannoplancton NN4 (Langhiano inferiore).

La prima comparsa di *Melitasphaeridium choanophorum* è riportata in area mediterranea all'interno della biozona NN4 (rapporto interno ENI, 2001). Nella regione delle Langhe la prima comparsa di *M. choanophorum* è al tetto della biozona Lan-1A (biozona a nannoplancton NP25)

(Powell, 1986b), riferibile alla porzione sommitale dell'Oligocene; la sua distribuzione stratigrafica copre tutto il Miocene medio. Secondo Dybkjær & Piasecki (2008), *M. choanophorum* si estenderebbe fino alla base della nannozona NN16 (Pliocene medio).

Operculodinium janduchenei è riportato nello schema biozonale dell'ENI (rapporto interno, 2001) con due morfotipi *O. janduchenei* e *O. janduchenei* large forms. Il primo morfotipo compare al tetto della biozona NN4 (Langhiano inferiore); il secondo compare all'interno della biozona NN5 (Langhiano superiore). Nel Bacino Terziario Piemontese *O. janduchenei* compare nel Langhiano e prosegue fino al Pliocene inferiore dell'Appennino emiliano (Biffi & Torricelli, rapporto interno ENI, 1995). Nel bacino del Mare di Norvegia-Groenlandia, il FAD di *O. janduchenei* cade nell'intervallo NN8-NN10 (Tortoniano) (Poulsen et al., 1996).

Operculodinium piaseckii, in area mediterranea (rapporto interno ENI, 2001) compare all'interno della biozona NN4, riferibile al Burdigaliano superiore. In Danimarca, il FAD di *O. piaseckii* cade nel Burdigaliano inferiore-medio (Dybkjær, 2004). Nello schema di de Verteuil & Norris (1996), *O. piaseckii* compare alla base della biozona DN2 (biozona a nannoplancton NN2) riferibile all'Aquitano superiore (Louwe et al., 2000).

Operculodinium variabile è una specie informale citata da Zevenboom (tesi di dottorato, 1995). La sua distribuzione stratigrafica va dal Langhiano al Tortoniano nelle sezioni di Rio Mazzapiedi, Cessole e Cortemilia (Italia centrale).

Palaeocystodinium golzowense è riportata da Powell (1986b) nella regione delle Langhe. Compare alla base della biozona Lan-4B e all'interno della nannozona NN4 (biozona a foraminiferi N8), riferibile al Burdigaliano superiore. Biffi & Manum (1988) riportano *P. golzowense* nella regione delle Marche (Italia centrale), nella zona DO3 (biozone NP25 e NN1 della zonazione a nannoplancton) e il suo intervallo stratigrafico è molto ampio e comprende le zone DM1 (biozona NN1), DM2 (biozona NN2 e NN3) e DM3 (biozona NN4). Secondo Poulsen et al. (1996), il LAD di *P. golzowense*, in sezioni del Mare di Norvegia-Groenlandia, cade nell'intervallo NN8-NN10 della zonazione a nannoplancton, riferibile al Tortoniano. In generale, secondo Brinkhuis et al. (2009), *P. golzowense* scompare all'interno della biozona NN10, riferibile al Tortoniano medio.

Palaeocystodinium striatogranulosum compare al tetto della biozona a nannoplancton NN4, (Langhiano inferiore) (rapporto interno ENI, 2001). Powell (1986b) riporta la prima comparsa di *P. striatogranulosum* (sinonimo *Palaeocystodinium* sp. A ssp. A, Plate 2; Fig. 10) nella regione delle Langhe alla base della biozona Lan-4B riferibile al Langhiano inferiore (biozona a nannoplancton NN4). L'estensione biostratigrafica è abbastanza ampia arrivando fino alla biozona Lan-7B, corrispondente alla base di NN6 della zonazione a nannoplancton (Serravalliano inferiore). Williams et al. (2004), in uno studio sui bioeventi globali a dinocisti, riportano il FAD di *P. striatogranulosum* alle latitudini equatoriali nell'Aquitano medio-superiore (21.9 Ma), e il LAD alla base del Tortoniano (10.5 Ma).

Saturnodinium sp. cf. *perforatum* sensu de Verteuil & Norris (1996) differisce morfologicamente e stratigraficamente da *Saturnodinium perforatum* sensu Brinkhuis et al. (1992). Secondo Louwe et al. (2000) *S.* sp. cf. *perforatum* sensu de Verteuil & Norris (1996) compare nel Miocene del margine meridionale del bacino del Mare del Nord (Belgio settentrionale), alla base della biozona DN2 (Aquitano inferiore) e scompare al tetto della biozona DN2 corrispondente alla

biozona a nannoplancton NN2 (biozona a foraminiferi N5), riferibile al Burdigaliano inferiore-medio. *S. sp. cf. perforatum sensu* de Verteuil & Norris (1996) compare nel Burdigaliano superiore nel Bacino Terziario Piemontese (Biffi & Torricelli, rapporto interno ENI, 1995). Nell'area mediterranea, Wilpshaar et al. (1996) riportano la comparsa di *Saturnodinium perforatum sensu* Brinkhuis et al. (1992) alla base della biozona a nannoplancton NP25 corrispondente alla biozona a foraminiferi P22 e riferibile al Chattiano inferiore. Nello schema biozonale dell'area mediterranea (rapporto interno ENI, 2001) il LAD di *S. perforatum* coincide con il tetto della biozona NN1 (base della biozona a foraminiferi N4), riferibile all'Aquitano inferiore. Secondo Brinkhuis et al. (2009), il LAD di *S. perforatum* è alla base della biozona NN2 (biozona a foraminiferi N4) ancora riferibile all'Aquitano inferiore.

Selenopemphix armageddonensis è riportata nello schema biozonale dell'ENI (rapporto interno, 2001) a partire dalla base del Tortoniano, corrispondente all'intervallo NN7-NN8 della zonazione a nannoplancton. Nel Bacino Terziario Piemontese, *S. armageddonensis* è compresa nel Tortoniano e nel Messiniano pre-evaporitico (Biffi & Torricelli, rapporto interno ENI, 1995). Munsterman & Brinkhuis (2004) riportano la comparsa di *S. armageddonensis* in NN11 (Tortoniano superiore). Dybkjær & Piasecki (2008) riportano la comparsa di *S. armageddonensis* all'interno della biozona a nannoplancton NN11b, corrispondente alla porzione sommitale del Tortoniano. Alle medie latitudini dell'emisfero settentrionale, *S. armageddonensis* compare nella parte sommitale del Tortoniano, biozona NN11b, (7.45 Ma) (Williams et al., 2004). Alle latitudini equatoriali il FAD è compresa nel Tortoniano medio, base della biozona NN10, (9.0 Ma) (Williams et al., 2004); il LAD è compresa nel Messiniano finale, biozona NN12, (5.32 Ma) (Williams et al., 2004). Nello schema biozonale di Brinkhuis et al. (2009) per le medie latitudini dell'emisfero settentrionale, il FAD di *S. armageddonensis* coincide con la base di NN11b (Tortoniano superiore-Messiniano inferiore); alle latitudini equatoriali il FAD di *S. armageddonensis* si trova al tetto della biozona NN10 (Tortoniano superiore).

Thalassiphora rota, nello schema zonale di Dybkjær & Piasecki (2008), scompare all'interno della biozona NN2 (biozona a foraminiferi N5), Burdigaliano inferiore.

Unipontidinium aquaeductum viene riportata nel Langhiano della regione tipo (Powell, 1986b) a partire dalla biozona Lan-6A e costituisce elemento caratterizzante di due biozone: Lan-5 e Lan-6. L'estensione delle due biozone a dinocisti è corrispondente alla parte superiore della biozona NN4 ed NN5, riferibili al Langhiano. La scomparsa cade all'interno della biozona Lan-7B, corrispondente alla base di NN6 (Serravalliano inferiore). de Verteuil & Norris (1996) riportano FAD e LAD di *U. aquaeductum* rispettivamente alla base di DN5 (base della nannozona NN6) e al passaggio tra DN5 e DN6 (all'interno della nannozona NN6). Biffi & Torricelli (rapporto interno ENI, 1995) riportano la prima e l'ultima comparsa di *U. aquaeductum* rispettivamente nel Langhiano del Bacino Terziario Piemontese e nel Tortoniano superiore-Messiniano inferiore dell'Appennino romagnolo. Nelle sezioni italiane la LO di *U. aquaeductum* è riportata al tetto della biozona NN4, Langhiano superiore (15.1 Ma) (Zevenboom, 1995). La scomparsa è inclusa nella parte superiore della biozona NN6, Serravalliano medio-superiore. Nel Mare del Nord meridionale si riscontra la medesima estensione stratigrafica delle sezioni italiane (Munsterman & Brinkhuis, 2004). Louwe et al. (2000) riportano il FAD di *U. aquaeductum* al tetto della biozona DN4 (zonazione di de Verteuil & Norris, 1996), corrispondente al tetto di NN5, Langhiano superiore. L'estensione stratigrafica di questa specie è molto ampia,

riportando il LAD al tetto di NN8 (Tortoniano inferiore) (Louwey et al., 2000). Dybkjær & Piasecki (2008) riportano FAD e LAD di *U. aquaeductum* rispettivamente alla base di NN5 e alla base di NN6 della zonazione a nannoplancton. Nell'area mediterranea, secondo lo schema zonale dell'ENI (rapporto interno, 2001), il FAD di *U. aquaeductum* è all'interno della biozona a foraminiferi N8 che corrisponde alla transizione NN4/NN5 della zonazione a nannoplancton. Alle latitudini equatoriali e medie dell'emisfero settentrionale, la comparsa di *U. aquaeductum* è al tetto della biozona NN4 e la scomparsa è al tetto di NN6 (Brinkhuis et al., 2009).

3.3.2.2. Specie ad alta distribuzione geografica e stratigrafica rinvenute nelle associazioni a dinocisti delle sezioni sarde

Le associazioni a dinocisti delle otto sezioni sarde, inoltre, presentano alcune specie in comune, tra le quali:

1. *Homotryblium floripes*;
2. *Homotryblium tenuispinosum*;
3. *Impagidinium patulum*;
4. *Impagidinium striatum*;
5. *Minisphaeridium latirictum*;
6. *Spiniferites bentorii*;
7. *Spiniferites mirabilis*;
8. *Thalassiphora pelagica*;
9. *Tuberculodinium vancampoae*

Homotryblium floripes ha la sua prima comparsa nella regione delle Langhe (Powell, 1986b) alla base della biozona Lan-1A e la sua distribuzione stratigrafica si conclude al tetto della stessa, corrispondente alla biozona a nannoplancton NP25 (Oligocene superiore). Biffi & Manum (1988) riportano la prima comparsa di *H. floripes* nelle Marche (Italia centrale) alla base della biozona DO3 corrispondente alla biozona a nannoplancton NP23 (Oligocene superiore). Nello schema biozonale di Brinkhuis et al. (2009), *H. floripes* scompare alle medie latitudini dell'emisfero Nord all'interno della biozona NN2 (base della biozona a foraminiferi N5), Aquitaniano superiore. All'Equatore *H. floripes* ha una distribuzione stratigrafica più ampia, estendendosi fino al tetto della biozona a nannoplancton NN11a (biozona a foraminiferi N17b), Messiniano.

Homotryblium tenuispinosum, qui associato a *H. floripes* a causa della loro similitudine morfologica, scompare all'interno di NN5 (Langhiano superiore) alle medie latitudini dell'emisfero Nord; all'Equatore scompare al tetto di NN11a (Messiniano) (Brinkhuis et al., 2009). Corradini (1985), nel suo studio sulle dinocisti del Miocene sardo, riporta l'estensione stratigrafica di *H. cf. tenuispinosum* corrispondente all'intervallo NN1-NN2 della zonazione a nannoplancton (Aquitaniano-Burdigaliano inferiore). La stessa forma (*H. cf. tenuispinosum*) è riportata in sedimenti coevi del Portogallo (Pais, 1978). In Italia centrale *H. tenuispinosum* è già presente nella zona DO1 corrispondente all'intervallo biozonale NP22-NP23, Oligocene inferiore (Biffi & Manum, 1988). In

Danimarca, il FAD di *H. tenuispinosum* è compresa tra la parte superiore del Chattiano e l'Aquitano inferiore (Dybkjær, 2004).

Alle medie latitudini dell'emisfero Nord e all'Equatore, *Impagidinium patulum* compare all'interno della biozona NN4 corrispondente alla base della biozona a foraminiferi N8 e riferibile al Burdigaliano superiore (Brinkhuis et al., 2009). Nella regione delle Langhe *Impagidinium* cf. *patulum* compare all'interno di Lan-3B corrispondente alla base della biozona a nannoplancton NN2 (biozona a foraminiferi N4) riferibile al limite Aquitano-Burdigaliano. L'estensione stratigrafica è molto ampia e comprende tutto il Miocene medio (Powell, 1986b). In area mediterranea la comparsa di *I. patulum* è alla base della biozona NN4 riferibile al Burdigaliano superiore (rapporto interno ENI, 2001). Nel Miocene della Sardegna, Corradini (1985) riporta la prima comparsa di *I. patulum* alla base della biozona NN4. Brown & Downie (1985) riportano la prima comparsa in NN2. Nell'Atlantico (Rockhall Plateau), la prima comparsa è riportata all'interno di NN6 (biozona a foraminiferi N12), riferibile al Serravalliano (Edwards, 1984). Biffi & Torricelli (rapporto interno ENI, 1995) osservano *I. patulum* a partire dal Langhiano nel Bacino Terziario Piemontese fino al Pliocene inferiore nell'Appennino emiliano.

Impagidinium striatum nella regione delle Langhe compare all'interno della biozona Lan-8A e all'interno della biozona a nannoplancton NN6, riferibile al Serravalliano (Powell, 1986b).

Minisphaeridium latirictum (conosciuto in passato come *Cordosphaeridium minimum*) è riportata da Powell (1986b), nelle Langhe, all'interno della biozona Lan-4B, corrispondente alla base della biozona NN5 (Langhiano medio); scompare al tetto della biozona Lan-8A e all'interno della biozona NN6. Biffi & Manum (1988) riportano *M. latirictum* (*C. minimum*) all'interno dell'intervallo DO2-DM1 equivalente all'intervallo NP23-NN1 (Oligocene superiore-Aquitano). Mao et al. (2001; 2004) e Torricelli & Biffi (2001) riportano la prima comparsa di *M. latirictum* nell'Oligocene inferiore.

Spiniferites bentorii è riportata nelle Langhe all'interno della biozona Lan-5B equivalente all'intervallo NN5-NN6 (Langhiano-Serravalliano) (Powell, 1986b); nel Miocene superiore francese compare all'interno della biozona a nannoplancton NN7 (Londeix & Jan du Chêne, 1998).

La prima comparsa di *Spiniferites mirabilis* è riportata da Londeix & Jan du Chêne (1998) nel Burdigaliano francese (biozona a nannoplancton NN2); da Powell (1986b) alla fine del Burdigaliano (biozona NN4), biozona Lan-4B nella regione delle Langhe dove ha la massima diffusione nel Langhiano. Nello stesso intervallo cronostatigrafico, infatti, è riportata in più bacini, con una distribuzione geografica quasi cosmopolita. *S. mirabilis* compare però già nell'Oligocene. Biffi & Manum (1988) riportano la prima comparsa di *S. mirabilis* nelle Marche (Italia centrale) alla base della biozona DO1 corrispondente all'intervallo biozonale NP22-NP23 (Oligocene inferiore). Torricelli & Biffi (2001) riportano questa specie nel Flysch Numidico tunisino dell'Oligocene superiore. Anche Stover et al. (1996) riportano la prima comparsa di *S. mirabilis* alla base del Chattiano (Oligocene superiore).

Thalassiphora pelagica compare nella biozona Lan-1A di Powell (1986b) nelle Langhe, corrispondente alla biozona a nannoplancton NP25 (biozona a foraminiferi P22) riferibile all'Oligocene superiore. Secondo lo stesso autore, l'estensione stratigrafica è molto corta ed è limitata alla base della biozona sopra indicata. In Danimarca *T. pelagica* scompare all'interno di NN2 (base della biozona a foraminiferi N5), alla transizione Aquitano-Burdigaliano (Dybkjær, 2004; Dybkjær & Piasecki; 2008).

Tuberculodinium vancampoe, nelle Langhe, compare nella biozona Lan-1A corrispondente alla biozona NP25 (biozona a foraminiferi P22), riferibile all'Oligocene superiore (Powell, 1986b); scompare al tetto della biozona Lan-4A con evidente ampia distribuzione estendendosi oltre il Miocene medio. Nel Flysch Numidico tunisino *T. vancampoe* compare nell'Oligocene inferiore accompagnata da *Wetzeliella gochtii* (Torricelli & Biffi, 2001).

3.3.2.3. Sezione di Acqua Frida, Ales – Marne di Ales

Sono stati riconosciuti i seguenti taxa:

1. *Achomosphaera* spp.
2. *Apteodinium* spp.
3. *Barssidinium taxandrianum* Louwye, 1999
4. *Batiacasphaera* spp.
5. *Brigantedinium* spp.
6. *Chiropteridium* spp.
7. *Cleistosphaeridium* spp.
8. *Cleistosphaeridium diversispinosum* Davey et al., 1966
9. *Cleistosphaeridium placacanthum* (Deflandre & Cookson, 1955) Eaton et al., 2001
10. *Cordosphaeridium* spp.
11. *Cordosphaeridium cantharellus* (Brosius, 1963) Gocht, 1969
12. *Cribopteridium* spp.
13. *Homotryblium* spp.
14. *Homotryblium floripes* (Deflandre & Cookson, 1955) Stover, 1975 / *H. tenuispinosum* Davey & Williams, 1966b
15. *Hystrichokolpoma* spp.
16. *Hystrichokolpoma rigaudiae* Deflandre & Cookson, 1955
17. *Hystrichosphaeropsis obscura* Habib, 1972
18. *Lejeunecysta* spp.
19. *Lingulodinium* spp.
20. *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
21. *Minisphaeridium latirictum* (Davey & Williams, 1966b) comb. nov.
22. *Nematosphaeropsis lemniscata* Bujak, 1984
23. *Nematosphaeropsis "nexa" sensu* Fensome & Williams, 2004
24. *Operculodinium* spp.
25. *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
26. *Operculodinium israelianum* (Rossignol, 1962) Wall, 1967
27. *Palaeocystodinium* spp.
28. *Pentadinium taeniagerum* Gerlach, 1961
29. *Polysphaeridium zoharyi* (Rossignol, 1962) Bujak et al., 1980
30. *Pyxidinoopsis* spp.
31. *Reticulosphaera actinocoronata* (Benedek, 1972) Bujak & Matsuoka, 1986

32. *Selenopemphix nephroides* Benedek emend. Benedek & Sarjeant, 1981
33. *Spiniferites* spp.
34. *Spiniferites bentorii* (Rossignol, 1964) Wall & Dale, 1970
35. *Spiniferites mirabilis* (Rossignol, 1963) Sarjeant, 1970
36. *Spiniferites pseudofurcatus* (Klumpp, 1953) Sarjeant, 1970 emend. Sarjeant, 1981
37. *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854
38. *Thalassiphora pelagica* (Eisenack, 1954) Eisenack & Gocht, 1960
39. *Thalassiphora rota* Schioler, 2005
40. *Tuberculodinium vancampoae* (Rossignol, 1962) Wall, 1967

La sezione stratigrafica di Acqua Frida (Ales) appartiene alla Formazione delle Marne di Ales riferita da Cherchi (1974) all'intervallo Aquitaniano-Burdigaliano inferiore. L'estensione stratigrafica di questa formazione corrisponderebbe alle biozone a nannoplancton NN1 e NN2 (Cherchi, 1974; Cherchi et al., 1985; Schiavinotto et al., 1985; Corradini, 1985).

Per l'analisi comparativa e l'attribuzione cronostratigrafica della sezione di Ales sono stati presi in considerazione i bioeventi di prima comparsa di quattro specie *index*: *Barssidinium taxandrianum*, *Cordosphaeridium cantharellus*, *Hystriosphaeopsis obscura* e *Thalassiphora rota* (vedi Tab. 3.5).

Negli studi precedenti presenti in letteratura sulla stessa sezione è segnalata la presenza di *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerina ciperoensis*, *Globigerina praebulloides*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globorotalia* cf. *birnageae* tra i foraminiferi planctonici e di *Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Helicosphaera euphratis*, *H. carteri*, *Sphenolithus* cf. *dissimilis*, *S. moriformis* tra i nannofossili calcarei (Schiavinotto et al., 1985).

Sulla base dei bioeventi considerati si conferma che l'età della sezione di Ales è aquitaniana, anche se non è escluso che possa estendersi da NP25 (FO di *C. cantharellus*) fino al tetto di NN2 (Burdigaliano medio) sulla base dei bio-orizzonti a foraminiferi planctonici (FO di *G. dehiscens*; Cherchi et al., 2008).

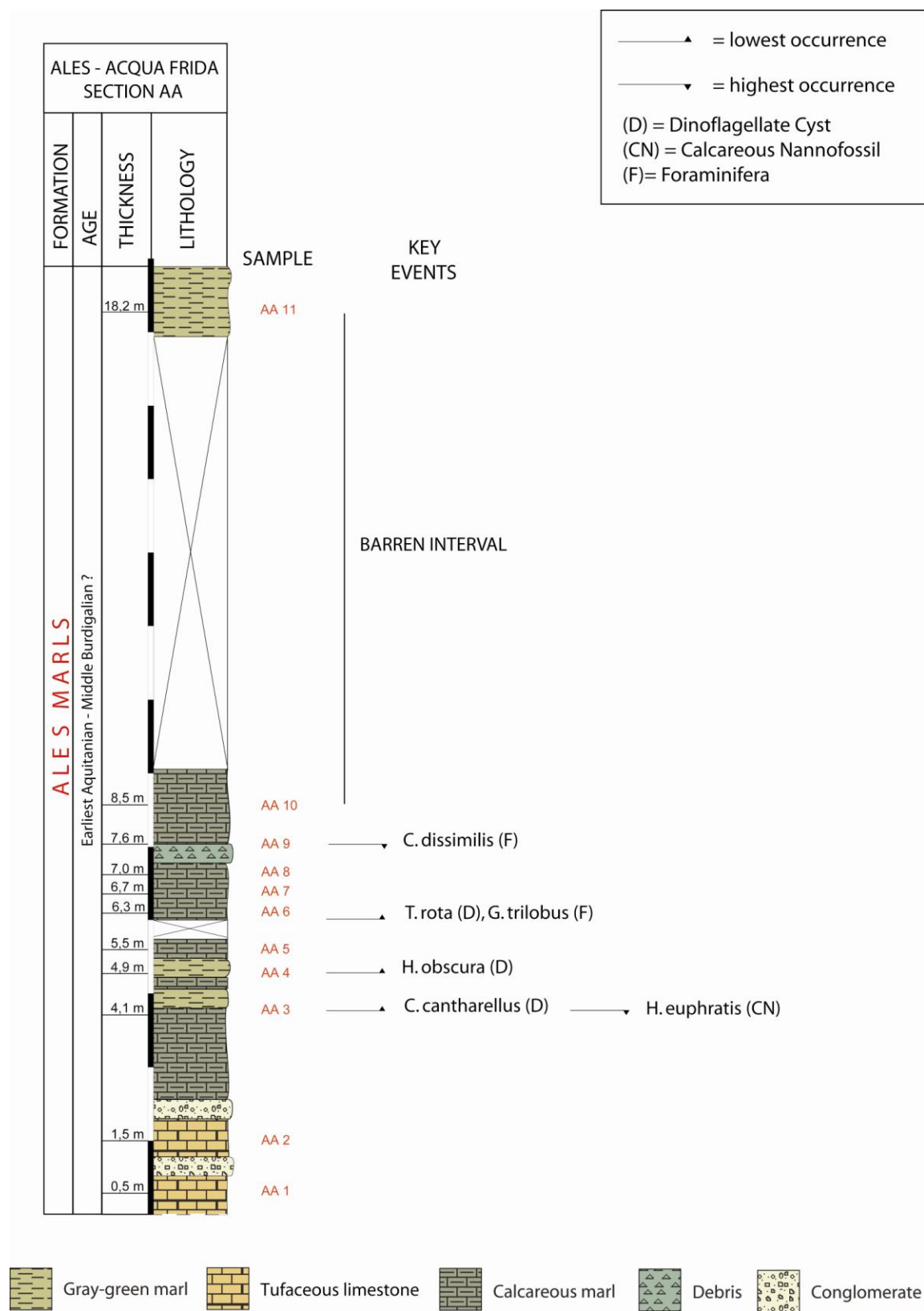


Figura 3.13. Colonna litostratigrafica della sezione di Acqua Frida, Ales. Gli eventi chiave a dinocisti riconosciuti in questo studio sono riportati insieme ai bioeventi a foraminiferi (F) e nannoplancton calcareo (CN) i identificati da Cherchi (1974); Cherchi et al. (1985) e Schiavinotto et al. (1985).

3.3.2.4. Sezione di Bruncu Sa Giustizia, Barumini – Formazione della Marmilla

Sono stati riconosciuti i seguenti taxa:

1. *Achomosphaera* spp.
2. *Apteodinium* ssp.
3. *Batiacasphaera* spp.
4. *Brigantedinium* spp.
5. *Chiropteridium* spp.
6. *Cleistosphaeridium* spp.
7. *Cleistosphaeridium diversispinosum* Davey et al., 1966
8. *Cleistosphaeridium placacanthum* (Deflandre & Cookson, 1955) Eaton et al., 2001
9. *Cordosphaeridium* spp.
10. *Cordosphaeridium cantharellus* (Brosius, 1963) Gocht, 1969
11. *Cribroperidinium* spp.
12. *Exochosphaeridium insigne* de Verteuil & Norris, 1996a
13. *Hystrichokolpoma* spp.
14. *Hystrichokolpoma rigaudiae* Deflandre & Cookson, 1955
15. *Impagidinium* spp.
16. *Impagidinium patulum* (Wall, 1967) Stover & Evitt, 1978 / *I. paradoxum* Wall, 1967
17. *Lejeunecysta* spp.
18. *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
19. *Minisphaeridium latirictum* (Davey & Williams, 1966b) comb. nov.
20. *Nematosphaeropsis lemniscata* Bujak, 1984
21. *Operculodinium* spp.
22. *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
23. *Operculodinium israelianum* (Rossignol, 1962) Wall, 1967
24. *Palaeocystodinium* spp.
25. *Palaeocystodinium golzowense* Alberti, 1961
26. *Palaeocystodinium lidiae* (reworked) (Górka, 1963) Davey, 1969b
27. *Pentadinium taeniagerum* Gerlach, 1961
28. *Reticulosphaera actinocoronata* (Benedek, 1972) Bujak & Matsuoka, 1986
29. *Selenopemphix nephroides* Benedek emend. Benedek & Sarjeant, 1981
30. *Selenopemphix quanta* (Bradford, 1975) Matsuoka, 1985a
31. *Spiniferites* spp.
32. *Spiniferites pseudofurcatus* (Klumpp, 1953) Sarjeant, 1970 emend. Sarjeant, 1981
33. *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854
34. *Tectatodinium* spp.
35. *Thalassiphora pelagica* (Eisenack, 1954) Eisenack & Gocht, 1960
36. *Tuberculodinium vancampoae* (Rossignol, 1962) Wall, 1967

La sezione stratigrafica di Bruncu Sa Giustizia (Barumini) appartiene alla Formazione della Marmilla, attribuita inizialmente all'Aquitano sulla base dei foraminiferi planctonici e successivamente, almeno per la sua parte più alta, al Burdigaliano inferiore-medio, zona a *Globigerinoides altiapertura* (Cherchi, 1974; Cherchi et al., 1985). L'estensione stratigrafica di questa formazione, dunque, corrisponderebbe alle biozone a nannoplancton NN1 e NN2 (Cherchi, 1974; Cherchi et al., 1985; Schiavinotto et al., 1985; Corradini, 1985).

L'associazione a dinocisti della sezione di Bruncu Sa Giustizia è caratterizzata dalla presenza di *Cordosphaeridium cantharellus*, *Exochosphaeridium insigne* e *Palaecystodinium golzowense* (Tab. 3.6).

Prendendo in considerazione i foraminiferi planctonici identificati da Casu et al. (1996) e cioè *Globigerina praebulloides*, *Globigerinoides trilobus*, *G. bisphaericus*, *Globorotalia obesa*, *Globoquadrina praedehiscens* e *G. dehiscens*, si può riferire il limite inferiore della sezione all'intervallo Aquitano-Burdigaliano inferiore-medio.

MARMILLA					FORMATION
Latest Aquitanian-Early Burdigalian					AGE
3,56	5,80	8,18	9,52	10,38	Metres from the base of the section
BSG 1	BSG 14	BSG 10	BSG 16	BSG 11	SAMPLE
4				3	1. <i>Achomosphaera</i> spp.
2					2. <i>Apteodinium</i> spp.
24				18	3. <i>Batiacasphaera</i> spp.
32				9	4. <i>Brigantedinium</i> spp.
4				3	5. <i>Chiropteridium</i> spp.
8					6. <i>Cleistosphaeridium</i> spp.
6					7. <i>Cleistosphaeridium diversispinosum</i>
1					8. <i>Cleistosphaeridium placacanthum</i>
1				7	9. <i>Cribopteridium</i> spp.
2				1	10. <i>Hystrichokolpoma</i> spp.
3					11. <i>Hystrichokolpoma rigaudiae</i>
2					12. <i>Impagidium</i> spp.
2					13. <i>Impagidium patulum</i> / <i>I. paradoxum</i>
8				1	14. <i>Lejeunecysta</i> spp.
5					15. <i>Lingulodinium machaerophorum</i>
1					16. <i>Minisphaeridium latirictum</i>
					17. <i>Nematosphaeropsis lemniscata</i>
4				5	18. <i>Operculodinium</i> spp.
5					19. <i>Operculodinium israelianum</i>
1					20. <i>Palaeocystodinium lidiae</i> (reworked)
1				2	21. <i>Pentadinium taeniagerum</i>
8				7	22. <i>Reticulosphaera actinocoronata</i>
11					23. <i>Selenopemphix nephroides</i>
31				7	24. <i>Spiniferites</i> spp.
10				5	25. <i>Spiniferites ramosus</i>
5				2	26. <i>Spiniferites pseudofurcatus</i>
1					27. <i>Tectatodinium</i> spp.
4					28. <i>Tuberculodinium vancampoae</i>
				1	29. <i>Operculodinium centrocarpum</i>
				1	30. <i>Thalassiphora pelagica</i>
				1	31. <i>Cordosphaeridium</i> spp.
				2	32. <i>Cordosphaeridium cantharellus</i>
				1	33. <i>Palaeocystodinium</i> spp.
				3	34. <i>Palaeocystodinium golzowense</i>
					35. <i>Selenopemphix quanta</i>
				1	36. <i>Exochosphaeridium insigne</i>
69				63	37. Indet. proximate cysts
47				31	38. Indet. chorate cysts
301				166	TOTAL COUNTS DINOFLAGELLATE CYSTS

Tabella 3.5. Distribuzione delle cisti di dinoflagellati rinvenute nella sezione di Bruncu Sa Giustizia, Barumini (in grigio sono evidenziate le specie chiave, *index*, utili ai fini biostratigrafici; i codici delle sezioni in rosso indicano che i corrispondenti campioni non contengono palinomorfi).

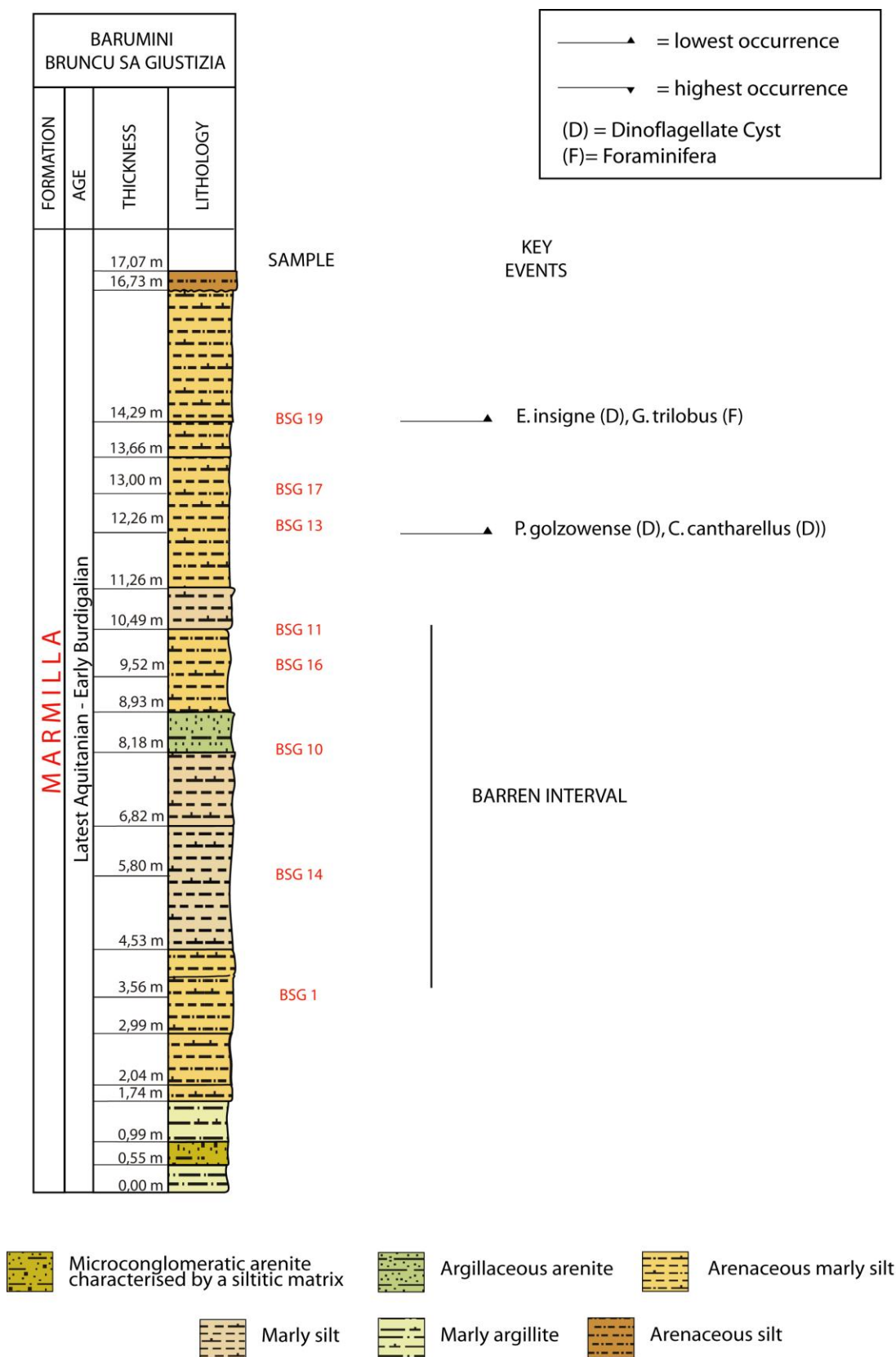


Figura 3.14. Colonna litostratigrafica della sezione di Bruncu Sa Giustizia, Barumini. Gli eventi chiave a dinocisti sono riportati insieme ai bioeventi a foraminiferi (F) identificati da Cherchi (1974); Cherchi et al. (1985) e Casu et al. (1996).

3.3.2.5. Sezione di Villanovafranca-Gesico – Formazione della Marmilla

Sono stati riconosciuti i seguenti taxa:

1. *Achomosphaera* spp.
2. *Apteodinium* spp.
3. *Barssidinium taxandrianum* Louwye, 1999
4. *Batiacasphaera* spp.
5. *Brigantedinium* spp.
6. *Chiropteridium* spp.
7. *Cleistosphaeridium* spp.
8. *Cleistosphaeridium diversispinosum* Davey et al., 1966
9. *Cleistosphaeridium placacanthum* (Deflandre & Cookson, 1955) Eaton et al., 2001
10. *Cribroperidinium* spp.
11. *Dapsilidinium* spp.
12. *Deflandrea* spp.
13. *Exochosphaeridium insigne* de Verteuil & Norris, 1996a
14. *Hafniasphaera* spp.
15. *Hystrichokolpoma* spp.
16. *Hystrichokolpoma rigaudiae* Deflandre & Cookson, 1955
17. *Impagidinium* spp.
18. *Impagidinium patulum* (Wall, 1967) Stover & Evitt, 1978 / *I. paradoxum* Wall, 1967
19. *Lejeunecysta* spp.
20. *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
21. *Melitasphaeridium* spp.
22. *Melitasphaeridium pseudorecurvatum* (Morgenroth, 1966a) Bujak et al., 1980.
23. *Minisphaeridium latirictum* (Davey & Williams, 1966b) comb. nov.
24. *Nematosphaeropsis labyrinthus* (Ostenfeld, 1903) Reid, 1974
25. *Nematosphaeropsis lemniscata* Bujak, 1984
26. *Nematosphaeropsis "nexa" sensu* Fensome & Williams, 2004
27. *Operculodinium* spp.
28. *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
29. *Operculodinium israelianum* (Rossignol, 1962) Wall, 1967
30. *Palaeocystodinium* spp.
31. *Polysphaeridium zoharyi* (Rossignol, 1962) Bujak et al., 1980
32. *Pyxidinoopsis* spp.
33. *Reticulosphaera actinocoronata* (Benedek, 1972) Bujak & Matsuoka, 1986
34. *Saturnodinium* sp. cf. *perforatum sensu* de Verteuil & Norris, 1996
35. *Selenopemphix nephroides* Benedek emend. Benedek & Sarjeant, 1981
36. *Spiniferella cornuta* (Gerlach, 1961) Stover & Hardenbol, 1994, emend. Stover & Hardenbol, 1994
37. *Spiniferites* spp.

38. *Spiniferites bentorii* (Rossignol, 1964) Wall & Dale, 1970
39. *Spiniferites ellipsoideus* Matsuoka, 1983b
40. *Spiniferites membranaceus* (Rossignol, 1964) Sarjeant, 1970
41. *Spiniferites mirabilis* (Rossignol, 1963) Sarjeant, 1970
42. *Spiniferites ovatus* Matsuoka, 1983b
43. *Spiniferites pseudofurcatus* (Klumpp, 1953) Sarjeant, 1970 emend. Sarjeant, 1981
44. *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854
45. *Tectatodinium* spp.
46. *Tuberculodinium vancampoae* (Rossignol, 1962) Wall, 1967

La sezione di Villanovafranca-Gesico appartiene alla Formazione della Marmilla, la cui estensione stratigrafica come precedentemente detto, corrisponderebbe alle biozone a nannoplancton NN1 e NN2 (Cherchi, 1974; Cherchi et al., 1985; Schiavinotto et al., 1985; Corradini, 1985).

Nell'associazione a dinocisti si segnalano: *Barssidinium taxandrianum*, *Exochosphaeridium insigne* e *Saturnodinium* sp. cf. *perforatum* (Tab. 3.7). La comparsa di *Saturnodinium* sp. cf. *perforatum* permette di riferire la sezione di Villanovafranca-Gesico al passaggio Aquitaniano-Burdigaliano, equivalente alla base della biozona a nannoplancton NN2. È significativo che nella sezione compaiono le specie *Spiniferites ovatus* e *Nematosphaeropsis labyrinthus*.

Le associazioni a dinocisti della Formazione della Marmilla (Bruncu Sa Giustizia e Villanovafranca-Gesico) non possono essere direttamente comparate con l'associazione riscontrata nella sezione di Ales della Formazione delle Marne di Ales. Ad eccezione di un gruppo di specie comuni: *Cleistosphaeridium diversispinosum*, *C. placacanthum*, *Hystriochokolpoma rigaudiae*, *Spiniferites ramosus*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Nematosphaeropsis lemniscata*, *Reticulosphaera actinocoronata*, le due associazioni differiscono notevolmente per composizione e per i bioeventi riscontrati.

Capitolo 3. Associazioni a dinocisti e sporomorfi della successione marina miocenica della Sardegna

MARMILLA			FORMATION
Latest Aquitanian - Early Burdigalian			AGE
1	1,9	2,7	Metres from the base of the section
VGE 1	VGE 2	VGE 3	SAMPLE
15	7	3	1. <i>Achomosphaera</i> spp.
1		3	2. <i>Apteodinium</i> spp.
1			3. <i>Barssidinium taxandrianum</i>
44	75	82	4. <i>Batiacasphaera</i> spp.
46	32	39	5. <i>Brigantedinium</i> spp.
2	2	8	6. <i>Cleistosphaeridium</i> spp.
2		1	7. <i>Cleistosphaeridium placacanthum</i>
13	11	18	8. <i>Cribopteridium</i> spp.
2	3		9. <i>Dapsilidinium</i> spp.
1	1		10. <i>Deflandrea</i> spp.
5	3	19	11. <i>Exochosphaeridium insigne</i>
4	7	9	12. <i>Hystriochokolpoma rigaudiae</i>
7		1	13. <i>Impagidinium</i> spp.
3	7	4	14. <i>Impagidinium patulum</i> / <i>I. paradoxum</i>
5	3	2	15. <i>Lejeunecysta</i> spp.
48	83	75	16. <i>Lingulodinium machaerophorum</i>
3	1	3	17. <i>Melitasphaeridium</i> spp.
4			18. <i>Melitasphaeridium pseudorecurvatum</i>
1	3	3	19. <i>Minisphaeridium latirictum</i>
9	9	7	20. <i>Nematosphaeropsis lemniscata</i>
5	1		21. <i>Nematosphaeropsis "nexa"</i> sensu Fensome & Williams, 2004
27	16	8	22. <i>Operculodinium</i> spp.
2	2		23. <i>Operculodinium centrocarpum</i>
8	6	1	24. <i>Operculodinium israelianum</i>
2	1	1	25. <i>Palaeocystodinium</i> spp.
12	8	9	26. <i>Polysphaeridium zoharyi</i>
9	6	10	27. <i>Pyxidinopsis</i> spp.
32	38	19	28. <i>Reticulatosphaera actinocoronata</i>
4		2	29. <i>Saturmodinium</i> sp. cf. <i>perforatum</i>
16	9	8	30. <i>Selenopemphix nephroides</i>
1			31. <i>Spiniferella comuta</i> (reworked)
76	69	94	32. <i>Spiniferites</i> spp.
3	2	5	33. <i>Spiniferites bentorii</i>
1	2		34. <i>Spiniferites ellipsoideus</i>
12	25	26	35. <i>Spiniferites mirabilis</i>
12	13	23	36. <i>Spiniferites pseudofurcatus</i>
146	93	114	37. <i>Spiniferites ramosus</i>
5	3	3	38. <i>Tectatodinium</i> spp.
8	4	5	39. <i>Tuberculodinium vancampoe</i>
	1	2	40. <i>Chiropteridium</i> spp.
	11	21	41. <i>Cleistosphaeridium diversispinosum</i>
	2		42. <i>Hafniasphaera</i> spp.
	2	1	43. <i>Nematosphaeropsis labyrinthus</i>
	1		44. <i>Spiniferites ovatus</i>
		2	45. <i>Hystriochokolpoma</i> spp.
		1	46. <i>Spiniferites membranaceus</i>
62	63	72	47. Indet. proximate cysts
130	111	192	48. Indet. chorate cysts
785	733	893	TOTAL COUNTS DINOFLAGELLATE CYSTS

Tabella 3.6. Distribuzione delle cisti di dinoflagellati rinvenute nella sezione di Villanovafranca -Gesico (in grigio sono evidenziate le specie chiave, *index*, utili ai fini biostratigrafici).

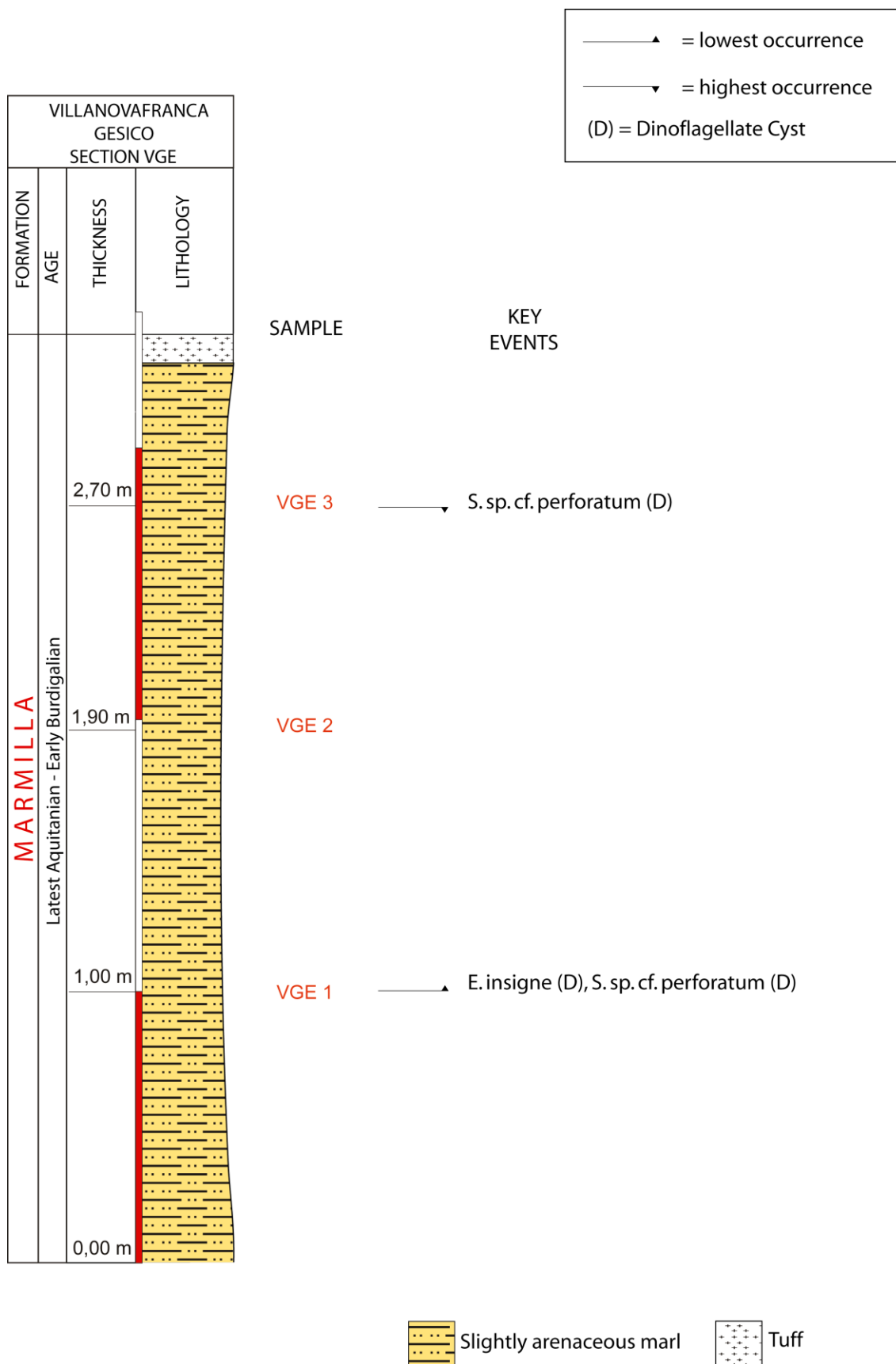


Figura 3.15. Colonna litostratigrafica della sezione di Villanovafranca-Gesico. A destra vi sono gli eventi chiave a dinocisti identificati nel presente studio.

3.3.2.6. Sezione di Florinas, San Giovanni – Calcari di Mores

Sono stati riconosciuti i seguenti taxa:

1. *Achomosphaera* spp.
2. *Batiacasphaera* spp.
3. *Brigantedinium* spp.
4. *Cleistosphaeridium* spp.
5. *Cleistosphaeridium diversispinosum* Davey et al., 1966
6. *Cleistosphaeridium placacanthum* (Deflandre & Cookson, 1955) Eaton et al., 2001
7. *Lingulodinium* spp.
8. *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
9. *Operculodinium* spp.
10. *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
11. *Operculodinium israelianum* (Rossignol, 1962) Wall, 1967
12. *Operculodinium piaseckii* Zevenboom & Santarelli, 1995; nome non pubblicato
13. *Polysphaeridium zoharyi* (Rossignol, 1962) Bujak et al., 1980
14. *Reticulosphaera actinocoronata* (Benedek, 1972) Bujak & Matsuoka, 1986
15. *Spiniferites* spp.
16. *Spiniferites bentorii* (Rossignol, 1964) Wall & Dale, 1970
17. *Spiniferites membranaceus* (Rossignol, 1964) Sarjeant, 1970
18. *Spiniferites ovatus* Matsuoka, 1983b
19. *Spiniferites pseudofurcatus* (Klumpp, 1953) Sarjeant, 1970 emend. Sarjeant, 1981
20. *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854
21. *Thalassiphora pelagica* (Eisenack, 1954) Eisenack & Gocht, 1960

La sezione stratigrafica di San Giovanni (Florinas) appartiene alla Formazione dei Calcari di Mores (Funedda et al., 2000) o dei Calcari inferiori (Mazzei & Oggiano, 1990), la cui estensione stratigrafica corrisponderebbe alla biozona a nannoplancton NN4 riferibile al Burdigaliano superiore (Mazzei & Oggiano, 1990; Arnaud et al., 1992; Funedda et al., 2000).

Globigerinoides bisphericus, *Praeorbulina sicana*, *Heterostegina* spp., tra i foraminiferi, sono sempre presenti (Maxia & Pecorini, 1969; Pomesano Cherchi, 1971a; Spano, 1983; Spano & Asunis, 1984; Assorgia et al., 1988; Mazzei & Oggiano, 1990; Martini et al., 1992; Odin et al., 1994).

L'associazione a dinocisti presenta bassa diversità specifica (Tab. 3.8) ed è prevalentemente costituita da specie con ampia distribuzione stratigrafica: *Reticulosphaera actinocoronata*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Cleistosphaeridium diversispinosum*, *Spiniferites ramosus*, etc.

La biostratigrafia a dinoflagellati della sezione può basarsi principalmente sulla presenza di *Operculodinium piaseckii*. Per quanto riguarda i foraminiferi planctonici la presenza di *Globigerinoides bisphericus* e *Praeorbulina sicana*, permette di assegnare la sezione di Florinas alla transizione Burdigaliano-Langhiano, equivalente all'intervallo NN4 della zonazione a nannoplancton.

MORES LIMESTONE		FORMATION
Latest Burdigalian		AGE
		Metres from the base of the section
		SAMPLE
44	FL. 10 d	1. <i>Achomosphaera</i> spp.
41	FL. 9 d	2. <i>Batiacasphaera</i> spp.
38	FL. 8 d	3. <i>Brigantedinium</i> spp.
30	FL. 7 d	4. <i>Cleistosphaeridium</i> spp.
29	FL. 6 d	5. <i>Cleistosphaeridium diversispinosum</i>
27	FL. 5 d	6. <i>Cleistosphaeridium placacanthum</i>
25	FL. 4 d	7. <i>Lingulodinium</i> spp.
19	FL. 3 d	8. <i>Lingulodinium machaerophorum</i>
18	FL. 2 d	9. <i>Operculodinium</i> spp.
5	FL. 1 d	10. <i>Operculodinium centrocarpum</i>
		11. <i>Operculodinium israelianum</i>
		12. <i>Operculodinium piaseckii</i> Zeevenboom and Santarelli, 1995
		13. <i>Polysphaeridium zoharyi</i>
		14. <i>Reticulosphaera actinocoronata</i>
		15. <i>Spiniferites</i> spp.
		16. <i>Spiniferites bentorii</i>
		17. <i>Spiniferites membranaceus</i>
		18. <i>Spiniferites ovatus</i>
		19. <i>Spiniferites pseudofurcatus</i>
		20. <i>Spiniferites ramosus</i>
		21. <i>Thalassiphora pelagica</i>
		22. Indet. proximate cysts
		23. Indet. chorate cysts
197		TOTAL COUNTS DINOFLAGELLATE CYSTS

Tabella 3.7. Distribuzione delle cisti di dinoflagellati rinvenute nella sezione di San Giovanni, Florinas (in grigio sono evidenziate le specie chiave, *index*, utili ai fini biostratigrafici; i codici delle sezioni in rosso indicano che i corrispondenti campioni non contengono palinomorfi).

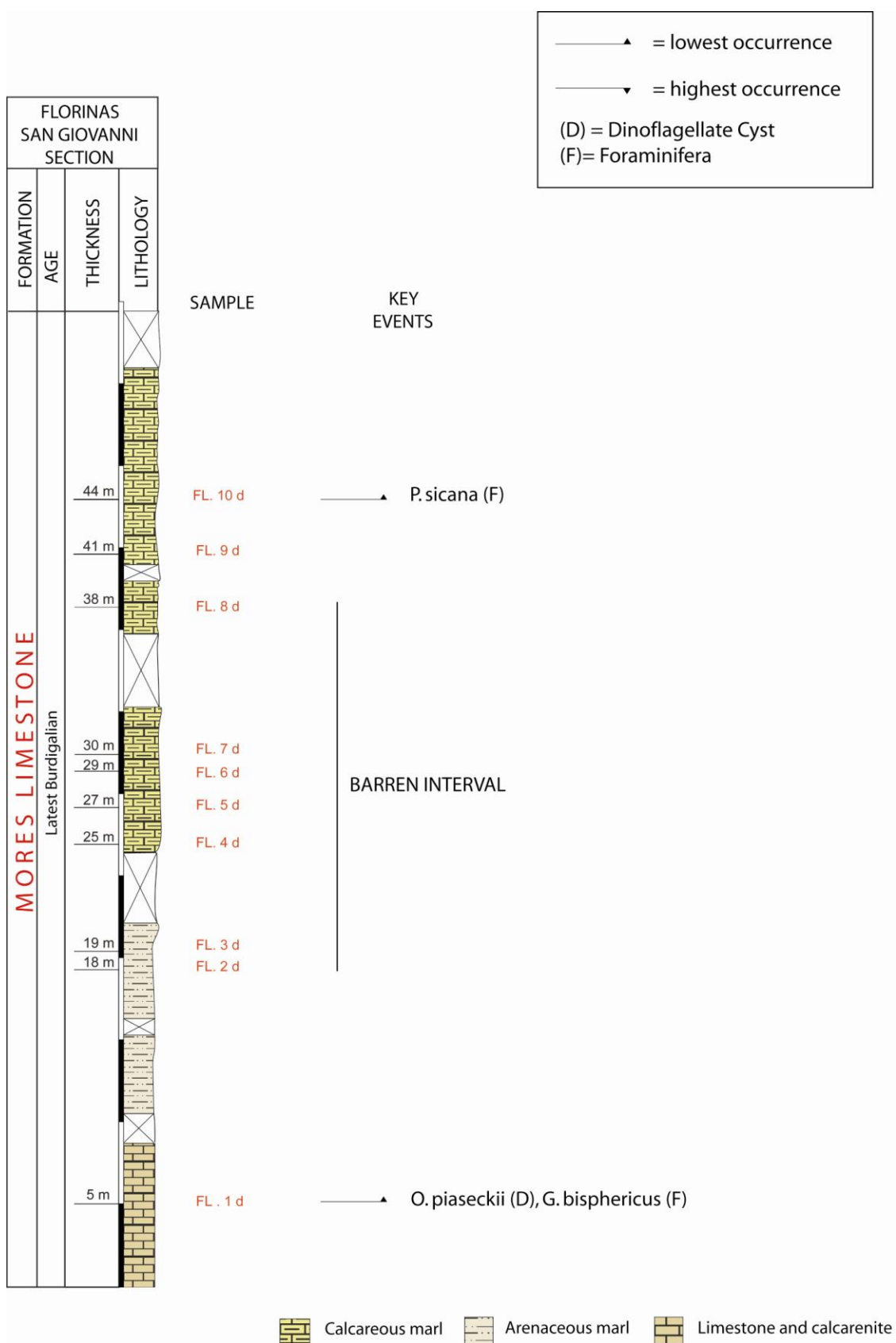


Figura 3.16. Colonna litostratigrafica della sezione di San Giovanni, Florinas. Gli eventi chiave a dinocisti sono riportati insieme ai bioeventi a foraminiferi (F) identificati da Pomesano Cherchi (1971a).

3.3.2.7. Sondaggi di Bonorva – Marne di Borutta

Sono stati riconosciuti i seguenti taxa:

1. *Achomosphaera* spp.
2. *Achomosphaera callosa* Matsuoka, 1983b
3. *Batiacasphaera* spp.
4. *Cleistosphaeridium* spp.
5. *Cleistosphaeridium diversispinosum* Davey et al., 1966
6. *Cleistosphaeridium placacanthum* (Deflandre & Cookson, 1955) Eaton et al., 2001
7. *Cousteaudinium aubryae* de Verteuil & Norris, 1996
8. *Cribroperidinium* spp.
9. *Hafniasphaera* spp.
10. *Hystrichokolpoma granulatum* Eaton, 1976
11. *Hystrichokolpoma rigaudiae* Deflandre & Cookson, 1955
12. *Hystrichosphaeropsis obscura* Habib, 1972
13. *Hystrichostrogylon "postcingulatum" sensu* Fensome & Williams, 2004
14. *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
15. *Melitasphaeridium choanophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Harland & Hill, 1979
16. *Nematosphaeropsis lemniscata* Bujak, 1984
17. *Operculodinium* spp.
18. *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
19. *Operculodinium israelianum* (Rossignol, 1962) Wall, 1967
20. *Operculodinium piaseckii* Zevenboom & Santarelli, 1995; nome non pubblicato
21. *Polysphaeridium* spp.
22. *Polysphaeridium zoharyi* (Rossignol, 1962) Bujak, et al., 1980
23. *Palaeocystodinium striatogranulosum* Zevenboom & Santarelli, 1995; nome non pubblicato
24. *Pyxidinopsis* spp.
25. *Reticulosphaera actinocoronata* (Benedek, 1972) Bujak & Matsuoka, 1986
26. *Spiniferites bentorii* (Rossignol, 1964) Wall & Dale, 1970
27. *Spiniferites ellipsoideus* Matsuoka, 1983b
28. *Spiniferites "granofurcosus" sensu* Fensome & Williams, 2004
29. *Spiniferites membranaceus* (Rossignol, 1964) Sarjeant, 1970
30. *Spiniferites mirabilis* (Rossignol, 1963) Sarjeant, 1970
31. *Spiniferites ovatus* Matsuoka, 1983b
32. *Spiniferites pseudofurcatus* (Klumpp, 1953) Sarjeant, 1970 emend. Sarjeant, 1981
33. *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854
34. *Selenopemphix nephroides* Benedek emend. Benedek & Sarjeant, 1981
35. *Selenopemphix quanta* (Bradford, 1975) Matsuoka, 1985a
36. *Tectatodinium* spp.
37. *Tuberculodinium vancampoe* (Rossignol, 1962) Wall, 1967

Le sezioni stratigrafiche attraversate dai sondaggi di Bonorva (BNR #5 e BNR #6) interessano la Formazione delle Marni di Borutta riferita al Burdigaliano superiore-Langhiano (Funedda et al., 2000; Mazzei & Oggiano, 1990). L'estensione stratigrafica di questa formazione corrisponderebbe alle biozone a nannoplancton NN4 e parte di NN5, *Sphenolithus heteromorphus* – *Helicosphaera ampliapertura* (Mazzei & Oggiano, 1990).

La biostratigrafia a dinoflagellati dei due sondaggi si basa principalmente sulla presenza di cinque specie *index*: *Melitasphaeridium choanophorum*, *Cousteaudinium aubryae*, *Palaeocystodinium striatogranulosum*, *Operculodinium piaseckii* e *Hystrichosphaeropsis obscura* (Tab. 3.9 e Tab. 3.10).

Considerando il contenuto fossilifero che nel complesso indica un'età compresa tra il Burdigaliano superiore e il Langhiano superiore (Pomesano Cherchi, 1971a; Porcu, 1972; Cherchi, 1974; 1983; Assorgia et al., 1988; Mazzei & Oggiano, 1990; Martini et al., 1992; Odin et al., 1994; Assorgia et al., 1997b) per la presenza dei nannofossili calcarei *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera ampliapertura*, *H. carteri*, *H. euphratis*, *H. mediterranea*, *Sphenolithus heteromorphus* e del foraminifero planctonico *Orbulina suturalis*, si può concludere che l'associazione a dinocisti riscontrata nei due sondaggi di Bonorva è coerente.

BORUTTA MARLS			FORMATION
Langhian			AGE
10,50	6,60	3,90	Metres from the base of the section
BNR5 1	BNR5 2	BNR5 3	SAMPLE
13	1	7	1. <i>Achomosphaera</i> spp.
6		4	2. <i>Achomosphaera callosa</i>
1	2	9	3. <i>Batiacasphaera</i> spp.
4	20	24	4. <i>Cleistosphaeridium</i> spp.
12	34	19	5. <i>Cleistosphaeridium diversispinosum</i>
4	1	1	6. <i>Cleistosphaeridium placacanthum</i>
2	1	7	7. <i>Cribroperidinium</i> spp.
1	2	1	8. <i>Hafniasphaera</i> spp.
2		4	9. <i>Hystrichokolpoma rigaudiae</i>
9	1	22	10. <i>Lingulodinium machaerophorum</i>
1		1	11. <i>Melitasphaeridium choanophorum</i>
17	13	30	12. <i>Operculodinium</i> spp.
14	8	28	13. <i>Operculodinium centrocarpum</i>
11	4	16	14. <i>Operculodinium israelianum</i>
12		16	15. <i>Reticulatosphaera actinocoronata</i>
1			16. <i>Selenopemphix nephroides</i>
1			17. <i>Selenopemphix quanta</i>
32	4	51	18. <i>Spiniferites</i> spp.
3		3	19. <i>Spiniferites ovatus</i>
3	6	5	21. <i>Spiniferites pseudofurcatus</i>
22	5	28	22. <i>Spiniferites ramosus</i>
1		2	23. <i>Tuberculodinium vancampoe</i>
	2	2	24. <i>Spiniferites mirabilis</i>
		1	25. <i>Cousteaudinium aubryae</i>
		1	26. <i>Hystrichosphaeropsis obscura</i>
		1	27. <i>Hystrichostrogylon postcingulatum</i>
		4	27. <i>Polysphaerium zoharyi</i>
		2	28. <i>Polysphaeridium</i> spp.
		3	29. <i>Spiniferites ellipsoideus</i>
		1	30. <i>Spiniferites membranaceus</i>
		1	31. <i>Tectatodinium</i> spp.
17	17	22	32. Indet. proximate cysts
70	57	131	33. Indet. chorate cysts
259	178	447	TOTAL COUNTS DINOFLAGELLATE CYSTS

Tabella 3.8. Distribuzione delle cisti di dinoflagellati rinvenute nella sezione del sondaggio 5 di Bonorva (in grigio sono evidenziate le specie chiave, *index*, utili ai fini biostratigrafici).

BORUTTA MARLS						FORMATION
Langhian						AGE
20.00	17.50	15.00	7.70	4.30	2.80	Metres from the base of the section
BNR6 1	BNR6 3	BNR6 2	BNR6 4	BNR6 5	BNR6 6	SAMPLE
1	3	1		1	1	1. <i>Batiacasphaera</i> spp.
34	19	17	31	22	26	2. <i>Cleistosphaeridium</i> spp.
1	8		26	13	22	3. <i>Cleistosphaeridium diversispinosum</i>
3	2	4	3	1	3	4. <i>Cleistosphaeridium placacanthum</i>
1						5. <i>Hystrichokolpoma granulatum</i>
4	3	3	9	7	7	6. <i>Lingulodinium machaerophorum</i>
11	15	29	12	14	24	7. <i>Operculodinium</i> spp.
2	4	1	3	1	12	8. <i>Operculodinium centrocarpum</i>
2	10	3	14	2	18	9. <i>Operculodinium israelianum</i>
21	38	23	59	27	53	10. <i>Spiniferites</i> spp.
1		1	1		1	11. <i>Spiniferites membranaceus</i>
1			1		1	12. <i>Spiniferites ovatus</i>
8	7	5	6	1	4	13. <i>Spiniferites pseudofurcatus</i>
15	23	24	34	5	37	14. <i>Spiniferites ramosus</i>
	2		4	1	6	15. <i>Achomosphaera callosa</i>
	1		2	2	4	16. <i>Cribroperidinium</i> spp.
	1					17. <i>Hafniasphaera</i> spp.
	1		1	2	1	18. <i>Hystrichokolpoma rigaudiae</i>
	2		3			19. <i>Nematosphaeropsis lemniscata</i>
	2				2	20. <i>Operculodinium piaseckii</i> Zevenboom and Santarelli, 1995
	1					21. <i>Palaeocystodinium striatogranulosum</i> Zevenboom and Santarelli, 1995
	1		2	1		22. <i>Polysphaeridium</i> spp.
	1					23. <i>Pyxidinospis</i> spp.
	1	16		6	6	24. <i>Reticulatosphaera actinocoronata</i>
	2	4		3	4	25. <i>Spiniferites bentorii</i>
	1	1		1	3	26. <i>Spiniferites granofurcosus</i>
	1			1		27. <i>Tuberculodinium vancampoeae</i>
			2	11	11	28. <i>Achomosphaera</i> spp.
		2		2	2	29. <i>Operculodinium variabile</i>
				1		30. <i>Hystrichostrogylon postcingulatum</i>
			1			31. <i>Melitasphaeridium choanophorum</i>
					1	32. <i>Polysphaeridium zoharyi</i>
				1		33. <i>Selenopemphix quanta</i>
				2		34. <i>Spiniferites mirabilis</i>
					3	35. <i>Coosteaudinium aubryae</i>
					1	36. <i>Selenopemphix nephroides</i>
					1	37. <i>Tectatodinium</i> spp.
41	30	39	31	17	28	38. Indet. proximate cysts
80	75	77	108	59	97	39. Indet. chorate cysts
226	254	244	393	185	379	TOTAL COUNTS DINOFLAGELLATE CYSTS

Tabella 3.9. Distribuzione delle cisti di dinoflagellati rinvenute nella sezione del sondaggio 6 di Bonorva (in grigio sono evidenziate le specie chiave, *index*, utili ai fini biostratigrafici).

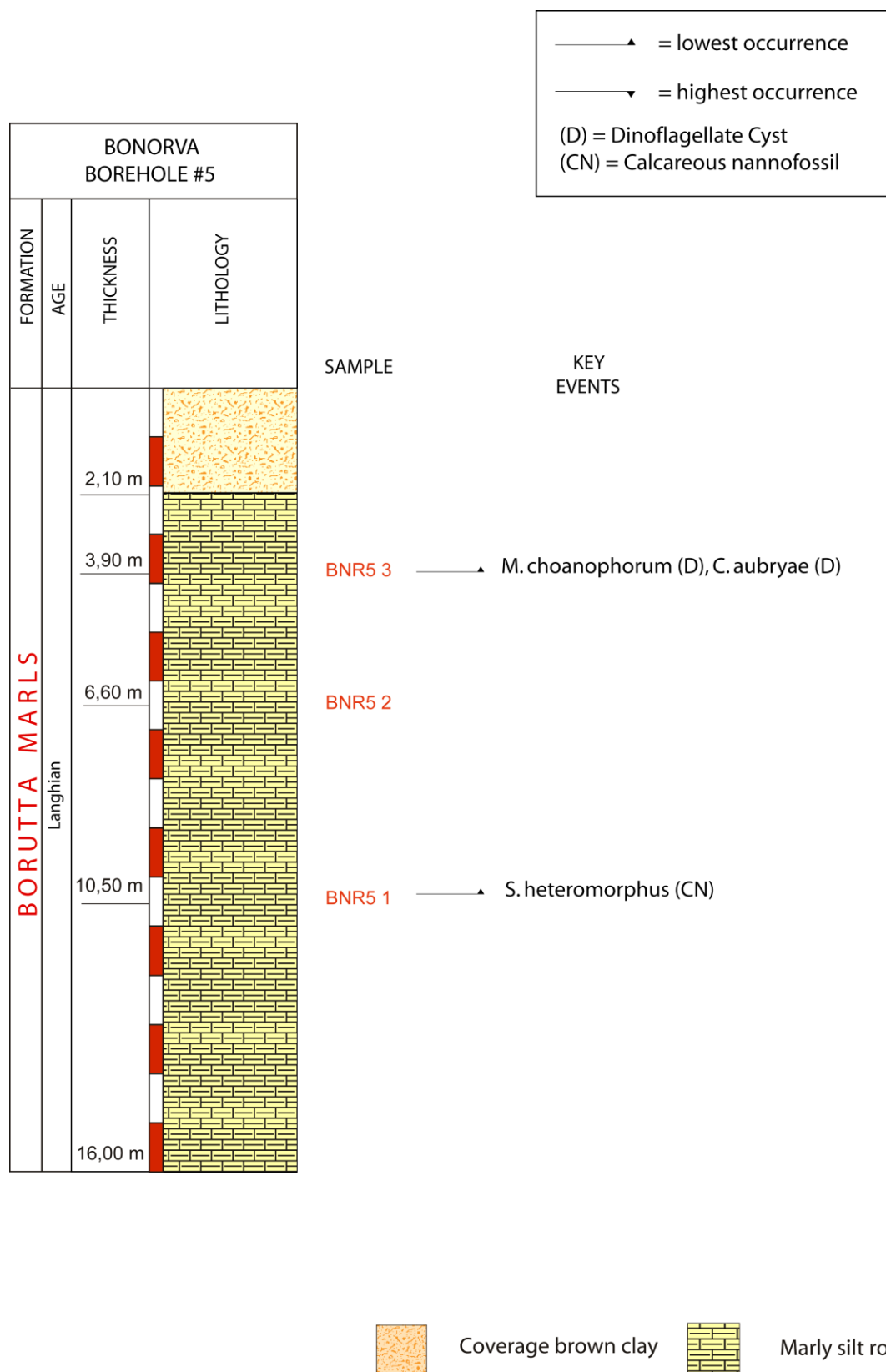


Figura 3.17. Colonna litostratigrafica del sondaggio 5 di Bonorva. Gli eventi chiave a dinocisti sono riportati insieme ai bioeventi a nannoplancton calcareo (CN) identificati da Martini et al. (1992).

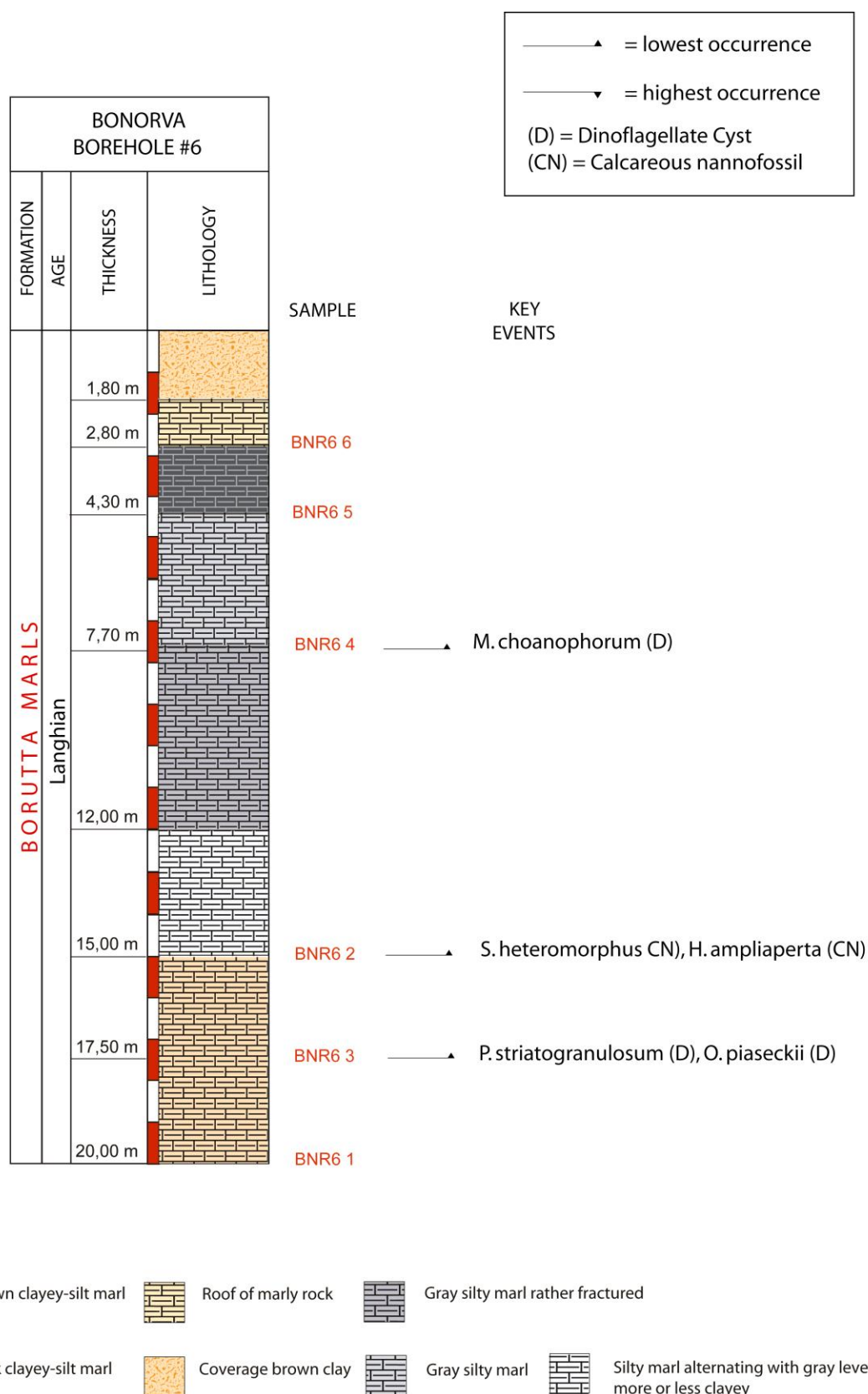


Figura 3.18. Colonna litostratigrafica del sondaggio 6 di Bonorva. Gli eventi chiave a dinocisti sono riportati insieme ai bioeventi a nannoplancton calcareo (CN) identificati da Martini et al., 1992.

3.3.2.8. Sezione di Sa Forada, Sestu – Marne di Fangario

Sono stati riconosciuti i seguenti taxa:

1. *Acanthaulax* spp.
2. *Achomosphaera* spp.
3. *Achomosphaera callosa* Matsuoka, 1983b
4. *Apteodinium* spp.
5. *Barssidinium taxandrianum* Louwye, 1999
6. *Batiacasphaera* spp.
7. *Brigantedinium* spp.
8. *Cerebrocysta poulsenii* de Verteuil & Norris 1996a
9. *Chiropteridium* spp.
10. *Cleistosphaeridium* spp.
11. *Cleistosphaeridium diversispinosum* Davey et al., 1966
12. *Cleistosphaeridium placacanthum* (Deflandre & Cookson, 1955) Eaton et al., 2001
13. *Cribroperidium* spp.
14. *Dapsilidinium* spp.
15. *Deflandrea* spp.
16. *Exochosphaeridium insigne* de Verteuil & Norris, 1996a
17. *Hafniasphaera* spp.
18. *Homotryblium floripes* (Deflandre & Cookson, 1955) Stover, 1975 / *H. tenuispinosum* Davey & Williams, 1966b
19. *Hystrichokolpoma* spp.
20. *Hystrichokolpoma rigaudiae* Deflandre & Cookson, 1955
21. *Hystrichosphaeropsis obscura* Habib, 1972
22. *Impagidinium* spp.
23. *Impagidinium patulum* (Wall, 1967) Stover & Evitt, 1978 / *I. paradoxum* Wall, 1967
24. *Impagidinium striatum* (Wall, 1967) Stover & Evitt, 1978
25. *Labyrinthodinium truncatum* Piasecki, 1980
26. *Lejeunecysta* spp.
27. *Lingulodinium* spp.
28. *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
29. *Melitasphaeridium* spp.
30. *Melitasphaeridium choanophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Harland & Hill, 1979
31. *Melitasphaeridium pseudorecurvatum* (Morgenroth, 1966a) Bujak et al., 1980
32. *Minisphaeridium latirictum* (Davey & Williams, 1966b) comb. nov.
33. *Nematosphaeropsis labyrinthus* (Ostenfeld, 1903) Reid, 1974
34. *Nematosphaeropsis lemniscata* Bujak, 1984
35. *Nematosphaeropsis "nexa" sensu* Fensome & Williams, 2004
36. *Operculodinium* spp.
37. *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967

38. *Operculodinium israelianum* (Rossignol, 1962) Wall, 1967
39. *Operculodinium janduchenei* Head et al., 1989
40. *Operculodinium piaseckii* Zevenboom & Santarelli, 1995; nome non pubblicato
41. *Operculodinium variabile* Zevenboom & Santarelli, 1995; nome non pubblicato
42. *Palaeocystodinium* spp.
43. *Palaeocystodinium striatogranulosum* Zevenboom & Santarelli, 1995; nome non pubblicato
44. *Palaeocystodinium ventricosum* Zevenboom & Santarelli, 1995; nome non pubblicato
45. *Polysphaeridium* spp.
46. *Polysphaeridium zoharyi* (Rossignol, 1962) Bujak et al., 1980
47. *Pyxidinosopsis* spp.
48. *Reticulosphaera actinocoronata* (Benedek, 1972) Bujak & Matsuoka, 1986
49. *Selenopemphix nephroides* Benedek emend. Benedek & Sarjeant, 1981
50. *Selenopemphix quanta* (Bradford, 1975) Matsuoka, 1985a
51. *Spiniferites* spp.
52. *Spiniferites bentorii* (Rossignol, 1964) Wall & Dale, 1970
53. *Spiniferites ellipsoideus* Matsuoka, 1983b
54. *Spiniferites membranaceus* (Rossignol, 1964) Sarjeant, 1970
55. *Spiniferites mirabilis* (Rossignol, 1963) Sarjeant, 1970
56. *Spiniferites ovatus* Matsuoka, 1983b
57. *Spiniferites pseudofurcatus* (Klumpp, 1953) Sarjeant, 1970 emend. Sarjeant, 1981
58. *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854
59. *Tectatodinium* spp.
60. *Tuberculodinium* spp.
61. *Tuberculodinium vancampoae* (Rossignol, 1962) Wall, 1967
62. *Unipontidinium aquaeductum* (Piasecki, 1980) Wrenn, 1988

La sezione stratigrafica della cava di Sa Forada (Sestu) appartiene alla Formazione delle Marne di Fangario (Cherchi, 1974; Cherchi et al., 1985; Robba & Spano, 1978), la cui estensione stratigrafica corrisponde alla biozona a nannoplancton NN5 riferibile al Langhiano medio-superiore (Cherchi, 1974; Cherchi, 1985c; Corradini et al., 1985; Iaccarino et al., 1985).

L'associazione a dinocisti comprende numerose specie *index*: *Barssidinium taxandrianum*, *Cerebrocysta poulsenii*, *Hystrichosphaeropsis obscura*, *Labyrinthodinium truncatum*, *Melitasphaeridium choanophorum*, *Operculodinium janduchenei*, *Operculodinium piaseckii*, *Operculodinium variabile*, *Palaeocystodinium striatogranulosum* e *Unipontidinium aquaeductum* (Tab. 3.11).

Il contenuto paleontologico studiato da Corradini et al. (1985), comprende i foraminiferi planctonici *Orbulina suturalis*, *O. universa*, *Globigerinoides bisphaericus* (det. Iaccarino, 1985) e i nannofossili calcarei *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Sphenolithus heteromorphus* (det. Martini, 1985).

L'età presunta dalle dinocisti rinvenute è Langhiano, corrispondente alle biozone NN4 ed NN5 della zonazione a nannoplancton, che potrebbe essere ristretta alla sola biozona NN5, considerato il contenuto a foraminiferi.

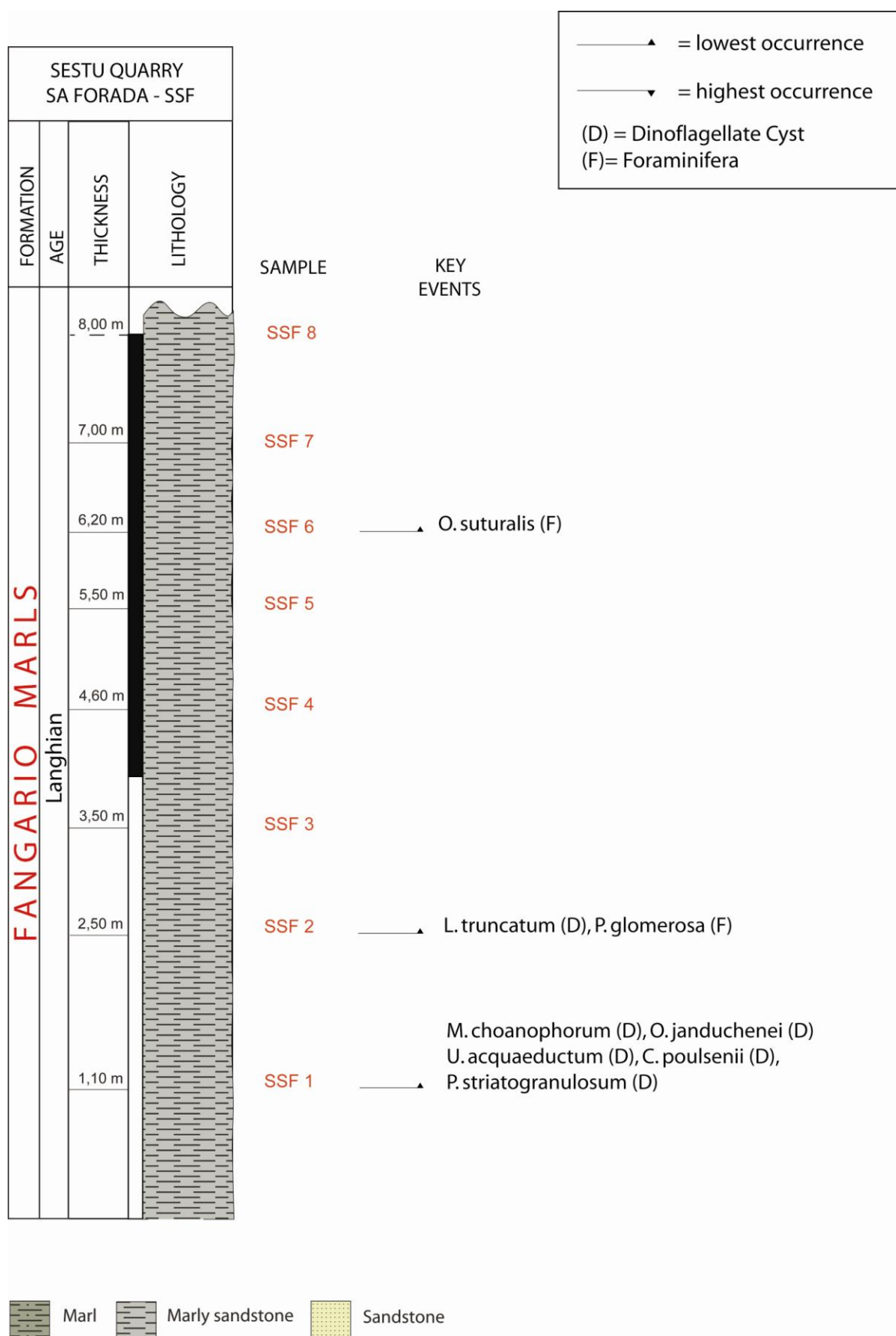


Figura 3.19. Colonna litostratigrafica della sezione di Sa Forada, Sestu. Gli eventi chiave a dinocisti sono riportati insieme ai bioeventi a foraminiferi (F) identificati da Cherchi (1974), Cherchi (1985c), Corradini et al. (1985) e Iaccarini et al. (1985).

3.3.2.9. Sezione di Capo San Marco – Formazione di Capo San Marco

Sono stati riconosciuti i seguenti taxa:

1. *Acanthaulax* spp.
2. *Achomosphaera* spp.
3. *Achomosphaera andalousiensis* Jan du Chêne, 1977 emend. Jan du Chêne & Londeix, 1988
4. *Batiacasphaera* spp.
5. *Brigantedinium* spp.
6. *Cerebrocysta poulsenii* de Verteuil & Norris, 1996a
7. *Cribroperidinium* spp.
8. *Dapsilidinium* spp.
9. *Hafniasphaera* spp.
10. *Homotryblium floripes* (Deflandre & Cookson, 1955) Stover, 1975 / *H. tenuispinosum* Davey & Williams, 1966b
11. *Hystrichokolpoma rigaudiae* Deflandre & Cookson, 1955
12. *Hystrichosphaeropsis obscura* Habib, 1972
13. *Impagidinium* spp.
14. *Impagidinium patulum* (Wall, 1967) Stover & Evitt, 1978 / *I. paradoxum* Wall, 1967
15. *Lejeunecysta* spp.
16. *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
17. *Melitasphaeridium* spp.
18. *Melitasphaeridium choanophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Harland & Hill, 1979
19. *Minisphaeridium latirictum* (Davey & Williams, 1966b) comb. nov.
20. *Nematosphaeropsis labyrinthus* (Ostenfeld, 1903) Reid, 1974
21. *Nematosphaeropsis lemniscata* Bujak, 1984
22. *Nematosphaeropsis "nexa" sensu* Fensome & Williams, 2004
23. *Operculodinium* spp.
24. *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
25. *Operculodinium israelianum* (Rossignol, 1962) Wall, 1967
26. *Operculodinium janduchenei* Head et al., 1989
27. *Operculodinium piaseckii* Zevenboom & Santarelli, 1995; nome non pubblicato
28. *Operculodinium variabile* Zevenboom & Santarelli, 1995; nome non pubblicato
29. *Palaeocystodinium* spp.
30. *Polysphaeridium zoharyi* (Rossignol, 1962) Bujak et al., 1980
31. *Pyxidinospis* spp.
32. *Reticulosphaera actinocoronata* (Benedek, 1972) Bujak & Matsuoka, 1986
33. *Selenopemphix armageddonensis* de Verteuil & Norris, 1992
34. *Selenopemphix nephroides* Benedek emend. Benedek & Sarjeant, 1981
35. *Selenopemphix quanta* (Bradford, 1975) Matsuoka, 1985a
36. *Spiniferites* spp.
37. *Spiniferites bentorii* (Rossignol, 1964) Wall & Dale, 1970

38. *Spiniferites ellipsoideus* Matsuoka, 1983b
39. *Spiniferites membranaceus* (Rossignol, 1964) Sarjeant, 1970
40. *Spiniferites mirabilis* (Rossignol, 1963) Sarjeant, 1970
41. *Spiniferites pseudofurcatus* (Klumpp, 1953) Sarjeant, 1970 emend. Sarjeant, 1981
42. *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854
43. *Tectatodinium* spp.

La sezione stratigrafica di Capo San Marco appartiene alla Formazione di Capo San Marco (Pecorini, 1972a; Cherchi, 1974; Cherchi et al., 1978a), della quale ne rappresenta soltanto la parte inferiore. La sua estensione stratigrafica corrisponde all'intervallo biostratigrafico NN11a-NN11b (*Globorotalia acostaensis acostaensis* e *Globorotalia conomiozea*) riferibile al Tortoniano sommitale (Cherchi et al., 1978; Cherchi & Martini; 1981; Cherchi et al., 1985c; Spano & Furina, 1988).

L'associazione a dinocisti (Tab. 3.12) comprende numerose specie tra cui *Spiniferites bentorii*, *S. mirabilis*, *Impagidinium patulum*, *Operculodinium janduchenei*, *O. piaseckii*, *O. variabile*, *Melitasphaeridium choanophorum*, etc. I bioeventi più significativi corrispondono alle prime comparse di *Achomosphaera andalousiensis* e di *Selenopemphix armageddonensis*.

Considerando altre specie *index* quali *Operculodinium janduchenei* e *Melitasphaeridium choanophorum*, si può affermare che l'età della sezione di Capo San Marco è equivalente alla biozona a nannoplancton NN11b (Tortoniano sommitale-Messiniano basale). Ciò è consistente con i dati provenienti dagli studi precedenti di Cherchi et al. (1978; 1985c) e Cherchi & Martini (1981), i quali hanno indicato il limite Tortoniano-Messiniano a circa 1 m di altezza della sezione B in cui è stata registrata la prima comparsa del foraminifero planctonico *G. conomiozea*.

CAPO SAN MARCO			FORMATION
Late Tortonian - Earliest Messinian			AGE
0,25	1,00	1,50	Metres from the base of the section
CSM 1	CSM 2	CSM 3	SAMPLE
9	13	19	1. <i>Achomosphaera</i> spp.
17	21	30	2. <i>Achomosphaera andalusiensis</i>
20	13	15	3. <i>Batiacasphaera</i> spp.
15	16	5	4. <i>Brigantedinium</i> spp.
1	1		5. <i>Cerebrocysta poulsenii</i>
1		2	6. <i>Cribroperidinium</i> spp.
3	3	5	7. <i>Dapsilidium</i> spp.
1	2	1	8. <i>Hafniasphaera</i> spp.
9	3	87	9. <i>Homotryblum floripes</i> / <i>H. tenuispinosum</i>
3	6	8	10. <i>Hystrichokolpoma rigaudiae</i>
1		4	11. <i>Hystrichosphaeropsis obscura</i>
1	1		12. <i>Impagidinium</i> spp.
2	1		13. <i>Lejeunecysta</i> spp.
21	30	23	14. <i>Lingulodinium machaerophorum</i>
4	21	19	15. <i>Melitasphaeridium choanophorum</i>
1			16. <i>Minisphaeridium latirictum</i>
4	1	1	17. <i>Nematosphaeropsis lemniscata</i>
1	1	2	18. <i>Nematosphaeropsis "nexa" sensu Fensome & Williams, 2004</i>
6	7	11	19. <i>Operculodinium</i> spp.
2		4	20. <i>Operculodinium centrocarpum</i>
1	8	14	21. <i>Operculodinium israelianum</i>
3	1	3	22. <i>Operculodinium janduchenei</i>
2	1		23. <i>Operculodinium piaseckii</i> Zevenboom and Santarelli, 1995
1		3	24. <i>Operculodinium variabile</i> Zevenboom and Santarelli, 1995
1			25. <i>Palaeocystodinium</i> spp.
4	5	10	26. <i>Polysphaeridium zoharyi</i>
2		1	27. <i>Pyxidinopsis</i> spp.
1	1	4	28. <i>Reticulatosphaera actinocoronata</i>
1	1		29. <i>Selenopemphix armageddonensis</i>
5	6		30. <i>Selenopemphix nephroides</i>
1	4		31. <i>Selenopemphix quanta</i>
29	83	81	32. <i>Spiniferites</i> spp.
1	1	8	33. <i>Spiniferites bentorii</i>
1		5	34. <i>Spiniferites ellipsoideus</i>
10	11	15	35. <i>Spiniferites mirabilis</i>
6	11	8	36. <i>Spiniferites pseudofurcatus</i>
51	93	131	37. <i>Spiniferites ramosus</i>
3	2	6	38. <i>Tectatodinium</i> spp.
	1		39. <i>Acanthaulax</i> spp.
	4	3	40. <i>Impagidinium patulum</i> / <i>I. paradoxum</i>
		4	41. <i>Melitasphaeridium</i> spp.
	2	4	42. <i>Nematosphaeropsis labyrinthus</i>
	1		43. <i>Spiniferites membranaceus</i>
23	15	23	44. Indet. proximate cysts
49	36	57	45. Indet. chorate cysts
316	423	613	TOTAL COUNTS DINOFLAGELLATE CYSTS

Tabella 3.11. Distribuzione delle cisti di dinoflagellati rinvenute nella sezione di Capo San Marco (in grigio sono evidenziate le specie chiave, *index*, utili ai fini biostratigrafici).

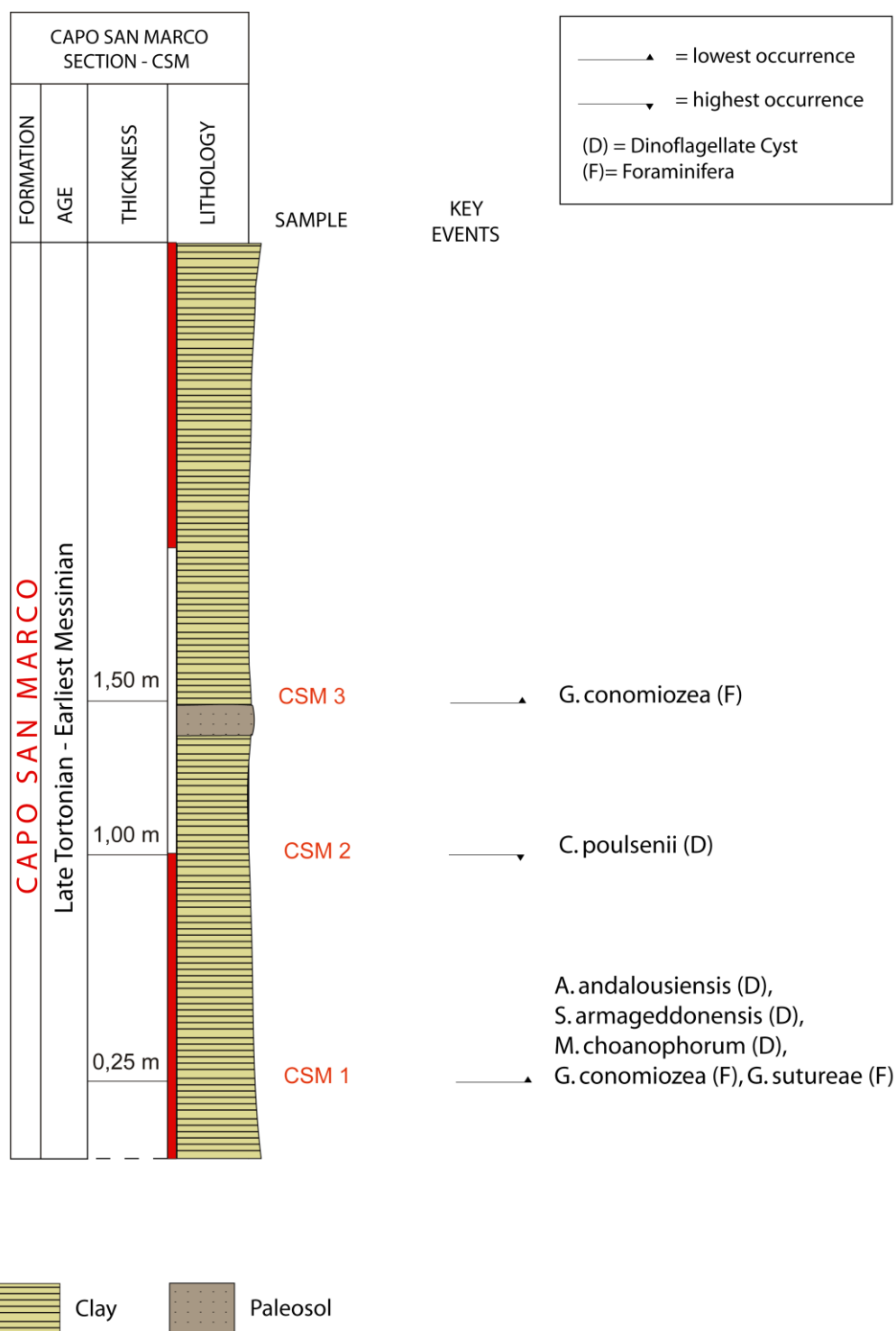


Figura 3.20. Colonna litostratigrafica della sezione di Capo San Marco. Gli eventi chiave a dinocisti sono riportati insieme ai bioeventi a foraminiferi (F) identificati da Pomesano Cherchi (1971b), Cherchi (1974), Cherchi et al. (1978), Cherchi & Martini (1981) e Cherchi et al. (1985c).

3.3.3. Ricostruzione paleoambientale delle sezioni analizzate

L'importanza di effettuare analisi sia qualitative che quantitative dei palinomorfi (dinocisti, pollini e spore) ritrovati nei campioni è quella di permettere di avanzare delle ipotesi sulle caratteristiche paleoambientali di un determinato bacino in un certo intervallo temporale.

Attualmente la distribuzione delle dinocisti negli ambienti marini è strettamente influenzata dal clima (temperatura delle acque superficiali), dalla distribuzione dei nutrienti (portati dai fiumi o attraverso *upwelling*) e dalla salinità.

Come si è ampiamente discusso nel paragrafo 2.4.2, la maggior parte delle interpretazioni paleoambientali a dinocisti effettuate su sedimenti antichi si basa sulle analogie con i risultati delle indagini di sedimenti attuali (e. g., Marret & Zonneveld, 2003), dove esiste un controllo diretto sulle relazioni esistenti tra le associazioni di specie di dinoflagellati e i parametri ambientali (disponibilità di luce e nutrienti, temperatura, salinità, etc). Quando le specie ritrovate nei sedimenti antichi sono ancora viventi, le ricostruzioni paleoambientali basate sulle preferenze ecologiche sono più certe, mentre le preferenze paleoecologiche delle specie estinte devono essere derivate da analogie (basate anche su caratteristiche morfologiche) fra specie estinte e specie attuali o con studi multi-*proxies* (e. g., Pross e Brinkhuis, 2005; Sluijs et al., 2005).

Ai fini dell'interpretazione paleoambientale, oltre all'analisi qualitativa (riconoscimento delle specie), è stata effettuata l'analisi quantitativa (numero dei vari gruppi di palinomorfi o singole specie per grammo di sedimento) per ogni campione delle sezioni prese in esame. Pertanto sono stati conteggiati, per ogni livello fossilifero, gli individui di ogni specie considerata e tutti gli altri palinomorfi (pollini non saccati, pollini bisaccati, spore trilete, spore di funghi, alghe di acqua dolce, gusci interni di foraminiferi e uova di piccoli crostacei) e calcolate le loro concentrazioni per grammo di sedimento. Le percentuali di dinocisti totali, pollini, spore trilete, spore di funghi, alghe di acqua dolce e dei gusci interni di foraminiferi sono state calcolate sul totale dei palinomorfi conteggiati per ciascun campione.

Le dinocisti delle varie associazioni studiate sono state ricondotte ad alcuni morfogruppi (o ecogruppi), discussi nel paragrafo 2.4.4, a seconda delle loro affinità ambientali note dalla bibliografia (e. g., Leereveld, 1995; Brinkhuis, 1994; Powell et al., 1996; Rochon et al., 1999; van Mourik et al., 2001; Dale et al., 2002; Marret & Zonneveld, 2003; Pross & Brinkhuis, 2005; Torricelli et al., 2006).

Le percentuali delle singole specie o gruppi di dinocisti sono state calcolate sul totale delle dinocisti conteggiate per ogni livello fossilifero.

I morfogruppi sono stati in seguito utilizzati per la definizione dei tre principali ambienti che essi caratterizzano: neritico interno, neritico esterno e oceanico (vedi paragrafo 2.4.3). Le dinocisti *chorate* e *proximate* non determinate (*Indet. chorate cysts* e *Indet. proximate cysts*) e le dinocisti raggruppate in "Others" sono state escluse dall'analisi in quanto o non è noto il loro preciso significato paleoambientale o sono rare (1 o 2 cisti in alcuni campioni).

Nella tabella della pagina seguente sono riportate le caratteristiche principali, note dalla letteratura, delle singole specie o gruppi di dinocisti considerati in questo studio per le interpretazioni paleoambientali.

Gruppo o singola specie	Composizione del Gruppo	Interpretazione paleoecologica
Cribroperidinium	<i>Cribroperidinium</i> spp., <i>C. tenuitabulatum</i>	Ambiente neritico interno
Spiniferites	<i>Spiniferites</i> spp., <i>Achomosphaera</i> spp.	Ambiente neritico esterno / acque da oligotrofiche a eutrofiche
Cleistosphaeridium	<i>Cleistosphaeridium</i> spp., <i>C. ancyreum</i> , <i>C. diversispinosum</i> , <i>C. placacanthum</i> , <i>Systematophora urbinii</i>	Ambiente neritico interno relativamente marginale
Cordosphaeridium	<i>Cordosphaeridium</i> spp., <i>C. cantharellus</i> , <i>C. gracilis</i> / <i>C. inodes</i>	Ambiente neritico esterno
Operculodinium	<i>Operculodinium</i> spp., <i>O. centrocarpum</i> , <i>O. janduchenei</i> , <i>O. israelianum</i> , <i>O. cf. placitum</i> , <i>O. variabile</i>	Ambiente neritico interno
Homotryblium	<i>Homotryblium</i> spp., <i>H. tenuispinosum</i> , <i>H. plectilum</i> , <i>H. floripes</i>	Ambiente neritico interno molto marginale / salinità variabile
Polysphaeridium	<i>Polysphaeridium zoharyi</i>	Ambiente marino costiero eurialino / acque tropicali e subtropicali
Impagidinium	<i>Impagidinium</i> spp., <i>I. patulum</i> , <i>I. aculeatum</i> , <i>I. paradoxum</i> , <i>Nematosphaeropsis</i> spp., <i>N. lemnicata</i> , <i>N. Labyrinthus</i>	Ambiente oceanico / principalmente acque oligotrofiche
Lingulodinium	<i>Lingulodinium machaerophorum</i>	Ambiente neritico interno / alta produttiva primaria
Batiacasphaera	<i>Batiacasphaera</i> spp.	Ambiente neritico esterno / acque eutrofiche
Stoveracysta	<i>Stoveracysta conerae</i>	Ambiente neritico interno
Caligodinium	<i>Caligodinium pychnum</i>	Ambiente neritico interno
Hystriochokolpoma rigaudiae	<i>Hystriochokolpoma rigaudiae</i>	Ambiente oceanico
Reticulosphaera actinocoronata	<i>Reticulosphaera actinocoronata</i>	Ambiente neritico esterno e oceanico
Indet. chorate cysts	Cisti chorate (con processi) non determinate	Non hanno significato ambientale
Indet. proximate cysts	Cisti proximate (senza processi) non determinate	Non hanno significato ambientale
Peridinioid cysts (RB)	<i>Lejeunecysta</i> spp., <i>Selenopemphix</i> spp., <i>Barssidinium taxandrianum</i> , <i>Wetzelliellaceae</i> spp., <i>Deflandrea</i> spp.	Alta produttività / acque eutrofiche
Others	Cisti senza un particolare significato paleoambientale tra cui: <i>Melitasphaeridium</i> spp., <i>Cerebrocystas</i> spp., <i>Apteodinium</i> spp., <i>Tuberculodinium</i> spp.	Non hanno significato ambientale o sono rare

Tabella 3.12. Tabella delle principali caratteristiche note dalla letteratura dei gruppi di dinocisti utilizzati in questa tesi per le interpretazioni ambientali delle sezioni in esame.

Utilizzando le percentuali delle dinocisti rinvenute nei vari campioni è stata effettuata, attraverso l'uso del software **G2 data analysis** (versione 1.6.3, Steve Juggins), un'analisi multivariata o *Principal Component Analysis* (PCA), quando il gruppo di campioni presi in esame risultava sufficiente per fornire una analisi significativa.

Questa analisi statistica consente di identificare la distribuzione di un insieme di dati, di evidenziare similarità e differenze non immediatamente esistenti tra i dati, di comprimere i dati riducendone la dimensione e di controllare il *trade-off* tra la perdita di informazioni e la semplificazione del problema. Tramite una trasformazione lineare delle variabili si ottiene un nuovo sistema di riferimento nel quale le nuove variabili vengono ordinate in ordine decrescente di varianza: pertanto, la variabile con maggiore varianza viene proiettata sul primo asse, la seconda sul secondo asse e così via.

La riduzione della complessità avviene limitandosi ad analizzare le principali (per varianza) tra le nuove variabili. La PCA trova una nuova base ortogonale che meglio rappresenta il *dataset*.

L'asse X è la prima componente principale, l'asse Y è la seconda. In questo studio, le possibili componenti principali sono: profondità, salinità, quantità di nutrienti, temperatura, etc; mentre le variabili sono le varie specie che vengono plottate in posizioni differenti a seconda della loro correlazione con le componenti principali. In questo modo, si avrà un'indicazione grafica di quali variabili determinino maggiormente l'una, l'altra o entrambe le componenti principali; di quali siano correlate positivamente e quali negativamente, e così via.

L'interpretazione delle componenti principali individuate viene di solito effettuata sulla base dell'osservazione della matrice di correlazione tra le variabili originarie e le componenti stesse. Ciò costituisce il maggiore punto debole di tale strumento statistico: l'interpretazione dell'*output* risulta estremamente soggettiva poiché determinati valori dei coefficienti di correlazione possono risultare significativi per alcuni, non significativi per altri. La PCA è molto utile nella ricostruzione paleoambientale, in quanto, in assenza di dati quantitativi dei parametri ambientali e in presenza di specie spesso estinte, essa permette di considerare tutte le variabili misurate e non, ed esplorare le varie possibili relazioni tra queste.

3.3.3.1. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Ales

Lo studio dell'associazione a dinocisti della sezione di Ales è stato effettuato dall'analisi di sette campioni sugli undici totali prelevati. I campioni AA 11, AA 10, AA 9 e AA 1, infatti, sono risultati *barren* o *almost barren*. Con ciò si vuole indicare che nei campioni sopraccitati il numero di dinocisti totali conteggiato è inferiore a 50 e dunque ha scarsa rilevanza ai fini dello studio paleoambientale.

I campioni analizzati hanno fornito associazioni a dinocisti ben conservate. Le percentuali delle singole specie o gruppi di dinocisti sono state calcolate sul totale delle dinocisti conteggiate per ogni campione preso in esame ed in seguito sono state rappresentate in un grafico che mostra le variazioni di percentuale per ogni livello fossilifero campionato (Fig. 3.21).

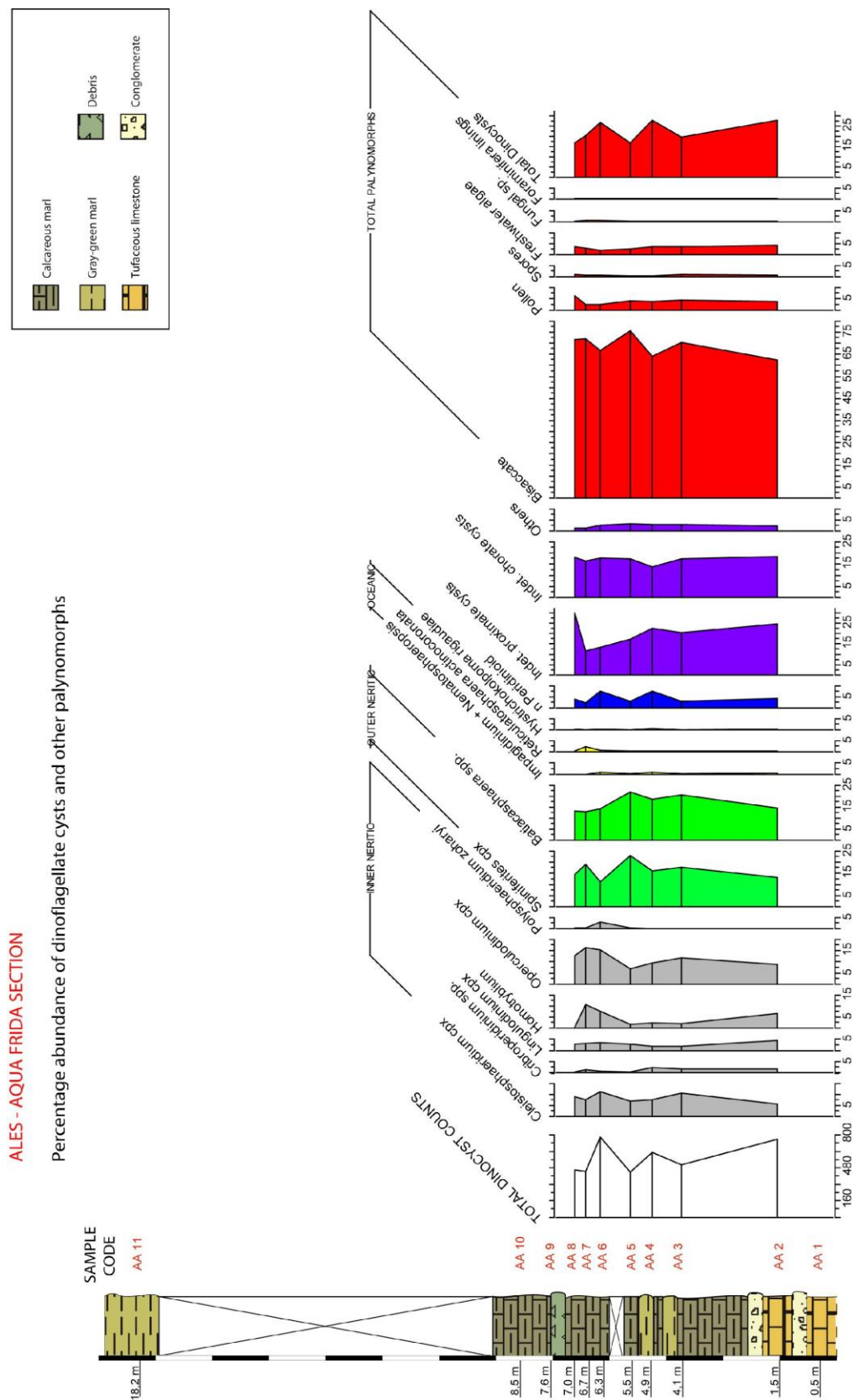


Figura 3.21. Percentuali di abbondanza delle dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Acqua Frida, Ales. A sinistra è riportata la colonna litostratigrafica con la posizione dei campioni.

Nell'associazione a dinocisti della sezione di Ales i gruppi più rappresentati sono quelli che raggruppano le dinocisti non riconosciute a livello di specie o di genere con e senza processi (*Indet. chorate cysts* e *Indet. proximate cysts*), alle quali è difficile assegnare un determinato significato paleoambientale. Gli altri due morfogruppi che presentano alta percentuale sul totale delle dinocisti conteggiate sono: *Spiniferites* cpx (*complex*), comprendente i generi *Spiniferites* e *Achomosphaera*, e *Batiacasphaera*. Entrambi sono riportati in letteratura come indicativi di ambiente neritico esterno (Wall et al., 1977; Brinkhuis, 1994; Brinkhuis & Schiøler, 1996; Dale, 1996; Powell et al., 1996; Rochon et al., 1999; van Mourik et al., 2001). Altre specie presenti nell'associazione a dinocisti di Ales sono: *Lingulodinium machaerophorum*, *Homotryblium tenuispinosum*/*H. floripes*, *Operculodinium* spp., *Cleistosphaeridium placacanthum*/*C. diversispinosum*. Queste vengono considerate in letteratura come specie indicative di ambiente neritico interno (e. g., Brinkhuis & Biffi, 1993; Brinkhuis, 1994; Brinkhuis et al., 1998; Powell et al., 1996; Jamarillo & Oboh-lkeunobe, 1999; van Mourik et al., 2001; Pross & Brinkhuis, 2005).

Le specie presenti in bassa percentuale (<5% in totale) sono quelle indicative di ambiente oceanico: *Impagidinium* spp., *Nematosphaeropsis* spp., *Reticulosphaera actinocoronata* e *Hystriochokolpoma rigaudiae* (e. g., Zevenboom, 1995; Dale, 1996; Peeters et al., 1998; Pross & Brinkhuis, 2005). *Polysphaeridium zoharyi* è presente in un solo campione della sezione (AA 6). Questa specie è eurialina, ed è stata ritrovata in ambienti marini ristretti ipersalini o iposalini (Brinkhuis, 1994; Powell et al., 1996; van Mourik et al., 2001; Reichart et al., 2004; Sangiorgi et al., 2006). Nell'associazione sono presenti anche cisti peridinioidi (n Peridinioid in Fig. 3.21), l'insieme delle quali fornisce un'indicazione di paleoproduttività marina, probabilmente da apporto continentale di nutrienti all'interno del bacino; va detto che la percentuale delle cisti peridinioidi arriva ad un picco massimo del 7%.

L'andamento dei principali morfogruppi nella sezione rimane sostanzialmente stabile e ciò indica che le condizioni ambientali dell'area in esame sono rimaste fondamentalmente stabili durante la deposizione, nel periodo compreso tra Aquitaniano e Burdigaliano inferiore. Si può notare però un incremento di *Homotryblium* nel campione AA 7 (dall'8% all'11%) in corrispondenza di un calo della percentuale di *Cleistosphaeridium* (dall'11% al 7%). Questo forse potrebbe indicare una variazione di salinità o del livello marino. I due picchi della percentuale delle cisti peridinioidi nei campioni AA 4 (dal 3% all'8%) e AA 6 (dal 3% all'8%) e i due picchi della percentuale del morfogruppo *Spiniferites* nei campioni AA 5 (dal 16% al 24%) e AA 7 (dal 12% al 21%), potrebbero indicare delle piccole oscillazioni della produttività marina. L'analisi quantitativa (numero dei vari gruppi di palinomorfi o singole specie per grammo di sedimento) mette in evidenza gli stessi picchi: picco di *Cleistosphaeridium* nel campione AA 6 simultaneo alla diminuzione della percentuale di *Homotryblium* e picco di *Homotryblium* nel campione AA 7 corrispondente alla diminuzione di *Cleistosphaeridium* e due picchi di *Spiniferites* in AA 5 e AA 7 simultanei a due cali percentuali delle cisti peridinioidi.

Le dinocisti rappresentano solo il 25% circa del totale dei palinomorfi. I palinomorfi di origine continentale infatti prevalgono. Più del 70% è costituito dai pollini bisaccati di conifere e la restante percentuale si divide tra spore di alghe, spore di funghi, spore trilete di crittogame, pollini e gusci interni di foraminiferi. I pollini bisaccati sono noti per la loro capacità di disperdersi per via anemofila ed abbondano negli ambienti distali e oceanici (Brinkhuis, 1994; Torricelli et al., 2006). La scarsità

delle dinocisti e l'abbondanza di pollini bisaccati indica che il bacino deposizionale non era prossimale ma si trovava in posizione *offshore*. La bassa percentuale di spore (<1%), conferma la posizione distale della sezione. Infatti le spore sono caratteristiche di ambienti molto prossimali per lo scarso trasporto che subiscono a causa delle loro grandi dimensioni e peso (Brinkhuis, 1994).

Inoltre, utilizzando le percentuali delle dinocisti rinvenute nei vari campioni è stata effettuata, attraverso l'uso del software *C2 data analysis* (versione 1.6.3, Steve Juggins), un'analisi multivariata o *Principal Component Analysis* (PCA) (Fig. 3.22).

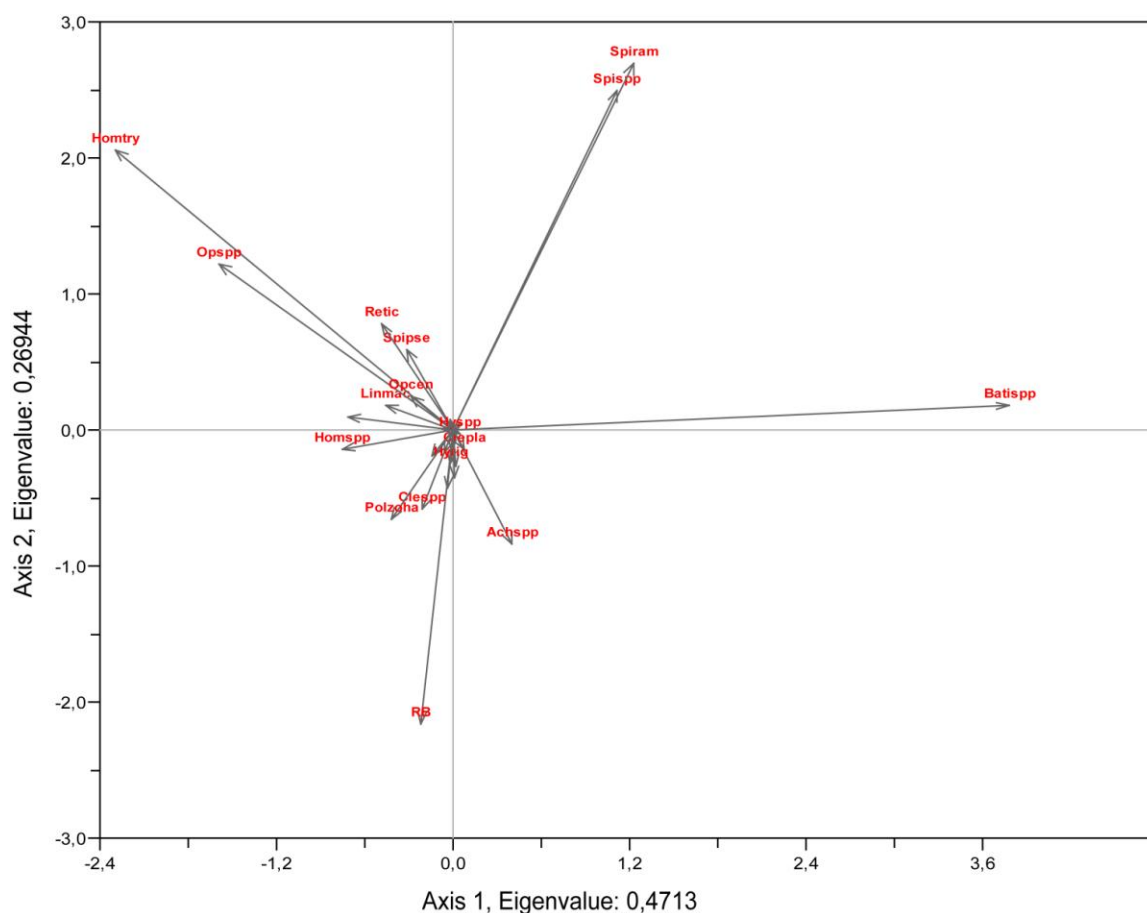


Figura 3.22. *Principal Component Analysis* (PCA) dell'associazione a dinocisti della sezione di Ales. Le variabili più significative riportate nel grafico sono: Batispp=*Batiacasphaera* spp.; Achspp=*Achomosphaera* spp.; RB=Round brown (cisti peridinioidi); Polzoha=*Polysphaeridium zoharyi*; Hyspp=*Hystrichokolpoma* spp.; Hyrig=*Hystrichokolpoma rigaudiae*; Clespp=*Cleistosphaeridium* spp.; Clepla=*Cleistosphaeridium placacanthum*; Opspp=*Operculodinium* spp.; Opcen=*Operculodinium centracarpum*; Linmac=*Lingulodinium machaerophorum*; Spispp=*Spiniferites* spp.; Spiram=*Spiniferites ramosus*; Spipse=*Spiniferites pseudofurcatus*; Retic=*Reticulatosphaera actinocoronata*; Homspp=*Homotryblium* spp.; Homtry=*Homotryblium floripes* / *H. tenuispinosum*

Nel grafico della PCA le specie meno indicative sono rappresentate da una minor lunghezza del segmento della freccia; quelle che hanno maggior peso sul *dataset* totale invece sono rappresentate da frecce con maggior lunghezza.

Pertanto le specie accumulate al centro dei due assi (*R. actinocoronata*, *Cleistosphaeridium* spp., *C. placacanthum*, *P. zoharyi*, *Hystriochokolpoma* spp., *H. rigaudiae*, *Homotryblium* spp., *L. machaerophorum*, *O. centrocarpum*, *S. pseudofurcatus*), rappresentate dalle frecce con lunghezza inferiore, vanno a determinare quello che viene indicato come “rumore di fondo”, il quale non ha importanza significativa nell’interpretazione delle componenti principali. Tra queste ultime si può notare che *R. actinocoronata* plotta insieme a *S. pseudofurcatus*, *H. rigaudiae* plotta insieme a *Cleistosphaeridium placacanthum*, *P. zoharyi* plotta insieme a *Cleistosphaeridium* spp.. Altamente correlate agli assi e con maggior peso sul dataset totale, invece, sono le cisti peridinioidi (RB), e le specie *Spiniferites ramosus* (Spiram), *Spiniferites* spp. (Spispp), *Baticasphaera* spp. (Batispp), *Homotryblium floripes/H. tenuispinosum* (Homtry) e *Operculodinium* spp. (Opspp). È possibile notare che le cisti peridinioidi (RB), indicative di produttività, sono opposte a *Spiniferites* spp. e *Spiniferites ramosus* attraverso l’asse Y. Le specie appartenenti al genere *Baticasphaera*, indicative di ambiente neritico esterno, sono opposte a *Homotryblium floripes/H. tenuispinosum* attraverso l’asse X, il quale potrebbe quindi rappresentare la profondità.

Sulla base dei foraminiferi rinvenuti nella sezione (*Catapsydrax dissimilis*, *Globigerina ciperoensis*, *Globigerina praebulloides*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globorotalia* cf. *birnageae*) e di altri organismi planctonici, Cherchi (1974) considera l’ambiente di deposizione delle Marne di Ales batiale (sotto i 200 m di profondità). Corradini (1985), nella sua indagine sul Miocene sardo, associa la presenza di *Homotryblium* spp., *Hystriochokolpoma rigaudiae* e alcune specie dei generi *Impagidinium* e *Spiniferites* nella sezione di Ales, all’influenza atlantica sul Mediterraneo occidentale tra l’Aquitano e il Burdigaliano inferiore e stabilisce che le condizioni dell’ambiente deposizionale erano neritiche.

La presenza contemporanea di specie di ambiente neritico con specie indicative di ambiente oceanico (seppur in percentuali molto basse), potrebbe indicare lo scambio tra le associazioni del circuito atlantico e le associazioni del Mediterraneo occidentale durante la deposizione di questa sezione in piattaforma; va detto però che la percentuale di *R. actinocorata*, *Impagidinium* spp. e *H. rigaudiae* è molto bassa e pertanto tali dinocisti potrebbero essere state trasportate. Dai risultati ottenuti attraverso questo studio si può ipotizzare per la sezione di Ales un ambiente neritico esterno tenendo conto dell’alta percentuale di specie appartenenti al gruppo *Spiniferites* e al genere *Baticasphaera*.

3.3.3.2. Studio dell’associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Barumini

Lo studio dell’associazione a dinocisti della sezione di Barumini è stato effettuato dall’analisi di cinque campioni sugli otto totali prelevati. I campioni BSG 16, BSG 10 e BSG 1 infatti, sono risultati *barren* o *almost barren*. Le percentuali delle singole specie o gruppi di dinocisti sono state calcolate sul totale delle dinocisti conteggiate per ogni campione preso in esame ed in seguito sono state rappresentate in un grafico che mostra le variazioni di percentuale per ogni livello fossilifero campionato (Fig. 3.23).

BARUMINI - BRUNCU SA GIUSTIZIA SECTION

Percentage abundance of dinoflagellate cysts and other palynomorphs

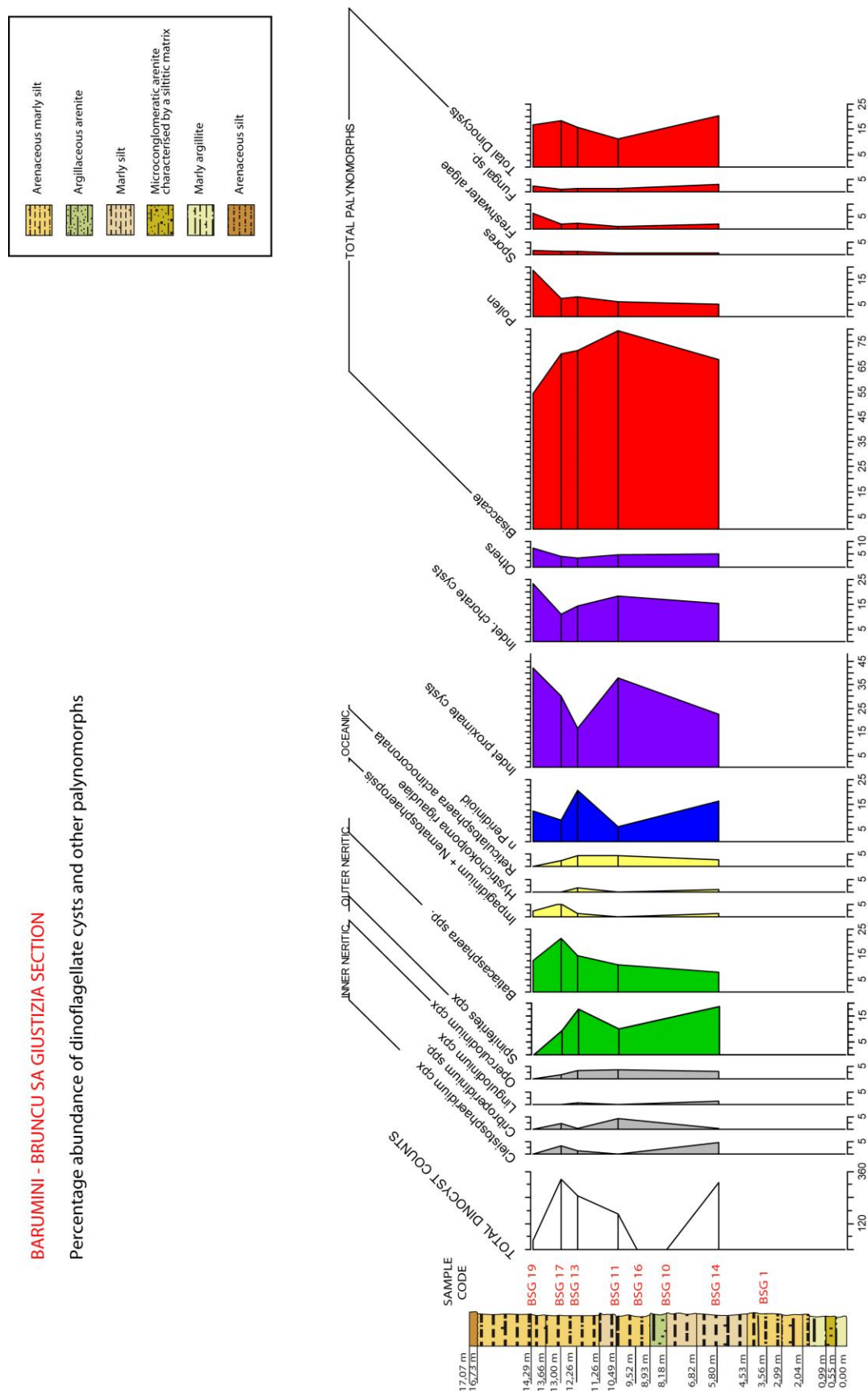


Figura 3.23. Percentuali di abbondanza delle dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Bruncu Sa Giustizia, Barumini. A sinistra è riportata la colonna litostratigrafica con la posizione dei campioni.

I campioni analizzati hanno fornito associazioni a dinocisti povere e mal conservate. Ciò ha reso piuttosto difficile l'analisi qualitativa con un risultante numero elevato di cisti proximate e chorate indeterminate. Infatti, osservando il grafico si può notare che nell'associazione a dinocisti della sezione di Barumini i gruppi con la maggiore percentuale sono quelli che raggruppano le dinocisti non riconosciute a livello di specie o di genere con e senza processi (*Indet. chorate cysts* con un picco del 45% e *Indet. proximate cysts* con un picco del 25%).

Gli altri morfogruppi che presentano alta percentuale sul totale delle dinocisti conteggiate sono: *Spiniferites*, comprendente i generi *Spiniferites* e *Achomosphaera*, considerato indicativo di ambiente neritico esterno (e. g., Wall et al., 1977; Brinkhuis, 1994; Brinkhuis & Schiøler, 1996; Dale, 1996; Powell et al., 1996; Rochon et al., 1999; van Mourik et al., 2001); *Batiacasphaera* considerato indicativo di ambiente neritico esterno (e. g., Pross & Brinkhuis, 2005), e le cisti peridinioidi (n Peridinioid in Fig. 3.23), indicative di paleoproduttività marina, che presentano un picco del 25% nel campione BSG13.

Altre specie presenti nell'associazione a dinocisti di Barumini sono: *Lingulodinium machaerophorum*, *Cribooperidinium* spp., *Operculodinium* spp., *Cleistosphaeridium placacanthum/C. diversispinosum*. Queste ultime sono considerate indicative di ambiente neritico interno (e. g., Brinkhuis et al., 1998; Powell et al., 1996; Jamarillo & Oboh-lkeunobe, 1999; van Mourik et al., 2001; Pross & Schmiedl, 2002; Pross & Brinkhuis, 2005).

Polysphaeridium zoharyi è completamente assente e le specie caratteristiche di ambiente oceanico: *Impagidinium* spp., *Nematosphaeropsis* spp., *Reticulosphaera actinocoronata*, *Hystrichokolpoma rigaudiae* (e. g., Zevenboom, 1995; Dale, 1996; Peeters et al., 1998; Pross & Brinkhuis, 2005), sono presenti in basse percentuali (in totale <10%).

Le dinocisti rappresentano circa il 20% del totale dei palinomorfi. Più del 70% è costituito dai pollini bisaccati di conifere e la restante percentuale si divide tra spore di alghe, spore di funghi, spore trilete di crittogame, pollini e gusci interni di foraminiferi. Si nota che il campione BSG 11 presenta un picco della percentuale dei pollini bisaccati (75%), mentre il campione BSG 19 presenta un picco della percentuale dei pollini (20%). Come si è precedentemente detto, i pollini bisaccati si distribuiscono fino a 100 Km dalla linea di costa e la loro massiccia presenza può indicare ambienti distali e oceanici (Brinkhuis, 1994; Torricelli et al., 2006).

Va sottolineato che il campione BSG 19 presenta un numero totale di dinocisti conteggiate più basso rispetto agli altri campioni analizzati. Nei primi tre campioni si può notare un *trend* che dal morfogruppo *Spiniferites* lascia il posto a *Batiacasphaera* e alle specie del genere *Nematosphaeropsis* e *Impagidinium*. Ciò potrebbe indicare un aumento del livello marino. D'altra parte si ha una generale diminuzione delle cisti peridinioidi, ma poi al *top* della sezione (BSG 19) aumentano le alghe d'acqua dolce e i pollini insieme alle dinocisti chorate indeterminate, come ad indicare il contrario. Va detto che gli aumenti delle percentuali di pollini, alghe e dinocisti nel campione BSG 19 potrebbero anche essere poco indicativi in quanto il numero dei palinomorfi conteggiati in totale è nettamente inferiore rispetto agli altri campioni. Ciò potrebbe essere confermato dall'analisi quantitativa che purtroppo non è stato possibile effettuare in mancanza delle compresse di *Lycopodium*.

Essendovi tre campioni sterili, il numero totale di campioni utili non è stato sufficiente per eseguire l'analisi multivariata (PCA) dell'associazione a dinocisti di Barumini.

Anche in questa sezione, la presenza contemporanea di specie di ambiente neritico con specie di ambiente oceanico potrebbe indicare lo scambio tra le associazioni del circuito oceanico con quelle del Mediterraneo occidentale durante la deposizione di questa sezione, ma come nel caso della sezione di Ales, le dinocisti di ambiente oceanico potrebbero essere semplicemente alloctone.

Cherchi (1974) e Cherchi et al. (1985) ipotizzano per la Formazione della Marmilla un ambiente pelagico (oceanico) basandosi sulle associazioni a foraminiferi e su altri organismi planctonici. Corradini (1985) ipotizza per la Formazione della Marmilla (sezione di Sardara-Villanovaforru) lo stabilizzarsi delle condizioni neritiche, ma suggerisce che la linea di costa era molto prossimale, il che implica che il bacino deposizionale era poco aperto. I grafici di percentuale permettono di ipotizzare per la sezione di Barumini un ambiente neritico esterno tenendo conto della percentuale di specie appartenenti al gruppo *Spiniferites* e al genere *Batiacasphaera*. Il picco del 25% nella percentuale delle dinocisti peridinioidi, però, potrebbe indicare che il bacino deposizionale di Barumini era relativamente più vicino alla costa rispetto a quello di Ales.

3.3.3.3. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Villanovafranca-Gesico

Lo studio dell'associazione a dinocisti della sezione di Villanovafranca-Gesico, anch'essa appartenente alla Formazione della Marmilla, è stato effettuato dall'analisi di tre campioni caratterizzati da dinocisti ben preservate ed abbondanti; sono state contate in media 800 dinocisti per ogni campione.

Per effettuare l'interpretazione paleoambientale della sezione di Villanovafranca-Gesico sono stati elaborati esclusivamente tre grafici a torta per la visualizzazione dei valori percentuali dei palinomorfi (Fig. 3.24 a-c) e non è stato possibile eseguire l'analisi multivariata (PCA), in quanto il numero totale di campioni non è sufficiente per ottenere risultati significativi. I valori percentuali ottenuti dai conteggi delle varie specie per ognuno dei tre campioni della sezione sono stati sommati ed il valore riportato in grafico è la media dei valori di ogni campione considerato.

Nel primo grafico (Fig. 3.24 a) sono state prese in considerazione le percentuali medie dei morfogruppi che caratterizzano l'associazione a dinocisti calcolate sul totale delle dinocisti conteggiate per ogni campione preso in esame.

Nel secondo grafico (Fig. 3.24 b) sono state prese in esame le percentuali medie di ciascun palinomorfo conteggiato (dinocisti totali, pollini, spore trilete, spore di funghi, alghe di acqua dolce e gusci interni di foraminiferi) rispetto al numero totale di palinomorfi conteggiati in ciascun campione.

Nel terzo grafico (Fig. 3.24 c) sono state sommate le percentuali medie, rispetto al numero totale di dinocisti, dei gruppi indicativi di ambiente neritico interno, quelle dei gruppi indicativi di ambiente neritico esterno e infine di ambiente oceanico sulla base della letteratura disponibile.

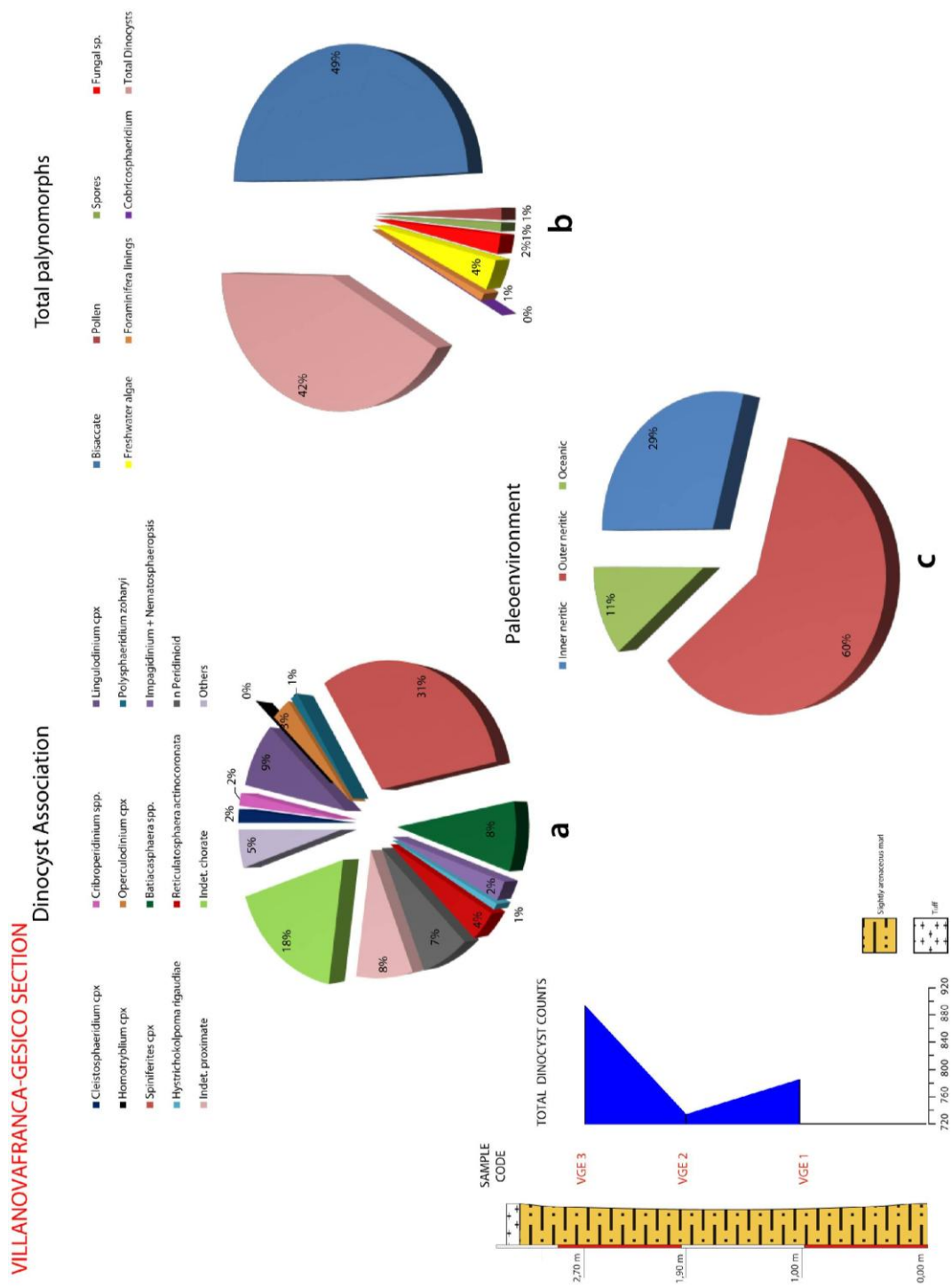


Figura 3.24 a-c. Grafici a torta delle percentuali di abbondanza delle dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Villanovafranca-Gesico. In basso a sinistra è riportata la colonna litostratigrafica con la posizione dei campioni e le dinocisti conteggiate nel totale.

Nel primo grafico (Fig. 3.24 a) si osserva che il morfogruppo presente con la maggiore percentuale è quello costituito dai generi *Spiniferites* e *Achomosphaera* (31%), i quali indicano un ambiente neritico esterno (e. g., Wall et al., 1977; Brinkhuis, 1994; Brinkhuis & Schiøler, 1996; Dale, 1996; Powell et al., 1996; Rochon et al., 1999; van Mourik et al., 2001). Il 18% del totale delle dinocisti è rappresentato dal gruppo costituito dalle cisti chorate indeterminate.

Lingulodinium machaerophorum costituisce il 9% dell'associazione a dinocisti ed indicherebbe un ambiente neritico interno e alta produttività primaria (e. g., Pross & Brinkhuis, 2005).

Le altre specie presenti in percentuale minore (<5% in totale) nell'associazione a dinocisti di Villanovafranca-Gesico sono quelle appartenenti al genere *Batiacasphaera* (8%), le cisti peridinioidi (7%), *Operculodinium* spp. (3%), *Cleistosphaeridium* spp. (2%) e *Cribroperidium* spp. (2%). Le specie prossimali appartenenti al genere *Homotryblum* sono del tutto assenti, *Polysphaeridium zoharyi* costituisce l'1% dell'intera associazione.

Impagidinium spp., *Nematosphaeropsis* spp., *Reticulosphaera actinocoronata* e *Hystrichokolpoma rigaudiae*, indicative di ambiente oceanico (e. g., Zevenboom, 1995; Dale, 1996; Peeters et al., 1998; Pross & Brinkhuis, 2005), sono le specie meno rappresentate sul totale delle dinocisti conteggiate.

Nel secondo grafico (Fig. 3.24 b) è possibile osservare la percentuale di ciascun palinomorfo: dinocisti totali (42%), pollini bisaccati (49%), pollini non saccati (1%), alghe (4%), spore trilete (1%), spore di funghi (2%), gusci interni di foraminiferi (1%). La percentuale dei pollini bisaccati e la bassa percentuale dei pollini non saccati indica che il bacino deposizionale era lontano dalla costa e che la paleoproduttività era bassa; ciò è confermato anche dalla bassa percentuale delle cisti peridinioidi (7%), ma non dalla presenza costante del *Lingulodinium*, il quale è indicativo di alta produttività primaria e ambiente costiero. Quest'ultimo pertanto potrebbe essere stato trasportato *offshore*.

Nel terzo grafico (Fig. 3.25 c) si osserva che il maggiore tra i valori percentuali ottenuti dai conteggi dei vari morfogruppi indicativi di ambiente neritico interno, neritico esterno e oceanico, è quello dei morfogruppi indicativi di ambiente neritico esterno (60%). I gruppi indicativi di ambiente prossimale costituiscono il 29%, seguiti dai morfogruppi indicativi di ambiente oceanico che costituiscono l'11%.

Probabilmente alla fine del primo ciclo sedimentario miocenico (Burdigaliano medio), le condizioni di ambiente marino più aperto si sono venute a intensificare nel bacino sardo meridionale, così come Cherchi (1974), Cherchi et al. (1985) e Corradini (1985) ipotizzano per la Formazione della Marmilla di cui fa parte la sezione di Villanovafranca-Gesico.

3.3.3.4. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Florinas

Lo studio dell'associazione a dinocisti della sezione di Florinas (Calcari di Mores) è stato effettuato dall'analisi di soli tre campioni sugli undici totali prelevati. I campioni da FL. 8 d a FL. 2 d, infatti, sono risultati *barren* o *almost barren* (numero di dinocisti totali conteggiato troppo basso ai fini dello studio paleoambientale).

L'associazione a dinocisti che caratterizza la sezione di Florinas ha la più bassa diversità specifica riscontrata in questo studio (21 taxa). Ciò potrebbe essere dovuto alla litologia dei campioni studiati, prevalentemente bioclastici.

Per effettuare l'interpretazione paleoambientale della sezione di Florinas sono stati elaborati esclusivamente tre grafici a torta per la visualizzazione dei valori percentuali dei palinomorfi (Fig. 3.25 a-c). Infatti, essendovi sei campioni sterili, il numero totale di campioni utili non è stato sufficiente per elaborare un grafico che permettesse di visualizzare in modo chiaro le variazioni di percentuale per ogni livello fossilifero campionato, né è stato possibile eseguire l'analisi multivariata (PCA) e l'analisi quantitativa in mancanza delle compresse di *Lycopodium*.

I valori percentuali ottenuti dai conteggi delle varie specie per ognuno dei tre campioni della sezione sono stati sommati ed il valore riportato in grafico è la media dei valori di ogni campione considerato.

Nel primo grafico (Fig. 3.25 a) sono state prese in considerazione le percentuali medie dei morfogruppi che caratterizzano l'associazione a dinocisti calcolate sul totale delle dinocisti conteggiate per ogni campione preso in esame.

Nel secondo grafico (Fig. 3.25 b) sono state prese in esame le percentuali medie di ciascun palinomorfo conteggiato (dinocisti totali, pollini, spore trilete, spore di funghi, alghe di acqua dolce e gusci interni di foraminiferi) rispetto al numero totale di palinomorfi conteggiati in ciascun campione.

Nel terzo grafico (Fig. 3.25 c) sono state sommate le percentuali medie, rispetto al numero totale di dinocisti, dei gruppi indicativi di ambiente neritico interno, quelle dei gruppi indicativi di ambiente neritico esterno e infine di ambiente oceanico sulla base della letteratura disponibile.

FLORINAS - SAN GIOVANNI SECTION

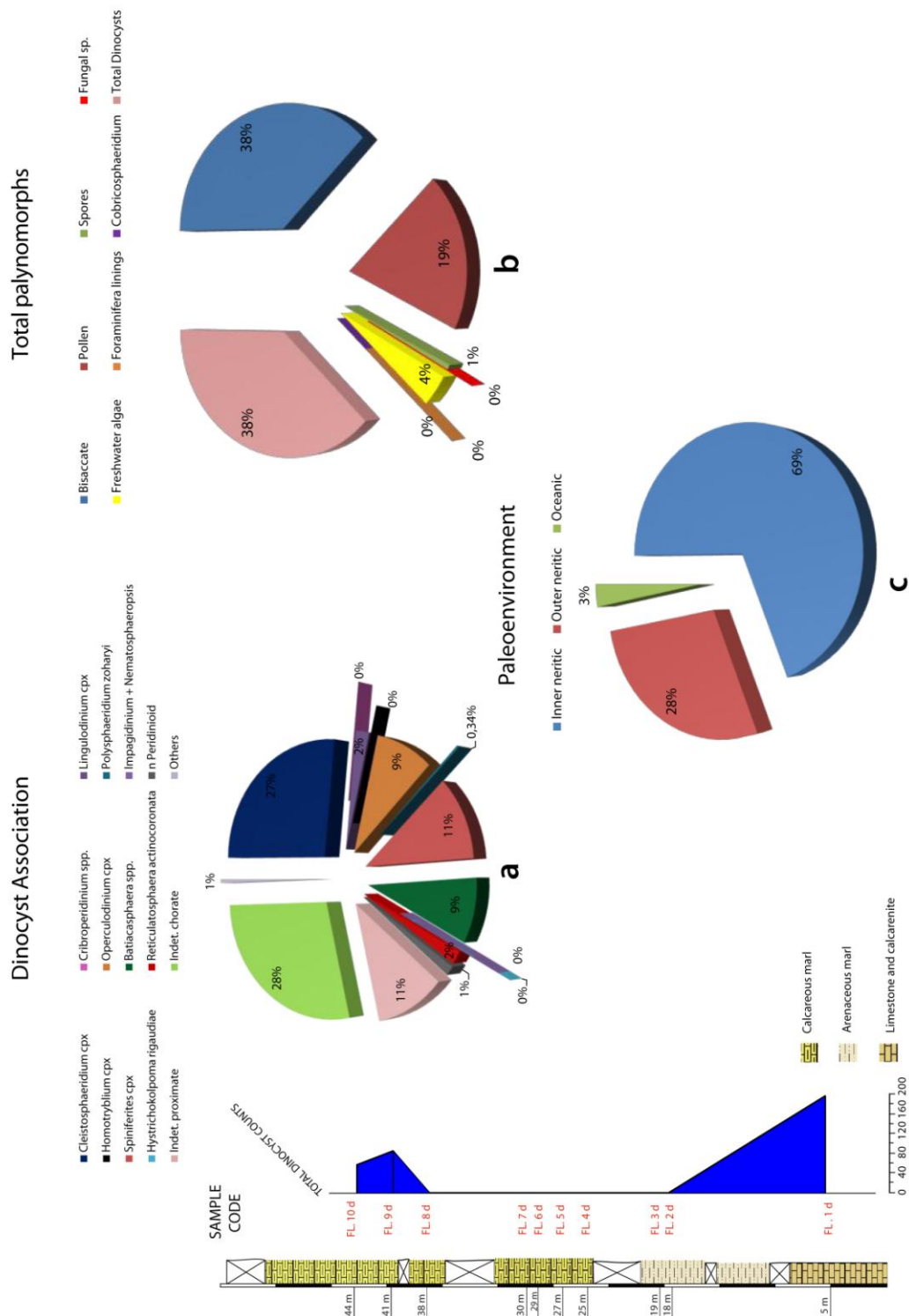


Figura 3.25 a-c. Grafici a torta delle percentuali di abbondanza delle dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Florinas. A sinistra è riportata la colonna litostratigrafica con la posizione dei campioni e le dinocisti conteggiate nel totale.

Nel primo grafico (Fig. 3.25 a) si osserva che il 28% del totale delle dinocisti è rappresentato dal gruppo costituito dalle cisti chorate indeterminate.

I morfogruppi con alta percentuale media sono: *Cleistosphaeridium* (27%), seguito da *Operculodinium* (9%), entrambi indicativi di ambiente prossimale (e. g., Brinkhuis et al., 1998; Powell et al., 1996; Jamarillo & Oboh-lkeunobe, 1999; van Mourik et al., 2001; Pross & Schmiedl, 2002; Pross & Brinkhuis, 2005). Le cisti proximate indeterminate costituiscono l'11% dell'associazione.

Batiacasphaera e *Spiniferites*, indicativi di ambiente neritico esterno (Wall et al., 1977; Brinkhuis, 1994; Brinkhuis & Schiøler, 1996; Dale, 1996; Powell et al., 1996; Rochon et al., 1999; van Mourik et al., 2001), costituiscono rispettivamente il 9% e l'8% dell'associazione a dinocisti.

Le altre specie presenti in percentuale minore nell'associazione a dinocisti sono *Reticulosphaera actinocoronata* (3%), *Lingulodinium machaerophorum* (2%) e *Polysphaeridium zoharyi* (0,34%). Le dinocisti peridinioidi costituiscono solo l'1% dell'intera associazione a dinocisti. L'apporto continentale era dunque estremamente scarso.

Le specie appartenenti al genere *Homotryblum*, *Cribroperidinium*, *Impagidinium*, *Nematosphaeropsis*, *Hystrichokolpoma rigaudiae* sono del tutto assenti. Pertanto tra le specie indicative di ambiente oceanico (*Impagidinium* spp., *Nematosphaeropsis* spp., *H. rigaudiae* e *R. actinocoronata*) (e. g., Zevenboom, 1995; Dale, 1996; Peeters et al., 1998; Pross & Brinkhuis, 2005), solo *R. actinocoronata* è presente.

Nel secondo grafico (Fig. 3.25 b) si osserva che la percentuale di dinocisti sul totale dei palinomorfi è pari al 38%, i pollini bisaccati occupano anch'essi il 38% del totale, i pollini non saccati costituiscono il 19% del totale, le spore trilete occupano solo l'1%, le spore di alghe occupano il 4%, mentre gli altri palinomorfi sono del tutto assenti. L'abbondanza dei pollini non saccati fa desumere che il bacino deposizionale era molto vicino alla costa.

Nel terzo grafico (Fig. 3.25 c) si nota che il morfogruppo più abbondante è quello rappresentativo delle specie di ambiente prossimale (zona litorale, fino a circa 30-40 m di profondità).

Ciò conferma quanto presente in letteratura. Studi precedenti, infatti, fanno intendere che con molta probabilità tutta la zona di studio al momento della deposizione doveva essere un mare poco profondo (circa 15-20 m), con acque calde, e con un discreto apporto di materiali terrigeni nei settori di piattaforma interna (Maxia & Pecorini, 1969; Pomesano Cherchi, 1971a; Spano, 1983; Spano & Asunis, 1984; Assorgia et al., 1988; Mazzei & Oggiano, 1990; Martini et al., 1992; Odin et al., 1994; Funedda et al., 2000).

3.3.3.5. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi dei sondaggi di Bonorva

I campioni dei sondaggi di Bonorva (Marne di Borutta), già analizzati precedentemente da Musa (tesi di laurea, 2001) sono stati ripresi in considerazione in questo studio.

L'interpretazione paleoambientale è stata effettuata analizzando prima i dati ottenuti dai conteggi dei palinomorfi osservati nei campioni del sondaggio 5 e in seguito esaminando i palinomorfi conteggiati nei campioni del sondaggio 6.

Il trattamento palinologico effettuato da Musa per i campioni dei sondaggi di Bonorva non permette di effettuare analisi quantitative in quanto non è stato utilizzato il *Lycopodium*.

3.3.3.5.1. Sondaggio 5

Lo studio dell'associazione a dinocisti del sondaggio 5 di Bonorva è stato effettuato dall'analisi di tre campioni caratterizzati da dinocisti discretamente conservate. Sono state contate in media 300 dinocisti.

Per effettuare l'interpretazione paleoambientale sono stati elaborati esclusivamente tre grafici a torta per la visualizzazione dei valori percentuali (Fig. 3.26 a-c). Infatti, essendo stati analizzati solo tre campioni non è stato possibile realizzare un grafico che permettesse di visualizzare le variazioni di percentuale per ogni livello fossilifero campionato, né è stato possibile eseguire l'analisi multivariata (PCA) in quanto il numero totale di campioni non è sufficiente.

I valori percentuali ottenuti dai conteggi delle varie specie per ognuno dei tre campioni della sezione sono stati sommati ed il valore riportato in grafico è la media dei valori di ogni campione considerato.

Nel primo grafico (Fig. 3.26 a) sono state prese in considerazione le percentuali medie dei morfogruppi che caratterizzano l'associazione a dinocisti calcolate sul totale delle dinocisti conteggiate per ogni campione preso in esame.

Nel secondo grafico (Fig. 3.26 b) sono state prese in esame le percentuali medie di ciascun palinomorfo conteggiato (dinocisti totali, pollini, spore trilete, spore di funghi, alghe di acqua dolce e gusci interni di foraminiferi) rispetto al numero totale di palinomorfi conteggiati in ciascun campione.

Nel terzo grafico (Fig. 3.26 c) sono state sommate le percentuali medie, rispetto al numero totale di dinocisti, dei gruppi indicativi di ambiente neritico interno, quelle dei gruppi indicativi di ambiente neritico esterno e infine di ambiente oceanico sulla base della letteratura disponibile.

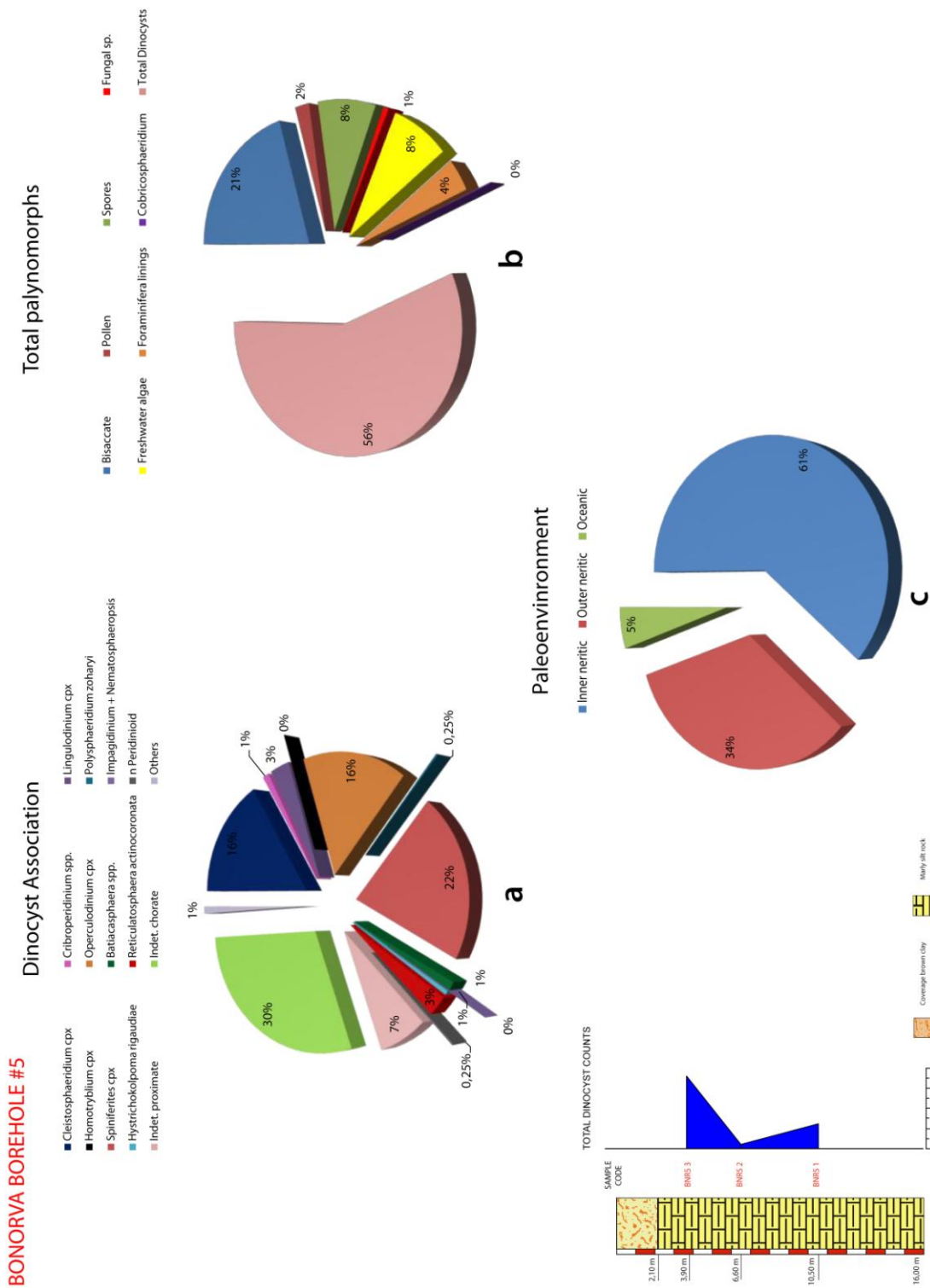


Figura 3.26 a-c. Grafici a torta delle percentuali di abbondanza delle dinocisti e degli altri palinomorfi del sondaggio 5 di Bonorva. In basso a sinistra è riportata la colonna litografica con la posizione dei campioni e le dinocisti conteggiate nel totale.

Come si può osservare nel primo grafico (Fig. 3.26 a) il 30% del totale delle dinocisti è rappresentato dal gruppo costituito dalle cisti chorate indeterminate.

Il morfogruppo con la percentuale media maggiore è *Spiniferites* (22%), comprendente i generi *Spiniferites* e *Achomosphaera*, indicativi di ambiente neritico esterno (e. g., Wall et al., 1977; Brinkhuis, 1994; Brinkhuis & Schiøler, 1996; Dale, 1996; Powell et al., 1996; Rochon et al., 1999; van Mourik et al., 2001). I gruppi *Cleistosphaeridium* (16%) e *Operculodinium* (16%) seguono il gruppo *Spiniferites*. Entrambi indicano un ambiente neritico interno (e. g., Brinkhuis et al., 1998; Powell et al., 1996; Jamarillo & Oboh-Ikeunobe, 1999; van Mourik et al., 2001; Pross & Schmiedl, 2002; Pross & Brinkhuis, 2005), ed insieme hanno il maggior peso percentuale sul totale delle specie considerate. Le dinocisti proximate indeterminate occupano il 7% dell'intera associazione a dinocisti.

Le specie presenti in minore percentuale sono: *Reticulosphaera actinocoronata* (3%), *Lingulodinium machaerophorum* (3%), *Cribroperidinium* spp. (1%) e *Batiacasphaera* spp. (1%).

Le cisti peridinioidi, indicative di paleoproduttività marina, sono quasi totalmente assenti (0,25%). Ciò indicherebbe la probabile assenza di apporto continentale di nutrienti all'interno del bacino (e. g., Eshet et al., 1994; Brinkhuis et al., 1998; van Mourik & Brinkhuis, 2000; van Mourik et al., 2001). Mancano le specie appartenenti ai generi *Homotryblum*, *Nematosphaeropsis*, *Impagidinium* e la specie *Polysphaeridium zoharyi* costituisce lo 0,25% del totale.

Nel secondo grafico (Fig. 3.26 b) si nota che la percentuale media delle dinocisti conteggiate sul totale dei palinomorfi è del 56%, i pollini bisaccati occupano il 21% del totale, i pollini non saccati costituiscono il 2%, le spore trilete occupano l'8% al pari delle alghe di acqua dolce e i gusci interni di foraminiferi costituiscono il 4% del totale dei palinomorfi. La scarsità dei pollini bisaccati e l'abbondanza di dinocisti di ambiente prossimale sul totale delle dinocisti conteggiate, indica che il bacino deposizionale era vicino alla linea di costa (ambiente infralitorale). Le spore, infatti, che arrivano ad un picco massimo del 10,63% nel campione BNR5 1, sono caratteristiche di ambienti molto prossimali per lo scarso trasporto che possono subire a causa delle loro dimensioni e peso (Brinkhuis, 1994).

Sommando le specie indicative delle tre ampie categorie ecologiche (neritico interno, neritico esterno e oceanico), si osserva nel terzo grafico (Fig. 3.26 c) che la percentuale maggiore è quella che caratterizza l'ambiente neritico interno (61%). Va sottolineato che essendovi una bassissima percentuale di cisti peridinioidi e di *Lingulodinium machaerophorum* l'ambiente deposizionale potrebbe essere litorale ed oligotrofico.

3.3.3.5.2. Sondaggio 6

Lo studio dell'associazione a dinocisti del sondaggio 6 di Bonorva è stato effettuato dall'analisi di sei campioni, i quali, al pari dei campioni del sondaggio 5, hanno fornito associazioni a dinocisti discretamente preservate. Le percentuali dei morfogruppi sono state calcolate sul totale delle dinocisti conteggiate per ogni campione preso in esame ed in seguito sono state rappresentate in un grafico che mostra le variazioni di percentuale per ogni livello fossilifero campionato (Fig. 3.27).

BONORVA BOREHOLE #6

Percentage abundance of dinoflagellate cysts and other palynomorphs

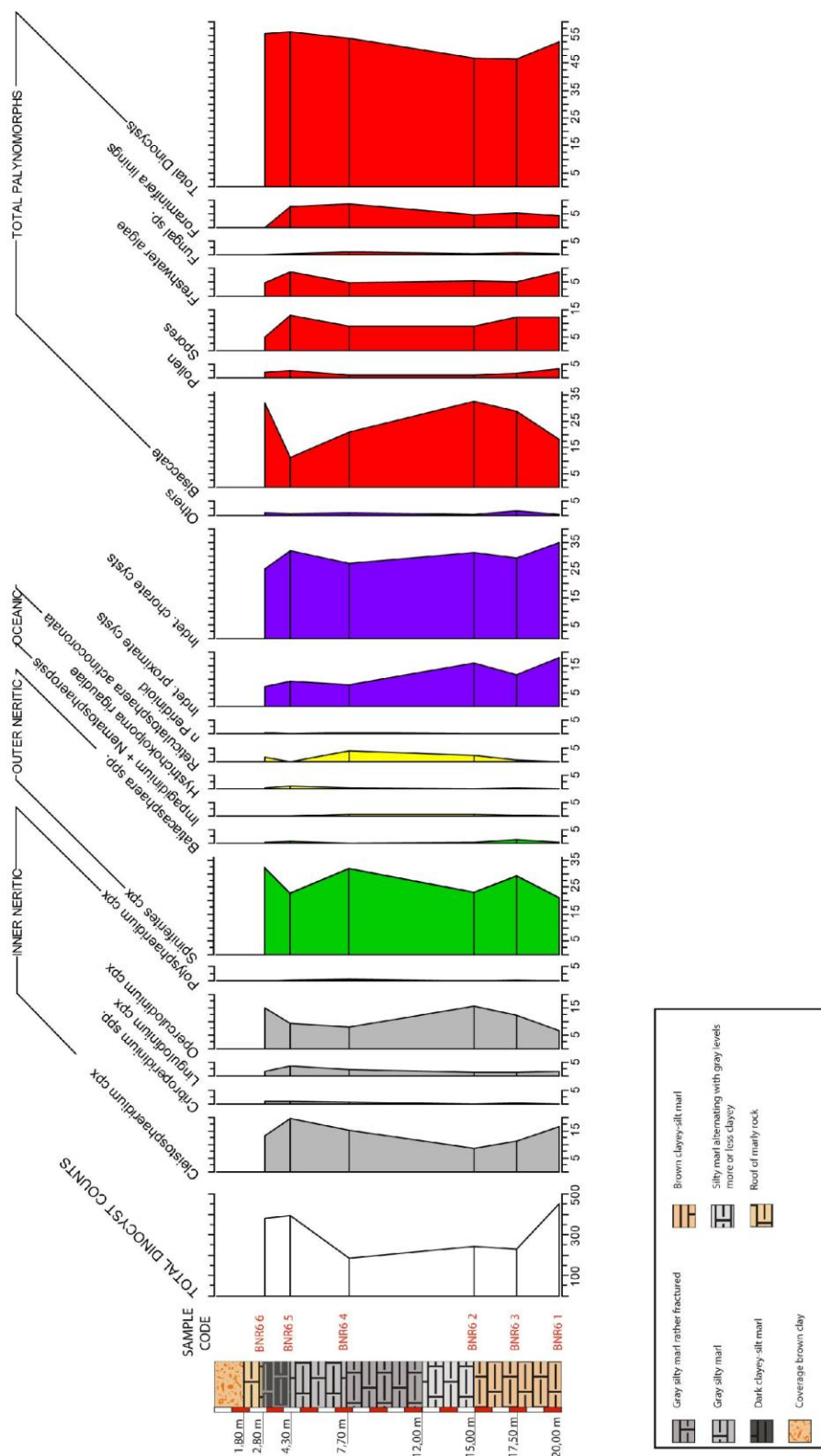


Figura 3.27. Percentuali di abbondanza delle dinocisti e degli altri palinomorfi del sondaggio 6 di Bonorva. A sinistra è riportata la colonna litostратigrafica con la posizione dei campioni.

Osservando il grafico si può notare che nell'associazione a dinocisti del sondaggio 6 di Bonorva il gruppo con la maggiore percentuale è quello che raggruppa le dinocisti chorate non riconosciute a livello di specie (*Indet. chorate cysts*, 35%).

Il morfogruppo che presenta alta percentuale sul totale delle dinocisti conteggiate è *Spiniferites* (circa 25%), comprendente i generi *Spiniferites* e *Achomosphaera*, considerati indicativi di ambiente neritico esterno (Wall et al., 1977; Brinkhuis, 1994; Brinkhuis & Schiøler, 1996; Dale, 1996; Powell et al., 1996; Rochon et al., 1999; van Mourik et al., 2001).

Al pari dell'associazione a dinocisti riscontrata nel sondaggio 5, anche nel sondaggio 6 i gruppi indicativi di ambiente neritico interno *Cleistosphaeridium* e *Operculodinium* (e. g., Brinkhuis et al., 1998; Powell et al., 1996; Jamarillo & Oboh-Ikeunobe, 1999; van Mourik et al., 2001; Pross & Schmiedl, 2002; Pross & Brinkhuis, 2005) hanno insieme un grande peso percentuale sull'intera associazione. Le dinocisti proximate indeterminate arrivano ad un picco massimo del 15% circa.

Le specie meno rappresentate sono *Lingulodinium machaerophorum*, *Reticulosphaera actinocoronata*, *Polysphaeridium zoharyi* e *Cribroperidinium* spp..

Sono quasi del tutto assenti le specie del genere *Batiacasphaera*, le cisti peridinioidi, indicative di paleoproduttività marina, e le specie indicative di ambiente oceanico (*Impagidinium* spp., *Nematosphaeropsis* spp., *Hystrichokolpoma rigaudiae*). È assente il morfogruppo *Homotryblium*.

L'andamento delle percentuali dei vari morfogruppi presenta alcune oscillazioni che fanno desumere delle possibili variazioni del livello marino. Infatti in BNR6 3 si nota un picco del 30% di *Spiniferites* simultaneamente ad un calo di *Cleistosphaeridium* (dal 16% all'11%). *Operculodinium* presenta un picco del 15% nel campione BNR6 2 in corrispondenza di una diminuzione della percentuale di *Spiniferites* (dal 30% al 22%). In BNR6 4 il picco del 31% di *Spiniferites* è ancora simultaneo al calo di *Operculodinium* (dal 16% all'8%). Nel campione BNR6 5 si notano un picco del morfogruppo *Cleistosphaeridium* (20%) e un picco di *Lingulodinium* spp. (4%) in corrispondenza della diminuzione della percentuale dei morfogruppi *Operculodinium* (9%) e *Spiniferites* (22%); quest'ultimo presenta un terzo picco del 33% al top.

Sul totale dei palinomorfi, le dinocisti occupano circa il 55% mentre i pollini bisaccati arrivano ad un picco massimo del 35% nel campione BNR6 6. In generale la scarsità dei pollini bisaccati e l'abbondanza di dinocisti di ambiente prossimale sul totale delle dinocisti conteggiate, indica che il bacino deposizionale era vicino alla linea di costa. Le spore, infatti, che arrivano ad un picco massimo del 15% nel campione BNR6 5 simultaneo ad un calo percentuale dei bisaccati, sono caratteristiche di ambienti molto prossimali per lo scarso trasporto che possono subire a causa delle loro dimensioni e peso (Brinkhuis, 1994).

Utilizzando le percentuali delle dinocisti rinvenute nei vari campioni è stata effettuata, attraverso l'uso del software *C2 data analysis* (versione 1.6.3, Steve Juggins), un'analisi multivariata o *Principal Component Analysis* (PCA) (Fig. 3.28).

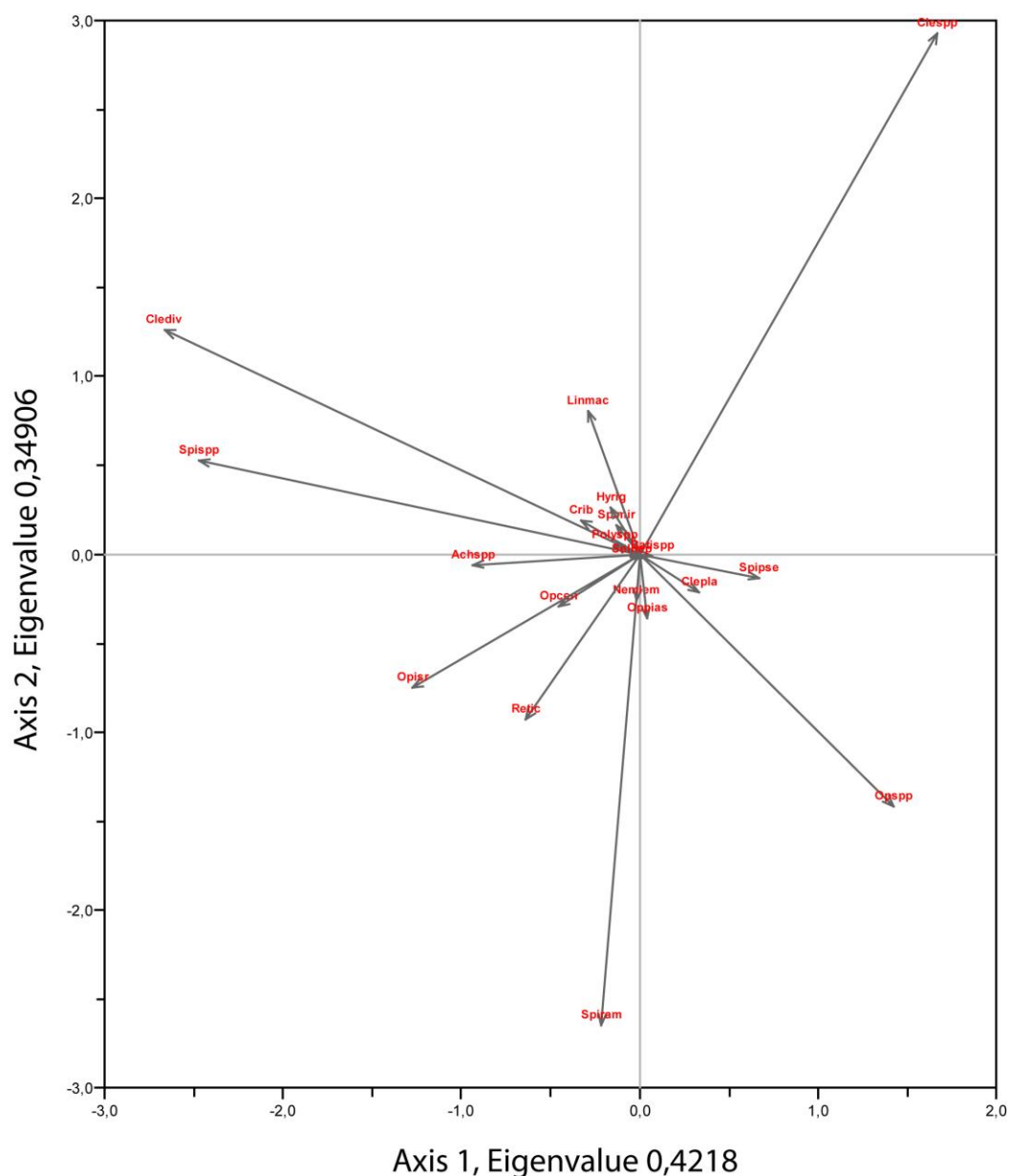


Figura 3.28. Principal Component Analysis (PCA) dell'associazione a dinocisti del sondaggio 6 di Bonorva. Le variabili più significative riportate nel grafico sono: Batispp=*Baticasphaera* spp.; Achspp=*Achomosphaera* spp.; RB=Round brown (cisti peridinioidi); Polyspp=*Polysphaeridium* spp.; Clespp=*Cleistosphaeridium* spp.; Clepla=*Cleistosphaeridium placacanthum*; Clediv=*Cleistosphaeridium diversispinosum*; Hyspp=*Hystrichokolpoma* spp.; Hyrig=*Hystrichokolpoma rigaudiae*; Crib=*Cribroperidinium* spp.; Linmac=*Lingulodinium machaerophorum*; Spispp=*Spiniferites* spp.; Spiram=*Spiniferites ramosus*; Spipse=*Spiniferites pseudofurcatus*; Spimir=*Spiniferites mirabilis*; Retic=*Reticulatosphaera actinocoronata*; Opspp=*Operculodinium* spp.; Oppias=*Operculodinium piaseckii*; Opce=*Operculodinium centrocarpum*; Opisr=*Operculodinium israelianum*; Nemlem=*Nematosphaeropsis lemniscata*

Nel grafico della PCA le specie meno indicative sono rappresentate da una minor lunghezza del segmento della freccia; quelle che hanno maggior peso sul *dataset* totale invece sono rappresentate da frecce con maggior lunghezza.

Le specie accumulate al centro dei due assi (*Cribopteridinium* spp., *Hystrichokolpoma rigaudiae*, *Operculodinium centrocarpum*, *Cleistosphaeridium placacanthum*, *Spiniferites pseudofurcatus*, *Operculodinium piaseckii*), che costituiscono il “rumore di fondo” dell’analisi, non hanno un’importanza significativa nell’interpretazione delle componenti principali; tra queste *Hystrichokolpoma rigaudiae* plotta nella stessa direzione di *Lingulodinium machaerophorum* e di *Spiniferites mirabilis*. *Spiniferites pseudofurcatus* è correlato con l’asse X e plotta in direzione opposta a *Spiniferites* spp. e *Achomosphaera* spp. lungo l’asse X.

Altamente correlati agli assi e con maggior peso sul *dataset* totale, invece, sono *Spiniferites ramosus* (Spiram), *Spiniferites* spp. (Spispp), *Cleistosphaeridium* spp. (Clespp), *Cleistosphaeridium diversispinosum* (Clediv) e *Operculodinium* spp. (Opspp).

Osservando il grafico si può notare che il gruppo *Cleistosphaeridium* spp., indicativo di ambiente neritico interno, è opposto a *Spiniferites ramosus*, il quale indica ambienti marini più aperti, attraverso l’asse Y, che pertanto potrebbe rappresentare la profondità. Non è possibile determinare con certezza quale componente principale rappresenti l’asse X (forse oligotrofia).

Studi precedenti fanno intendere che l’insieme delle microfaune bentoniche della successione marnoso-arenacea (Marne di Borutta; Funedda et al., 2000) appartengono al limite neritico interno-esterno e affermano che la deposizione delle marne deve essere avvenuta contemporaneamente all’approfondimento del bacino stesso (Pomesano Cherchi, 1971a; Porcu, 1972; Cherchi, 1974; 1983; Assorgia et al., 1988; Mazzei & Oggiano, 1990; Martini et al., 1992; Odin et al., 1994; Assorgia et al., 1997b). Negretti et al. (1990) sostengono che i depositi delle Marne di Borutta riflettono le massime batimetrie raggiunte dai bacini della Sardegna centro-settentrionale nel Miocene medio.

Dall’esame dei dati ottenuti per i due sondaggi di Bonorva, si può notare un generale incremento della percentuale delle dinocisti chorate rispetto alle proximate dal basso verso l’alto, che potrebbe suggerire un approfondimento del sito di deposizione, tipica condizione che si verifica durante un regime trasgressivo. Ciò potrebbe essere confermato dall’analisi quantitativa, che purtroppo non è stata effettuata a causa del differente trattamento palinologico messo in atto per i campioni dei sondaggi di Bonorva. La piana di Bonorva probabilmente costituiva una piattaforma continentale poco aperta prossima a punti di immissione fluviale, la cui abbondanza di dinocisti suggerisce un innalzamento del livello eustatico dovuto alla trasgressione marina burdigaliana che avrebbe indotto un arretramento della linea di costa verso l’interno della Sardegna.

3.3.3.6. Studio dell’associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Sestu

Lo studio dell’associazione a dinocisti della sezione di Sestu (Marne di Fangario) è stato effettuato dall’analisi di otto campioni, i quali hanno fornito associazioni a dinocisti estremamente ricche e ben preservate, caratterizzate da un’elevata diversità specifica (54 specie determinate).

Le percentuali dei morfogruppi sono state calcolate sul totale delle dinocisti conteggiate per ogni campione preso in esame ed in seguito sono state rappresentate in un grafico che mostra le variazioni di percentuale per ogni livello fossilifero campionato (Fig. 3.29).

Il numero di dinocisti totali conteggiate è in media pari a circa 700; solo nel campione SSF 4 le dinocisti conteggiate sono in totale 341.

Osservando il grafico si può notare che nell'associazione a dinocisti della sezione di Sestu il morfogruppo che presenta la maggiore percentuale sul totale delle dinocisti conteggiate è *Spiniferites*, comprendente i generi *Spiniferites* e *Achomosphaera*, e indicativo di ambiente neritico esterno (Wall et al., 1977; Brinkhuis, 1994; Brinkhuis & Schiøler, 1996; Dale, 1996; Powell et al., 1996; Rochon et al., 1999; van Mourik et al., 2001). La percentuale del morfogruppo *Spiniferites* presenta un generale incremento verso il top della sezione campionata.

Il gruppo costituito dalle cisti chorate indeterminate presenta un picco del 25% nel campione SSF 4. L'altro gruppo ben rappresentato nell'associazione a dinocisti è quello comprendente le specie del genere *Batiacasphaera*, indicative di ambiente neritico esterno (e. g., Pross & Brinkhuis, 2005); il gruppo presenta un solo picco del 15% nel campione SSF 4.

Altre specie presenti nell'associazione a dinocisti di Sestu sono: *Lingulodinium machaerophorum*, *Operculodinium* spp., *Cleistosphaeridium placacanthum/C. diversispinosum*, *Cribroperidinium* spp.; tutte indicative di ambiente neritico interno (e. g., Brinkhuis et al., 1998; Powell et al., 1996; Jamarillo & Oboh-Ikeunobe, 1999; van Mourik et al., 2001; Pross & Schmiedl, 2002; Pross & Brinkhuis, 2005). *Cleistosphaeridium* e *Lingulodinium* presentano un generale decremento dalla base al tetto della sezione.

Il morfogruppo *Homotryblium* è quasi del tutto assente. La specie eurialina *Polysphaeridium zoharyi*, che è stata ritrovata in ambienti marini ristretti ipersalini o iposalini (Brinkhuis, 1994; Powell et al., 1996; van Mourik et al., 2001; Reichart et al., 2004; Sangiorgi et al., 2006), è costantemente presente in tutti i campioni della sezione con una percentuale molto bassa. Il picco del 10% nel campione SSF 3 potrebbe indicare il trasporto *offshore* ad opera delle correnti locali, oppure un improvviso abbassamento del livello marino e la formazione di un bacino marino ristretto. Il morfogruppo *Operculodinium* si mantiene stabile in tutta la sezione presentando un solo picco del 10% nel campione SSF 4. Le specie presenti in bassa percentuale, ma in maniera costante su tutta la sezione, sono quelle che dovrebbero caratterizzare l'ambiente oceanico: *Impagidinium* spp., *Nematosphaeropsis* spp., *Reticulosphaera actinocoronata*, *Hystrichokolpoma rigaudiae* (e. g., Zevenboom, 1995; Dale, 1996; Peeters et al., 1998; Pross & Brinkhuis, 2005).

Nell'associazione a dinocisti di Sestu le cisti peridinioidi (n Peridinioid in Fig. 3.29), indicative di paleoproduttività marina, probabilmente da apporto continentale di nutrienti all'interno del bacino (e. g., Eshet et al., 1994; Brinkhuis et al., 1998; van Mourik & Brinkhuis, 2000; van Mourik et al., 2001), sono costantemente presenti con percentuali medie del 5% ad eccezione del campione SSF 4, in cui le dinocisti peridinioidi sono del tutto assenti. Va detto che gli aumenti delle percentuali di *Batiacasphaera* spp., *Lingulodinium machaerophorum* e *Operculodinium* spp., e la drastica diminuzione della percentuale delle dinocisti peridinioidi nel campione SSF 4 potrebbero anche essere dei dati poco indicativi in quanto il numero dei palinomorfi conteggiati in totale è nettamente inferiore rispetto agli altri campioni. L'analisi quantitativa (numero dei vari gruppi di palinomorfi o singole specie per grammo di sedimento, per ogni campione), infatti, mette in evidenza nel campione SSF 4 l'effettiva assenza di dinocisti peridinioidi e la drastica diminuzione di tutti i palinomorfi, in particolare dei morfogruppi *Batiacasphaera*, *Operculodinium* e *Spiniferites*.

Sul totale dei palinomorfi, le dinocisti occupano circa il 55%, mentre i pollini bisaccati arrivano ad un picco massimo del 35%. Tutti gli altri palinomorfi sono presenti in minor percentuale (circa 5%).

Utilizzando le percentuali delle dinocisti rinvenute nei vari campioni è stata effettuata, attraverso l'uso del software *C2 data analysis* (versione 1.6.3, Steve Juggins), un'analisi multivariata o *Principal Component Analysis* (PCA) (Fig. 3.30).

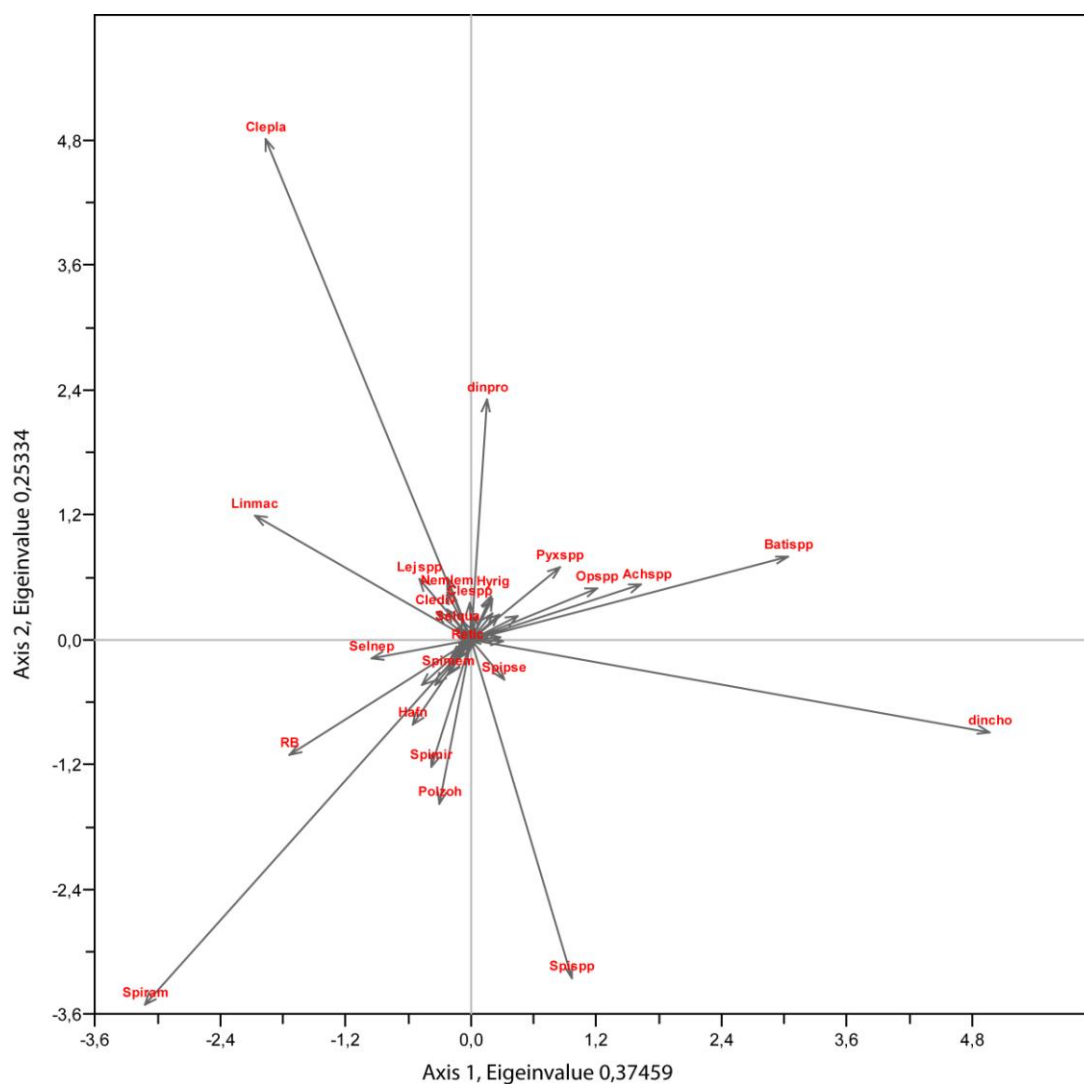


Figura 3.30. *Principal Component Analysis* (PCA) dell'associazione a dinocisti della sezione di Sestu. Le variabili più significative riportate nel grafico sono: Batispp=*Batiacasphaera* spp.; Clepla=*Cleistosphaeridium placacanthum*; Clediv=*Cleistosphaeridium diversispinosum*; Ach spp=*Achomosphaera* spp.; RB=Round brown (cisti peridinioidi); Polzoh=*Polysphaeridium zoharyi*; Clespp=*Cleistosphaeridium* spp.; Hyrig=*Hystrichokolpoma rigaudiae*; Linmac=*Lingulodinium machaerophorum*; Hafn=*Hafniasphaera* spp.; Spispp=*Spiniferites* spp.; Spiram=*Spiniferites ramosus*; Spipse=*Spiniferites pseudofurcatus*; Spimir=*Spiniferites mirabilis*; Spimem=*Spiniferites membranaceus*; Lejspp=*Lejeunecysta* spp.; Pyxspp=*Pyxidinosopsis* spp.; Retic=*Reticulatosphaera actinocoronata*; Opspp=*Operculodinium* spp.; Nemlem=*Nematosphaeropsis lemniscata*; Selqua=*Selenopemphix quanta*; dincho=dinocisti chorate indeterminate; dinpro=dinocisti proximate indeterminate

Nel grafico della PCA (Fig. 3.30) le specie accumulate al centro dei due assi (*Lejeunecysta* spp., *Hystrichokolpoma rigaudiae*, *Operculodinium centrocarpum*, *Cleistosphaeridium* spp., *C. diversispinosum*, *Nematosphaeropsis lemniscata*, *Selenopemphix quanta*, *Reticulatosphaera actinocoronata*, *Spiniferites pseudofurcatus*, *S. mirabilis*, *Operculodinium piaseckii*), rappresentate dalle frecce con lunghezza inferiore, costituiscono il “rumore di fondo” dell'analisi.

Altamente correlati agli assi e con maggior peso sul dataset totale, invece, sono *Spiniferites ramosus* (Spiram), *Spiniferites* spp. (Spispp), *Lingulodinium machaerophorum* (Linmac), *Cleistosphaeridium placacanthum* (Clepla), *Batiacasphaera* spp. (Batispp), le dinocisti indeterminate proximate (dinpro), le dinocisti indeterminate chorate (dincho) e le cisti peridinioidi (RB).

Cleistosphaeridium placacanthum, indicativo di ambiente neritico interno, insieme alle dinocisti proximate, è opposto a *Spiniferites ramosus* e *Spiniferites* spp., indicativi di ambienti marini più aperti, attraverso l'asse Y, che pertanto potrebbe rappresentare la profondità.

Le cisti peridinioidi sono correlate all'asse X, insieme a *Lingulodinium machaerophorum*, *Selenopemphix nephroides* e *Lejeunecysta* spp., in direzione opposta a *Batiacasphaera* spp., *Achomosphaera* spp., *Operculodinium* spp. e dinocisti chorate indeterminate; la componente principale rappresentata dall'asse X potrebbe essere pertanto la paleoproduttività marina.

Il contenuto paleontologico estremamente ricco, composto da abbondanti foraminiferi planctonici e bentonici, da nanoplankton calcareo e da cefalopodi, brachiopodi, bivalvi, pteropodi, echinidi, ostracodi, etc., ha permesso di ipotizzare per le Marne di Fangario un ambiente di deposizione batiale (Comaschi Caria, 1958; Cherchi, 1974; Robba & Spano, 1978; Barbieri & d'Onofrio, 1985; Barbieri et al., 1985; Cherchi, 1985c; Corradini et al., 1985; Iaccarino et al., 1985; Spano, 1989a; 1990; Spano & Meloni, 1992).

Corradini (1985) per la stessa sezione, da lui precedentemente analizzata, afferma che l'incremento della diversità specifica in particolare delle specie neritiche tropicali e temperate, potrebbe suggerire lo stabilizzarsi di condizioni neritiche maggiormente distali nel bacino meridionale della Sardegna e la diminuzione dell'influenza delle correnti fredde dell'Atlantico nel Mediterraneo occidentale. In particolare, l'abbondanza e la grande diversità delle specie appartenenti al genere *Spiniferites*, indicativo di ambiente neritico esterno, nella sequenza del Campidano, è in accordo con tale interpretazione. Ulteriore conferma è la costante presenza delle dinocisti indicative di ambiente oceanico (*Impagidinium* spp.) e di *Spiniferites mirabilis*, il quale indicherebbe un riscaldamento delle acque. Pertanto prendendo in considerazione i grafici elaborati per la sezione stratigrafica di Sestu, si desume che l'associazione a dinocisti è rappresentativa di un ambiente neritico esterno (100-200 m di profondità).

3.3.3.7. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Capo San Marco

Lo studio dell'associazione a dinocisti della sezione di Capo San Marco (Formazione di Capo San Marco) è stato effettuato dall'analisi di tre campioni, i quali hanno fornito associazioni a dinocisti estremamente ricche e ben preservate, caratterizzate da un'elevata diversità specifica.

Il numero di dinocisti totali conteggiate cresce dal campione CSM 1 (316) al campione CSM 3 (613), mentre la diversità specifica decresce da 38 a 33 specie differenti determinate.

Per effettuare l'interpretazione paleoambientale della sezione di Capo San Marco sono stati elaborati esclusivamente tre grafici a torta per la visualizzazione dei valori percentuali (Fig. 3.31 a-c) e non è stato possibile eseguire l'analisi multivariata (PCA), in quanto il numero totale di campioni non è sufficiente.

I valori percentuali ottenuti dai conteggi delle varie specie per ognuno dei tre campioni della sezione sono stati sommati ed il valore riportato in grafico è la media dei valori di ogni campione considerato.

Nel primo grafico (Fig. 3.31 a) sono state prese in considerazione le percentuali medie dei morfogruppi che caratterizzano l'associazione a dinocisti calcolate sul totale delle dinocisti conteggiate per ogni campione preso in esame.

Nel secondo grafico (Fig. 3.31 b) sono state prese in esame le percentuali medie di ciascun palinomorfo conteggiato (dinocisti totali, pollini, spore trilete, spore di funghi, alghe di acqua dolce e dei gusci interni di foraminiferi) rispetto al numero totale di palinomorfi conteggiati in ciascun campione.

Nel terzo grafico (Fig. 3.31 c) sono state sommate le percentuali medie, rispetto al numero totale di dinocisti, dei gruppi indicativi di ambiente neritico interno, quelle dei gruppi indicativi di ambiente neritico esterno e infine di ambiente oceanico sulla base della letteratura presente.

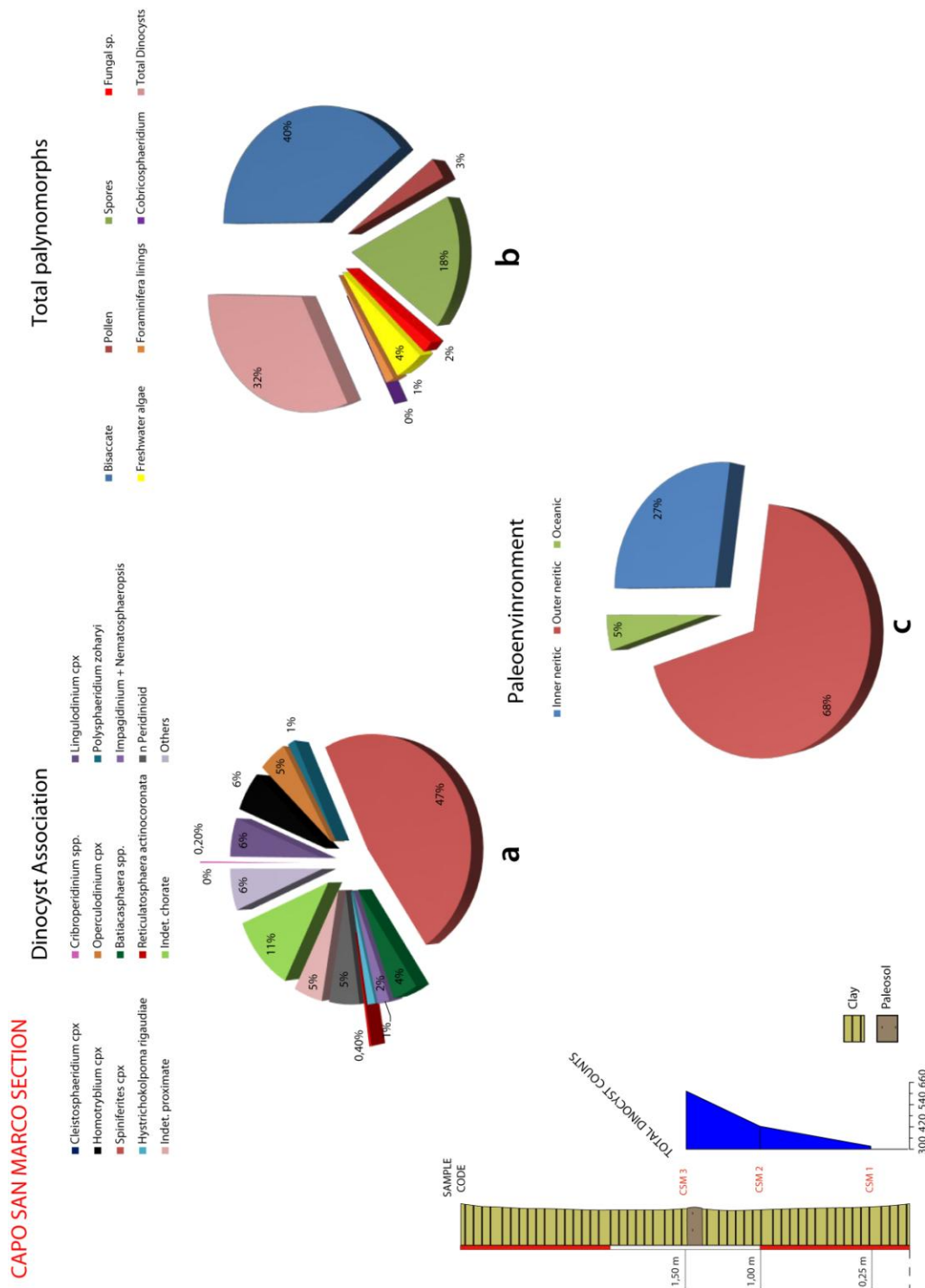


Figura 3.31 a-c. Grafici a torta delle percentuali di abbondanza delle dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Capo San Marco. In basso a sinistra è riportata la colonna litostratigrafica con la posizione dei campioni e le dinocisti conteggiate nel totale.

Come si può osservare nel primo grafico (Fig. 3.31 a) il 47% del totale delle dinocisti è rappresentato dal morfogrupo *Spiniferites*, il quale indicherebbe per Capo San Marco un ambiente neritico esterno (Wall et al., 1977; Brinkhuis, 1994; Brinkhuis & Schiøler, 1996; Dale, 1996; Powell et al., 1996; Rochon et al., 1999; van Mourik et al., 2001). L'11% dell'associazione di Capo San Marco è rappresentato dalle dinocisti chorate indeterminate.

Le altre specie ben rappresentate nell'associazione a dinocisti sono quelle appartenenti al genere *Homotryblium* (6%), *Lingulodinium machaerophorum* (6%), *Operculodinium* (5%), le dinocisti peridinioidi (5%), le dinocisti proximate indeterminate (5%) e le specie del genere *Batiacasphaera* (4%). Non vi sono specie appartenenti al genere *Cleistosphaeridium* e sono scarsamente rappresentate le specie appartenenti ai generi *Cribooperidinium* (0,20%), *Impagidinium* e *Nematosphaeropsis* (2%), *Hystriochokolpoma rigaudiae* (1%), *Reticulatosphaera actinocoronata* (0,40%) e *Polysphaeridium zoharyi* (1%).

La percentuale totale di specie indicative di ambiente oceanico (*Impagidinium*, *Nematosphaeropsis*, *R. actinocoronata* e *H. rigaudiae*) è molto bassa.

Particolare attenzione merita l'andamento delle percentuali di alcuni morfogruppi ed in particolare del morfogrupo *Homotryblium* nei tre campioni della sezione (Fig. 3.32). Nel campione CSM 1 la percentuale di *Homotryblium* è del 3%, nel campione CSM 2 è dell'1% e raggiunge il 14% in CSM 3. Il morfogrupo *Spiniferites*, ed in particolare *S. ramosus*, presenta una generale diminuzione di percentuale dal basso verso l'alto, al pari delle cisti peridinioidi (che passano dall'8% all'1% circa) e di *Lingulodinium machaerophorum*; il morfogrupo *Operculodinium* si mantiene pressoché costante nei tre campioni. Ciò potrebbe indicare l'aumento di salinità nelle acque del bacino in concomitanza di una progressiva riduzione della batimetria e della paleoproduttività marina, probabilmente da mancanza di apporto continentale di nutrienti all'interno del bacino.

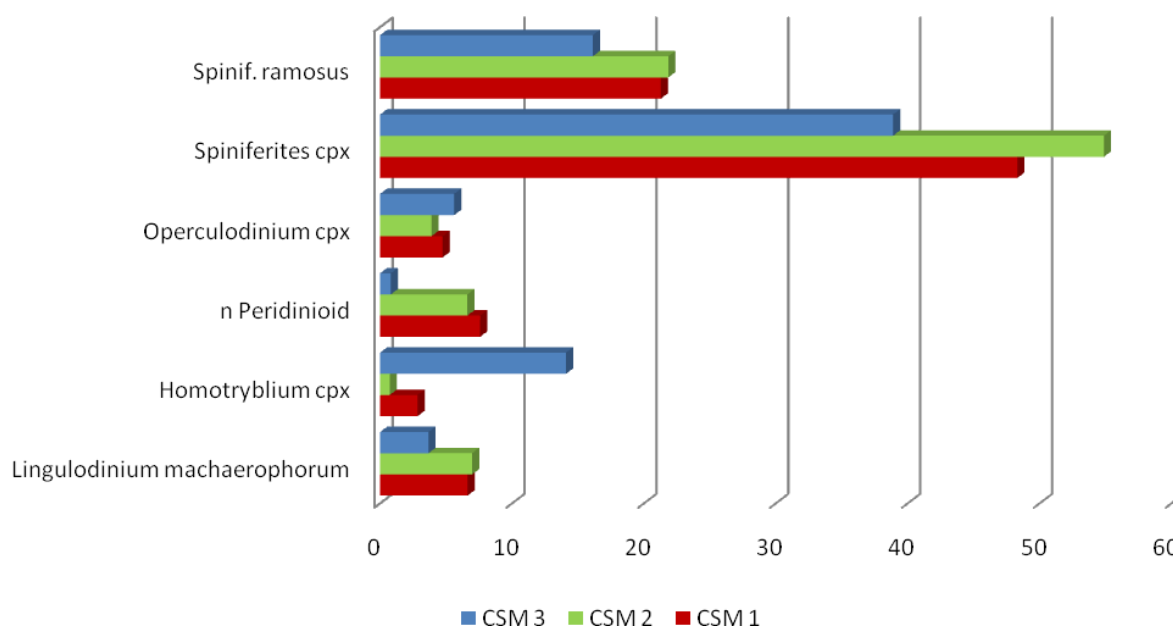


Figura 3.32. Percentuale di alcune specie selezionate dall'associazione a dinocisti di Capo San Marco.

Osservando il secondo grafico (Fig. 3.31 b) si può notare che la percentuale totale di dinocisti sul totale dei palinomorfi è del 32%, i pollini bisaccati occupano il 40% del totale, le spore trilete costituiscono il 18%, i pollini non saccati il 3%, le alghe di acqua dolce il 4% e le spore di funghi il 2%. Come si è precedentemente detto, i pollini bisaccati si distribuiscono fino a 100 Km dalla linea di costa e la loro massiccia presenza può indicare ambienti distali e oceanici (Brinkhuis, 1994; Torricelli et al., 2006). Va detto che l'analisi quantitativa (numero dei vari gruppi di palinomorfi o singole specie per grammo di sedimento, per ogni campione) mette in evidenza un sostanziale incremento dei bisaccati e una progressiva diminuzione delle spore trilete dal basso verso l'alto. Ciò sembrerebbe smentire la progressiva riduzione della batimetria al *top* della sezione.

Sommando le specie indicative delle tre ampie categorie ecologiche (neritico interno, neritico esterno e oceanico), si osserva nel terzo grafico (Fig. 3.31 c) che la percentuale maggiore è quella che caratterizza l'ambiente neritico esterno (68%), seguita dal 27% rappresentato dalle dinocisti indicative di ambiente neritico interno e dal 5% caratterizzato dalle specie indicative di ambiente oceanico.

Secondo Cherchi et al. (1978a; 1985c) e Spano & Furina (1988), l'ambiente di sedimentazione è riferibile a condizioni epibatiali-circalitorali a salinità normale che tendono ad assumere caratteri riducenti verso l'alto, in concomitanza di una progressiva riduzione della batimetria. Tali condizioni sono testimoniate dalle associazioni fossili e dalla diffusa presenza di pirite (Cherchi et al., 1978a). Gli abbondanti foraminiferi planctonici, numerosi agglutinati, i diversi foraminiferi bentonici, i bivalvi come quelli del genere *Amussium* e i briozoi (e. g., *Batopora rosula*), indicano un'ambiente neritico esterno con una profondità di almeno 60-100 m (e. g., Moissette, 2000).

L'incremento della percentuale delle specie appartenenti al genere *Homotryblium* e la generale diminuzione della percentuale del morfogruppo *Spiniferites* (in particolare *Spiniferites ramosus*) potrebbero confermare quanto noto in letteratura.

3.3.3.8. Considerazioni generali sulle sezioni mioceniche prese in esame in questo studio

Ai fini della comprensione generale degli ambienti che hanno caratterizzato la deposizione durante i tre cicli sedimentari miocenici, è stata effettuata un'analisi multivariata complessiva (PCA) su tutti i campioni delle otto sezioni stratigrafiche prese in esame in questo studio (Fig. 3.33).

Ogni sezione considerata è stata indicata con un simbolo differente riportato nella legenda in alto a destra. Le variabili maggiormente correlate agli assi X e Y sono state indicate con una sigla. Si è osservato che molte sezioni si sovrappongono tra loro o si trovano in una posizione all'interno del piano di riferimento molto vicina. Le due sezioni con la maggiore distanza reciproca sono quelle di Florinas e di Capo San Marco.

Le variabili maggiormente correlate agli assi sono rappresentate dalle dinocisti chorate indeterminate (dincho), *Cleistosphaeridium diversispinosum* (Clediv), *Cleistosphaeridium* spp. (Clespp), *Operculodinium* spp. (Opspp), *Spiniferites* spp. (Spispp), *Spiniferites ramosus* (Spiram), *Batiacasphaera* spp. (Batispp), dalle dinocisti peridinioidi (RB) e dalle dinocisti proximate indeterminate (dinpro). Se l'asse Y rappresentasse la profondità, come è desumibile dalla correlazione di *Cleistosphaeridium* spp. e *C. diversispinosum* in alto e *Spiniferites ramosus* e *Batiacasphaera* spp.

in basso, l'ambiente in cui si è sedimentata la sezione di Florinas dovrebbe essere riferibile a condizioni prossimali, mentre Capo San Marco è riferibile a condizioni maggiormente distali. La posizione dei campioni dei due sondaggi di Bonorva è molto vicina ai campioni della sezione di Florinas; pertanto, l'ambiente deposizionale di entrambe le sezioni era molto prossimale, come ipotizzato precedentemente. I campioni di Ales, Sestu, Barumini e Villanovafranca-Gesico si sovrappongono in parte, mostrando una variabilità maggiore lungo l'asse X che è probabilmente dovuta al differente contenuto in cisti peridinioidi e dunque al differente apporto continentale di nutrienti all'interno dei bacini di sedimentazione (e. g., Eshet et al., 1994; Brinkhuis et al., 1998; van Mourik & Brinkhuis, 2000; van Mourik et al., 2001). L'asse X, pertanto, potrebbe rappresentare la paleoproduttività. In generale si osserva che tutti i bacini di sedimentazione delle sezioni studiate presentano caratteristiche di ambienti neritici con profondità che non superano i 100-200 metri.

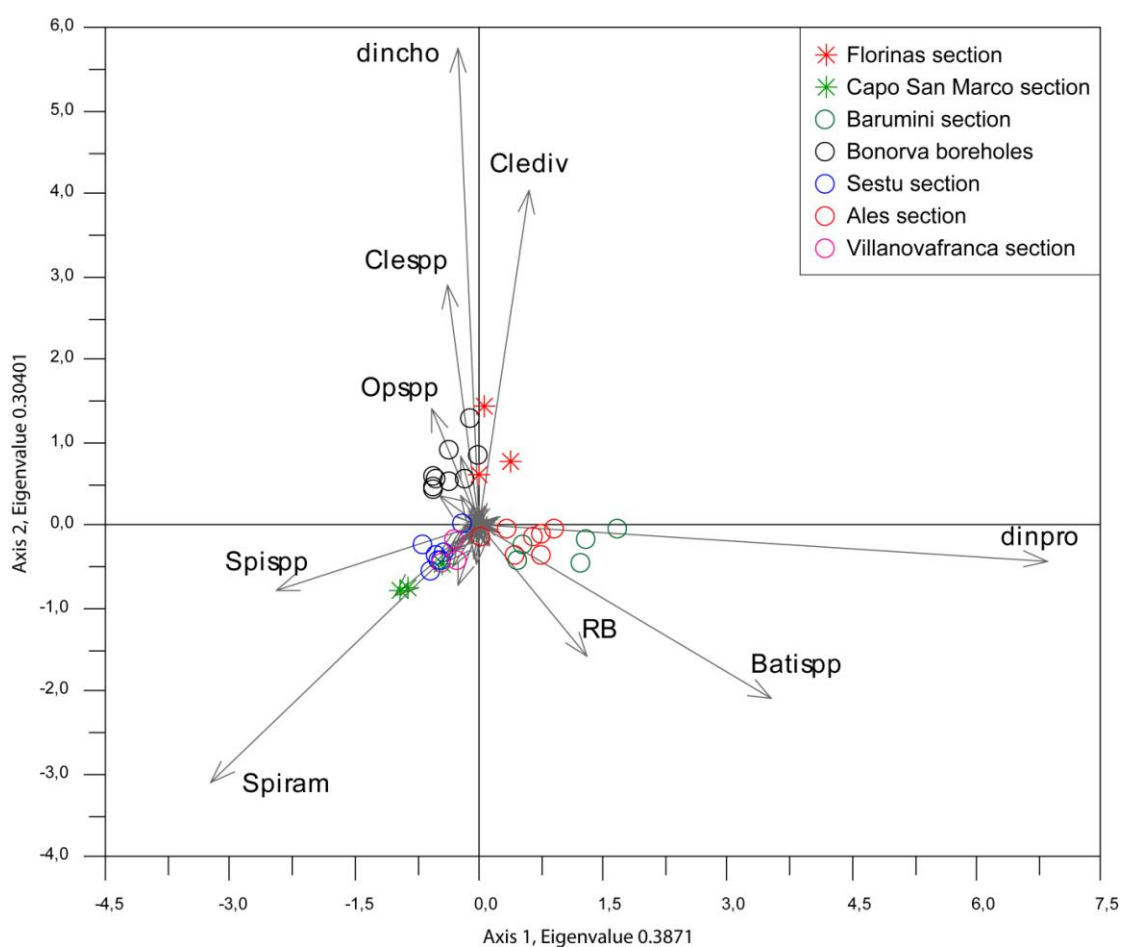


Figura 3.33. *Principal Component Analysis (PCA)* totale delle associazioni a dinocisti delle sezioni mioceniche sarde considerate in questo studio. Le variabili più significative riportate nel grafico sono: Batispp=*Batiacasphaera* spp.; RB=Round brown (cisti peridinioidi); Clespp=*Cleistosphaeridium* spp.; Clediv=*Cleistosphaeridium diversispinosum*; Spispp=*Spiniferites* spp.; Spiram=*Spiniferites ramosus*; Opspp=*Operculodinium* spp.; dincho=dinocisti chorate indeterminate; dinpro=dinocisti proximate indeterminate.

3.4. Studio biostratigrafico e paleoecologico della successione marina miocenica della Sardegna: sintesi dei risultati ottenuti e discussione

Le sezioni studiate in Sardegna occupano un intervallo stratigrafico che si estende dalla biozona NN2 alla biozona NN11b. L'intervallo stratigrafico più dettagliatamente documentato equivale a NN2-NN5 della zonazione a nannoplancton, all'interno del quale si colloca l'evento che ha portato alla formazione della cosiddetta "Fossa Sarda" Auct. (o **Rift Sardo**).

Nei paragrafi precedenti (2.4.1, 2.4.2, 2.4.3 e 2.4.4), la composizione delle associazioni a dinocisti, il loro valore biostratigrafico e la loro interpretazione paleoambientale sono stati ampiamente discussi.

Da un punto di vista comparativo le associazioni delle sezioni di Ales (Acqua Frida; AA), Barumini (Bruncu Sa Giustizia; BSG) e Villanovafranca-Gesico (VGE) sembrano appartenere allo stesso complesso deposizionale sia per età (Aquitaniense-Burdigaliano medio) che per aspetti paleoambientali e paleoecologici.

Per l'attribuzione cronostratigrafica delle sezioni di Ales, Bruncu Sa Giustizia e Villanovafranca-Gesico sono stati presi in considerazione i bioeventi di prima comparsa di alcune specie *index*: *Barssidinium taxandrianum*, *Cordosphaeridium cantharellus*, *Hystrichosphaeropsis obscura* e *Thalassiphora rota* per Ales; *Cordosphaeridium cantharellus*, *Exochosphaeridium insigne* e *Palaecystodinium golzowense* per Bruncu Sa Giustizia e *Barssidinium taxandrianum*, *Exochosphaeridium insigne* e *Saturnodinium* sp. cf. *perforatum* per la sezione di Villanovafranca-Gesico. Esse indicano per le tre sezioni un'età che va dall'Aquitaniense al Burdigaliano inferiore-medio. Le datazioni relative ottenute per mezzo delle dinocisti sono in accordo con quelle fornite dai precedenti autori con foraminiferi e nannoplancton (Cherchi, 1974; Cherchi et al., 1985; Schiavinotto et al., 1985; Corradini, 1985).

In queste tre sezioni i taxa sembrano appartenere al limite neritico interno-esterno. Le specie indicative di ambiente neritico interno (*Cleistosphaeridium* spp., *Homotryblium* spp., *Operculodinium* spp., *Lingulodinium machaerophorum*) costituiscono generalmente nelle tre sezioni circa il 30% del totale delle dinocisti. Le specie indicative di ambiente neritico esterno (*Spiniferites* spp., *Achomosphaera* spp. e *Batiacasphaera* spp.) sono presenti con percentuali pressoché costanti che superano il 50% in tutte e tre le sezioni. Le specie tipicamente oceaniche (*Impagidinium* spp., *Nematosphaeropsis* spp., *Reticulosphaera actinocoronata* e *Hystrichokolpoma rigaudiae*) sono sempre le meno rappresentate e costituiscono in genere circa il 10% del totale. Le cisti peridinoidi, l'insieme delle quali fornisce un'indicazione di paleoproduttività marina, probabilmente da apporto continentale di nutrienti all'interno del bacino, arrivano ad un picco del 25% nella sezione di Bruncu Sa Giustizia e si mantengono inferiori al 10% nelle sezioni di Ales e di Villanovafranca-Gesico.

Nelle sezioni di Ales e di Bruncu Sa Giustizia le dinocisti rappresentano circa il 25% circa del totale dei palinomorfi. I palinomorfi di origine continentale sono infatti prevalenti. Più del 70% è costituito dai pollini bisaccati di conifere e la restante percentuale si divide tra resti di alghe, spore di funghi, spore trilete di crittogame, pollini e gusci interni (organici) di foraminiferi. I pollini bisaccati sono noti per la loro capacità di disperdersi per via anemofila ed abbondano negli ambienti distali e oceanici (Brinkhuis, 1994; Torricelli et al., 2006). La scarsità delle dinocisti e l'abbondanza di pollini bisaccati

indica che il bacino deposizionale non era costiero ma si trovava in posizione relativamente distale. Infatti le spore che sono caratteristiche di ambienti molto prossimali per lo scarso trasporto che subiscono a causa delle loro grandi dimensioni e peso (Brinkhuis, 1994), sono sempre scarsamente presenti.

La sezione di Florinas (FL) fa parte della Fm. dei Calcari di Mores (Funedda et al., 2000) ed è attribuita all'intervallo NN4 della zonazione a nannoplancton (Maxia & Pecorini, 1969; Pomesano Cherchi, 1971a; Spano, 1983; Spano & Asunis, 1984; Assorgia et al., 1988; Mazzei & Oggiano, 1990; Martini et al., 1992; Odin et al., 1994).

La biostratigrafia a dinoflagellati della sezione può basarsi principalmente sul riconoscimento della prima comparsa di *Operculodinium piaseckii*.

L'associazione a dinocisti presenta una bassa diversità specifica con 21 taxa per lo più indicativi di un ambiente prossimale (zona litorale). Le specie tipicamente costiere, infatti, costituiscono circa il 70% del totale, mentre le specie indicative di ambiente neritico esterno e oceanico costituiscono rispettivamente il 28% e il 3%. La percentuale di dinocisti sul totale dei palinomorfi è pari al 38%, i pollini bisaccati occupano anch'essi il 38% del totale, i pollini non saccati costituiscono il 19% del totale, le spore trilete occupano l'1%, le spore di alghe occupano il 4%, mentre gli altri palinomorfi sono del tutto assenti. L'abbondanza dei pollini non saccati fa desumere che il bacino deposizionale era vicino alla costa. Il dato paleoecologico è in accordo con i dati relativi al tipo di deposito e alla sua composizione organogena.

Le associazioni a dinocisti dei due sondaggi di Bonorva (BNR #5 e BNR #6), che interessano la Formazione delle Marne di Borutta riferita al Burdigaliano superiore-Langhiano (Funedda et al., 2000; Mazzei & Oggiano, 1990), sono comprese nell'intervallo biostratigrafico NN4-NN5.

I dati biostratigrafici a dinoflagellati si basano principalmente sulla presenza di cinque specie *index*: *Melitasphaeridium choanophorum*, *Coosteaudinium aubryae*, *Palaeocystodinium striatogranulosum*, *Operculodinium piaseckii* e *Hystriosphaeopsis obscura*, che permettono di definire un'età compresa tra il Burdigaliano superiore e il Langhiano superiore.

Le associazioni a dinocisti sembrano appartenere al limite neritico interno-esterno con specie in larga parte indicative di un ambiente prossimale (37 taxa). Le specie indicative di ambiente neritico esterno raggiungono picchi del 35% circa in alcuni dei campioni esaminati, mentre le specie tipicamente oceaniche non superano mai il 5%. Le cisti peridinioidi sono quasi del tutto assenti. Ciò potrebbe indicare un ambiente altamente oligotrofico. Tale risultato potrebbe però essere dovuto ad un differente trattamento palinologico che i campioni hanno subito. La percentuale media delle dinocisti conteggiate sul totale dei palinomorfi è del 56%, i pollini bisaccati occupano il 21% del totale, i pollini non saccati costituiscono il 2%, le spore trilete occupano in media l'8% al pari delle alghe di acqua dolce e i gusci interni di foraminiferi costituiscono il 4% del totale dei palinomorfi. La scarsità dei pollini bisaccati e l'abbondanza di dinocisti di ambiente prossimale sul totale delle dinocisti conteggiate, indica che il bacino deposizionale era vicino alla linea di costa (ambiente infralitorale). Le spore, infatti, arrivano ad un picco massimo del 10,63%.

L'associazione a dinocisti della sezione di Sestu (cava Sa Forada; SSF) che appartiene alla Formazione delle Marne di Fangario (Cherchi, 1974; Cherchi et al., 1985; Robba & Spano, 1978), la

cui estensione stratigrafica corrisponde alla biozona a nannoplancton NN5 riferibile al Langhiano medio-superiore, presenta la più alta diversità specifica riscontrata in questo studio (62 taxa).

Le specie *index* riconosciute nella sezione sono: *Barssidinium taxandrianum*, *Cerebrocysta poulsenii*, *Hystrichosphaeropsis obscura*, *Labyrinthinium truncatum*, *Melitasphaeridium choanophorum*, *Operculodinium janduchenei*, *Operculodinium piaseckii*, *Operculodinium variabile*, *Palaeocystodinium striatogranulosum* e *Unipontidinium aquaeductum*.

Predominano da un punto di vista paleoecologico le specie indicative di ambiente neritico esterno (circa 45%). Le specie tipicamente oceaniche rappresentano mediamente il 5% su tutta la sezione. Le cisti peridinioidi sono presenti con medie intorno al 3-4%. Complessivamente l'ambiente deposizionale è riferibile ad una piattaforma esterna che risente della presenza di acque calde come si può evidenziare dalla presenza costante di *Spiniferites mirabilis*. La presenza di microflora calde era già stata messa in evidenza anche da Corradini (1985) per la stessa sezione, secondo il quale l'incremento della diversità specifica in particolare delle specie neritiche tropicali e temperate, suggerirebbe lo stabilizzarsi di condizioni neritiche maggiormente distali nel bacino meridionale della Sardegna e la diminuzione dell'influenza delle correnti fredde dell'Atlantico nel Mediterraneo occidentale. Sul totale dei palinomorfi, le dinocisti occupano circa il 55%, mentre i pollini bisaccati arrivano ad un picco massimo del 35%. Tutti gli altri palinomorfi sono presenti in minor percentuale (circa 5% nel totale).

L'associazione della sezione di Capo San Marco appartenente alla Formazione di Capo San Marco (Pecorini, 1972a; Cherchi, 1974; Cherchi et al., 1978a), della quale ne rappresenta soltanto la parte inferiore, presenta anch'essa un'alta diversità specifica (43 taxa differenti).

Le specie *index* (*Operculodinium janduchenei*, *O. piaseckii*, *Melitasphaeridium choanophorum*, *Achomosphaera andalousiensis* e di *Selenopemphix armageddonensis*) permettono di riferire la sezione alla nannozona NN11b in accordo con la stessa datazione indicata da precedenti autori (Cherchi et al., 1978; 1985c e Cherchi & Martini, 1981).

Da un punto di vista paleoecologico abbondano specie di piattaforma e specie ubiquitarie. In particolare le specie di piattaforma esterna (*Spiniferites ramosus*, *Batiacasphaera* spp.) superano il 50% del totale e indicano acque oligotrofiche. Man mano che ci si sposta verso l'alto della sezione, si osservano chiare variazioni nelle associazioni a dinoflagellati che probabilmente indicano una variazione ambientale significativa. La percentuale di *Spiniferites* diminuisce mentre aumenta la percentuale delle specie costiere (*Homotryblum* spp.) tolleranti a variazioni di salinità.

La diminuzione sensibile delle cisti peridinioidi può essere ricondotta alla riduzione dell'apporto organico continentale. La percentuale media di dinocisti sul totale dei palinomorfi è del 32%, i pollini bisaccati occupano il 40% del totale, le spore trilete costituiscono il 18%, i pollini non saccati il 3%, le alghe di acqua dolce il 4% e le spore di funghi il 2%. L'analisi quantitativa (numero dei vari gruppi di palinomorfi o singole specie per grammo di sedimento, per ogni campione) mette in evidenza un sostanziale incremento dei bisaccati e una progressiva diminuzione delle spore trilete dal basso verso l'alto.

Complessivamente le *suites* a dinocisti osservate e presentate nei vari capitoli di questo lavoro si inquadrano bene in un contesto deposizionale principalmente di piattaforma nel quale si possono evidenziare alcuni aspetti:

1. Le associazioni si sviluppano in un mare di piattaforma intercluso tra le due porzioni emerse del basamento sardo, nel quale non hanno modo di svilupparsi le specie oceaniche. Le variazioni che si osservano all'interno delle associazioni a dinocisti sono quindi da attribuire a variazioni del livello del mare che in questo contesto sono principalmente dovute ai movimenti tettonici, i quali hanno anche regolato il flusso degli apporti continentali.
2. Nel Nord Sardegna la deposizione dei calcari di Florinas avveniva in un esteso bassofondo con sviluppo di facies organogena di piattaforma protetta che presumibilmente ostacolava la circolazione superficiale da Nord a Sud del braccio marino.
3. In sintesi queste associazioni si caratterizzano per essere rappresentative di ambienti di piattaforma che raggiungono presumibilmente profondità non superiori ai 200 metri.

La sezione di Capo San Marco si inquadra in un contesto geodinamico differente da quello delle altre sezioni, che è legato alla crisi di salinità nel Mediterraneo (Cita, 1973). Lo studio effettuato in questa tesi è solo parziale, ma tuttavia evidenzia una marcata variazione di salinità. Ulteriori studi sarebbero necessari per dare un quadro completo delle variazioni delle associazioni al variare delle condizioni marine.

3.4.1. Biostratigrafia della Sardegna

Lo studio delle associazioni a dinocisti ha permesso di identificare un certo numero di bioeventi all'interno delle successioni.

Si tratta in alcuni casi di bio-orizzonti caratterizzati da un evento di comparsa o di scomparsa (FO – LO, *first occurrence* e *last occurrence*), in altri casi si tratta di *taxa range*.

Si è deliberatamente scelto di non suddividere la successione studiata in unità biostratigrafiche tradizionali (biozone) e di privilegiare l'uso dei bio-orizzonti e dei *taxa range* per eseguire correlazioni nell'area mediterranea (rapporto interno ENI, 2001) e nella scala globale (Brinkhuis et al., 2009) quando gli eventi sono chiaramente sincroni.

3.4.1.1. Eventi riconosciuti

Cordosphaeridium cantharellus

FO. L'evento di prima comparsa è osservabile dalla base della sezione di Ales. Verosimilmente si estende nell'Oligocene superiore analogamente a quanto si osserva nel Mediterraneo occidentale: sezione di Monte Bello d'Urbino, biozona DO3 (Biffi & Manum, 1988) e nelle sezione di Serole (regione delle Langhe), Lan-1A (Powell, 1986b).

LO. L'evento di ultima comparsa è osservabile nella sezione di Barumini. In ambito mediterraneo scompare in NN1 (Powell, 1986b) e in NN4 (Biffi & Manum, 1988). A scala globale la LO è riportato in NN4 sia alle medie latitudini dell'emisfero settentrionale che all'Equatore (Brinkhuis et al., 2009).

In Sardegna il *range* di distribuzione di *C. cantharellus* è compreso all'interno della nannozona NN2 alla transizione N4-N5 della zonazione a foraminiferi.

Hystriosphaeopsis obscura

FO. Si osserva nella sezione di Ales (NN2). In ambito mediterraneo la sua comparsa varia dall'Oligocene superiore (NP25) (Powell, 1986a), dal tetto di NN2 (Zevenboom, 1995) e dal tetto di NN3 (rapporto interno ENI, 2001). Alle medie latitudini Nord la FO di *H. obscura* cade all'interno della biozona NN2 (Munsterman & Brinkhuis, 2004) analogamente a quanto osservato in Sardegna.

LO. L'estensione della specie si osserva per tutta la sequenza studiata fino a Capo San Marco (NN11b). Il dato di scomparsa trova riscontro con quanto riportato da altri autori (Dybkjær & Piasecki, 2008).

Thalassiphora rota

Range. La specie è presente nella sezione di Ales e la sua distribuzione è inclusa in NN2. Questo dato è in sintonia con quanto riportato da Dybkjær & Piasecki (2008) per sezioni del Neogene del territorio di Danimarca.

Exochosphaeridium insigne

Range. È osservata nelle sezioni di Villanovafranca-Gesico e Barumini. L'estensione è inclusa in NN2 fino alla base di NN3. Sia in area mediterranea che a scala globale si osserva in parte della biozona NN2 ed in NN3 (rapporto interno ENI, 2001; Dybkjær & Piasecki, 2008; Brinkhuis et al., 2009) indicando l'elevata correlabilità di questo evento rispetto alla scala temporale.

Saturnodinium sp. cf. perforatum sensu de Verteuil & Norris, 1996

Range. La specie è osservata per tutta la sezione di Villanovafranca-Gesico (parte superiore di NN2 ed N5, biozona a foraminiferi) e l'estensione è in sintonia con quanto osservato in sezioni del Mare del Nord (Louwey et al., 2000) e in area mediterranea (rapporto interno ENI, Biffi & Torricelli, 1995).

Operculodinium piaseckii

FO. È osservata nella sezione di Florinas, San Giovanni (biozona NN4) ed è in sintonia con l'evento di prima comparsa in area mediterranea riportato nel rapporto interno ENI (2001).

Melitasphaeridium choanophorum

FO. Si osserva nella Fm. delle Marne di Borutta riferibili a parte di NN4 ed NN5. La prima comparsa di *M. choanophorum* pone qualche problema di correlazione. Nelle Langhe (Powell, 1986b) è riportata al tetto di NP25, mentre in area mediterranea il rapporto interno ENI (2001) riferisce la prima comparsa all'interno della biozona a nanoplankton NN4 in analogia a quanto osservato in Sardegna.

Cousteaudinium aubryae

FO. L'evento è osservato nelle Marne di Borutta in immediata successione all'evento precedente. Rispetto alla scala globale per l'emisfero Nord la presenza della specie nella successione della Sardegna è correlabile come evento tardivo (NN4) e in sintonia con quanto già riscontrato in area mediterranea (rapporto interno ENI, 2001).

Palaeocystodinium striatogranulosum

FO. È stata osservata nella Fm. delle Marne di Borutta e nella Fm. delle Marne di Fangario. È interessante la corrispondenza tra la successione degli eventi di prima comparsa di *C. aubryae* e *P. striatogranulosum* per analogia a quanto riportato in area mediterranea (rapporto interno ENI, 2001), dove la comparsa di *P. striatogranulosum* è correlabile con l'inizio della biozona NN5.

Cerebrocysta poulsenii

FO. Si osserva alla base della sezione di Sestu e si estende fino alla base della sezione di Capo San Marco. In area mediterranea l'estensione è riportata nell'intervallo biozonale NN4-NN6, mentre a scala globale è compresa nell'intervallo NN4-NN7.

Labyrinthodinium truncatum

FO. La specie è stata osservata nella parte inferiore della successione di Sestu. Non si osserva in altra parte della successione, né in successione più giovane. Non è una specie comune e questa caratteristica è costante anche nella sua area di distribuzione. A scala globale l'estensione è molto ampia (NN2-NN11b) (Brinkhuis et al., 2009); in area mediterranea la specie è riscontrata in un intervallo stratigrafico compreso tra NN4 ed NN7. L'osservazione fatta a Sestu probabilmente coincide con la sua FO nel Mediterraneo.

Operculodinium janduchenei

FO. È riscontrata in tutta la successione delle Marne di Fangario e in Capo San Marco. In area mediterranea e nel Bacino Piemontese la FO è alla transizione NN4-NN5. Al di fuori dell'area mediterranea la prima comparsa è riportata in NN8 (Poulsen et al., 1996).

Unipontidinium aquaeductum

Range. La specie ad ampia distribuzione geografica presenta un *range* che può variare leggermente nell'emisfero settentrionale, nelle regioni equatoriali e in area mediterranea (NN4-NN8). La FO è però sempre al passaggio NN4-NN5 e la LO coincide con la transizione NN5-NN6 in area mediterranea

(rapporto interno ENI, 2001). Nella sezione di Sestu la prima comparsa della specie si osserva a partire dalla base fino al top la sezione.

Achomosphaera andalousiensis

FO. La specie è stata riconosciuta nella Fm. di Capo San marco. La FO sia in area mediterranea che extra-mediterranea varia tra la parte alta di NN6 ed NN8 (Powell, 1986b; Poulsen et al., 1996; rapporto interno ENI, 2001; Dybkjær & Piasecki, 2008; Brinkhuis et al., 2009). L'estensione prosegue almeno fino a NN11.

Questo dato da solo non costituisce un evento correlativo univoco, tuttavia è significativo perché caratterizza una *suite* di dinocisti del Miocene superiore.

Selenopemphix armageddonensis

FO. Per questa specie vale quanto osservato nella precedente. La FO in area extra-mediterranea varia tra NN10 ed NN11b. In area mediterranea la FO è riportata tra NN7 ed NN8 (rapporto interno ENI, 2001) e all'interno di NN11 (rapporto interno ENI, 1995).

In sintesi la successione sedimentaria della Sardegna meridionale si riconosce, sulla base degli eventi sopra indicati, in una successione sedimentaria caratterizzata da: FO di *C. cantharellus*, FO di *H. obscura* ed FO di *Thalassiphora rota* per quanto riguarda la Formazione delle Marne di Ales; includendo l'intervallo cronostratigrafico Aquitaniano-Burdigaliano medio che potrebbe estendersi al Chattiano superiore nella parte basale.

Per quanto riguarda la Formazione della Marmilla nelle sezioni di Villanovafranca-Gesico e Barumini gli eventi riconosciuti (*range* di *S. cf perforatum* ed *E. insigne*) inducono a considerare l'estensione della formazione inclusa in NN2 fino alla transizione a NN3 in analogia con l'area mediterranea e la scala globale di distribuzione.

La diversa composizione delle associazioni delle formazioni di Ales e della Marmilla non esclude la possibilità che esse siano messe in parziale successione cronologica.

Nel Nord Sardegna la deposizione dei calcari biogeni avviene nel Burdigaliano superiore (NN4), ma non è possibile stabilire la sua estensione sulla base delle associazioni a dinocisti. Passa superiormente e lateralmente alla Formazione delle Marne di Borutta (Mazzei & Oggiano, 1990; Funedda et al., 2000). Sulla base degli eventi a dinocisti, questo studio può riferire le due formazioni all'intervallo NN4 (parte superiore) e parte di NN5 (Langhiano inferiore).

Gli eventi di prima comparsa (*L. truncatum*, *C. poulsenii*, *O. janduchenei*, *P. striatogranulosum*) correlano il deposito delle Marne di Fangario alla transizione biozonale NN4-NN5. Il *range* di *U. aquaeductum* individua l'estensione temporale verosimilmente all'intervallo NN5-NN6 in analogia all'estensione di *U. aquaeductum* in area mediterranea.

La sedimentazione comprensiva delle Marne di Borutta e delle Marne di Fangario potrebbe rappresentare sicuramente tutto il Langhiano e forse parte del Serravalliano. La Formazione di Capo San Marco con tre eventi (FO di *A. andalousiensis* e *S. armageddonensis* e LO di *H. obscura*) è cronostratigraficamente riferibile all'intervallo biozonale NN11 (passaggio Tortoniano-Messiniano). Nella tabella della pagina seguente (Tab. 3.14) è riportato il quadro complessivo della posizione biostratigrafia delle otto sezioni mioceniche sarde considerate in questo studio.

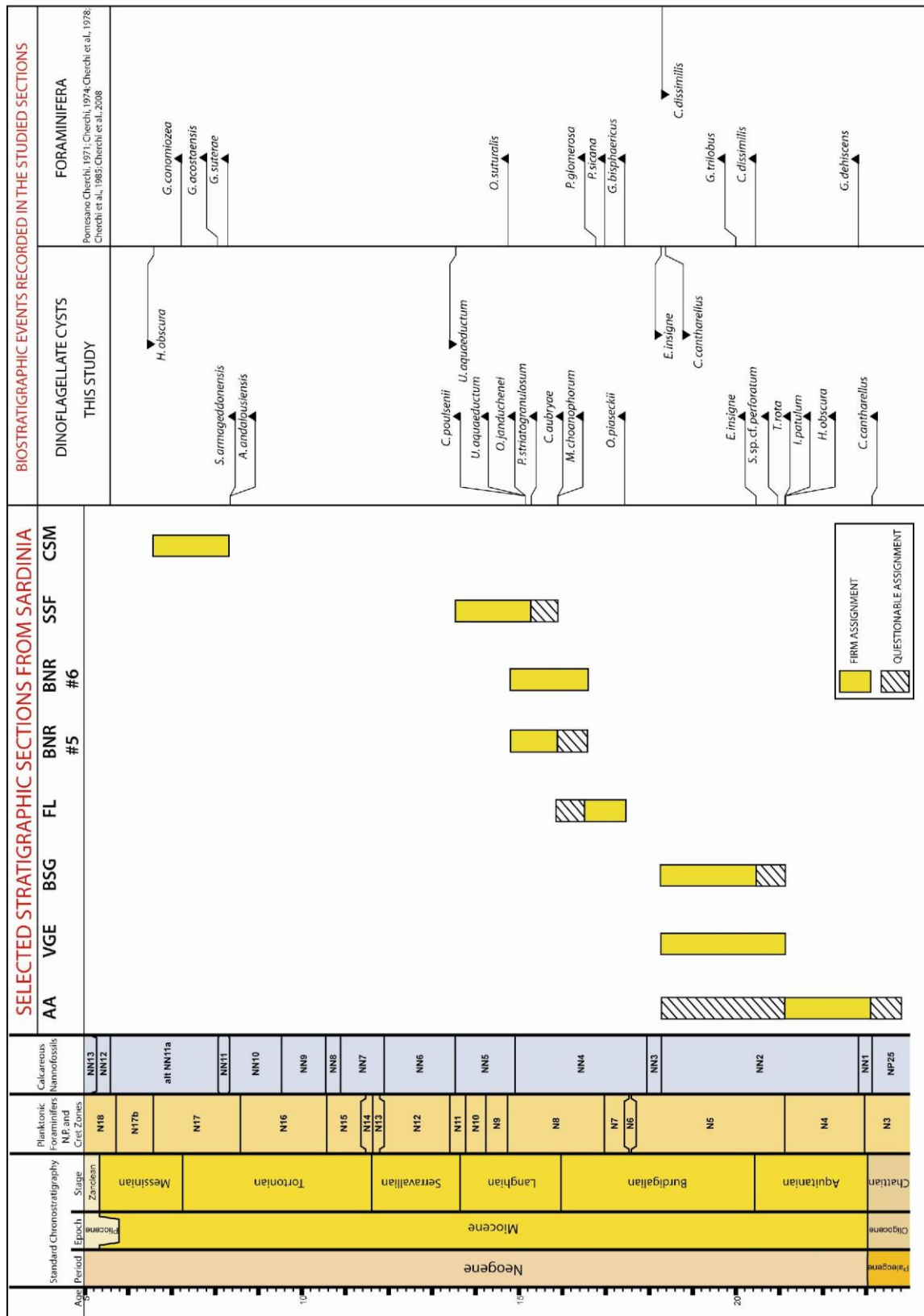


Tabella 3.14. Quadro complessivo della posizione biostratigrafica delle sezioni mioceniche sarde considerate in questo studio.

Capitolo 4. Studio delle associazioni a dinocisti e sporomorfi della successione marina miocenica della Calabria

4.1. L'Arco Calabro-Peloritano nel Miocene: inquadramento geologico dell'area di studio

L'Arco Calabro-Peloritano è una struttura prominente a forma di arco, appartenente alla cintura orogenica del Mediterraneo. Tale arco connette le Magrebidi agli Appennini Meridionali. Esso rappresenta un prisma di accrezione, generato dalla collisione Africa-Europa (Amodio-Morelli et al., 1976; Tortorici, 1982). La sua architettura è costituita da una serie di falde del basamento e da unità tettoniche contenenti ofioliti di età giurassico-cretacica, considerate come rimanenze della vergenza europea. Nel Neogene tale movimento andò a coinvolgere la catena eo-alpina nella formazione della cintura orogenica degli Appennini (Amodio-Morelli et al., 1976). La recente evoluzione geodinamica dell'Arco Calabro-Peloritano si correla strettamente all'apertura del Mar Tirreno meridionale.

L'Arco Calabro-Peloritano è limitato a nord dalla Linea di Sanginetto e a sud dalla Linea di Taormina comunemente interpretate come binari di trascorrenza sinistra e destra rispettivamente. All'interno dell'Arco si riconoscono importanti faglie normali (Ghisetti & Vezzani, 1982; Ghisetti et al., 1991) che separano i principali bacini plio-pleistocenici dalle strutture montuose sollevate (Aspromonte, Serre e Catena Costiera), e deformano profondamente i depositi pleistocenici superiori.

Alvarez (1972, 1976), Dewey et al. (1972), Alvarez et al. (1974), Scandone (1982), Smith & Woodcock (1982), Boccaletti et al. (1984), Rehault et al. (1984), Dercourt et al. (1985), Courme & Mascle (1988), Ziegler (1988), Dewey et al. (1989) e Dercourt et al. (1993) hanno riconosciuto l'alloctonia del blocco crostale calabro-peloritano indicando che esso potrebbe costituire uno dei frammenti di crosta continentale (al pari del Blocco Balearico, della Piccola e Grande Kabilia e del Blocco Sardo-Corso), distaccatosi progressivamente dal margine meridionale della placca europea a partire dall'Oligocene. Vai (1992), al contrario, sostiene che al limite Oligocene-Miocene i vari *terrane*s che ora costituiscono il blocco calabro-peloritano non erano ancora amalgamati. Il distacco della microplacca e il suo successivo avanzamento verso SE potrebbero essere collegati alla collisione tra la placca africana e quella europea, dalla quale sarebbe derivato l'arretramento della zona di subduzione ionica e l'aumento progressivo dell'angolo di subduzione della litosfera oceanica a cui si accompagnerebbero i fenomeni distensivi che caratterizzano la microplacca sovrastante (Cavazza et al., 1997).

In tale contesto, l'edificio dell'Arco Calabro-Peloritano risulta formato da una serie di falde sovrapposte che iniziano con un basamento cristallino pre-Mesozoico (avente, secondo Bonardi et al. (1982) e Vai (1992), marcate analogie con la struttura Austro-sudalpina), coperto da una fascia mesocenozoica con caratteristiche simili a quella delle Alpi. Si tratta di falde derivanti da tale margine alpino impilatesi inizialmente con "vergenza" europea. Successivamente, la struttura di rocce molto antiche, è stata trasportata in blocco con "vergenza" africana ed incorporata alla catena Appenninico-Maghrebide, in fase di costruzione. Questa tendenza evolutiva, fortemente attiva nel tardo Paleogene e Miocene, ha avuto forti impulsi nel Quaternario ed è ancora attiva.

A grandi linee, i rapporti fra i vari complessi geologici che costituiscono l'Arco Calabro-Peloritano sono caratterizzati da contatti di ricoprimento tettonico, il cui ordine di successione a partire dal basso è il seguente (Ogniben, 1969; 1973): Complesso Panormide, Complesso Liguride, Complesso Sicilide, Complesso Calabride, Complesso Antisicilide, Complesso Crotonide. Sopra di essi poggiano i sedimenti postorogeni.

Il *Complesso Panormide*, formato da successioni sedimentarie mesozoiche di calcari con selce, dolomie ed evaporiti e con relativo basamento filladico (Amodio-Morelli et al., 1976; letto A. & letto F., 1998; Lorenzoni & Z. Lorenzoni, 1983).

Il *Complesso Liguride*, che consta di due sequenze ofiolitiche, inferiore e superiore, entrambe interessate da effetti metamorfici (Cello et al., 1991). Il Complesso Liguride deriva da un bacino oceanico pre-orogenico (il dominio Ligure-Piemontese), apertosi nel Giurassico medio tra i domini Europeo-Iberico e Africano-Apulico (Dewey et al., 1989; Schmid et al., 2004). Il Complesso Liguride affiora largamente in tutta la Calabria settentrionale e centrale.

Il *Complesso Sicilide* affiora solo nell'estremo settore nord-orientale della Calabria, nella zona di Amendolara, Oriolo e Rocca Imperiale. Le successioni dei Complessi Liguride e Sicilide ricoprono tettonicamente i terreni panormidi e sono costituite da prevalenti depositi terrigeni, in parte metamorfosati, che evolvono verso l'alto ad una sedimentazione tipicamente fliscioide.

Il *Complesso Calabride*, che si compone di crosta continentale, affetta da metamorfismo da medio ad alto grado con intrusioni plutoniche, è considerato o un resto di margine di placca continentale africana, accumulatosi nel corso del Cretaceo-Paleogene alle falde ofiolitiche per formare la Catena eo-alpina con vergenza europea, sovrascorsa sulla cintura orogenetica appenninica nel Miocene inferiore (Haccard et al., 1972; Alvarez, 1976; Grandjacquet e Mascle, 1978); o un frammento del margine continentale europeo, accumulatosi ai materiali oceanici durante il Paleogene con vergenza africana, sovrascorso sul margine continentale africano nel Miocene inferiore (Ogniben, 1969, 1973; Bouillin, 1984; Bouillin et al., 1986).

Il *Complesso Antisicilide*, costituito dall'Unità delle "Argille Variegate" con inclusi blocchi e lenti del Flysch Numidico e del flysch tardiorogeno calabride, affiora sul versante ionico della Calabria, nell'area delle Serre e dell'Aspromonte.

Ad esso fa seguito il *Complesso Crotonide*, cui appartiene la falda di Cariatì, costituita essenzialmente da argille variegata affioranti tra Punta Alice e Capo Trionto.

I depositi postorogeni iniziano con le arenarie e le sabbie tortoniane; si sviluppano verso l'alto attraverso diversi cicli sedimentari fino ai terrazzi quaternari e terminano con le alluvioni recenti.

L'Arco Calabro-Peloritano è costituito da due settori che si distinguono nell'assetto tettonico e stratigrafico delle unità di cui si compongono, nelle caratteristiche strutturali e nell'evoluzione tettonica (Bonardi et al., 1980, 1996, 2001; Messina et al., 1996a, 2002a). Avendo come riferimento il settore meridionale e ponendolo in contrapposizione al settore settentrionale, si notano le seguenti caratteristiche (Tortorici, 1982):

- Mancanza di unità ofiolitiche,
- Mancanza di metamorfismo alpino nelle unità cristalline,
- Mancanza di unità carbonatiche appenniniche sottostanti alle unità cristalline.

Sulla base dei dati ad oggi disponibili, l'Arco Calabro-Peloritano può essere suddiviso in macrozona, separate dalle grandi strutture depressionarie trasversali originatesi a partire dal Plio-Pleistocene. Nel settore settentrionale vi sono il massiccio della Sila, la Catena Costiera, il Promontorio di Capo Vaticano e il Massiccio settentrionale delle Serre; nel settore meridionale vi sono il Massiccio meridionale e centrale delle Serre, il Massiccio dell'Aspromonte e i Monti Peloritani. Il settore settentrionale dell'Arco Calabro-Peloritano comprende unità tettono-stratigrafiche deformatasi durante l'orogenesi alpina (Haccard et al., 1972; Amodio-Morelli et al., 1976; Scandone, 1982), mentre nel settore meridionale gli eventi metamorfici di età alpina sono documentati solo localmente (Bonardi et al., 1987; Platt & Compagnoni, 1990).

La difficoltà di correlare le unità tettono-stratigrafiche della Calabria settentrionale con quelle della Calabria meridionale e dei Monti Peloritani è stata riscontrata a partire dal 1980. Ciò ha portato a determinare che l'Arco Calabro-Peloritano non è altro che il risultato della giustapposizione dei due settori (o *subterranea*) con una differente evoluzione metamorfica e tettono-stratigrafica (Bonardi et al., 1980; Scandone, 1982; Bonardi et al., 1982a, b; Boccaletti et al., 1984b; Dercourt et al., 1985; Bonardi et al., 1994; 1996). Secondo alcuni di questi autori, il settore settentrionale (che va approssimativamente dalla linea di Sanginetto al *graben* di Mesima) rappresenta un frammento di catena eo-alpina. Il settore meridionale (dal *graben* di Mesima alla linea di Taormina) non mostra caratteristiche di trasporto orogenico con vergenza europea (Bonardi et al., 2001).

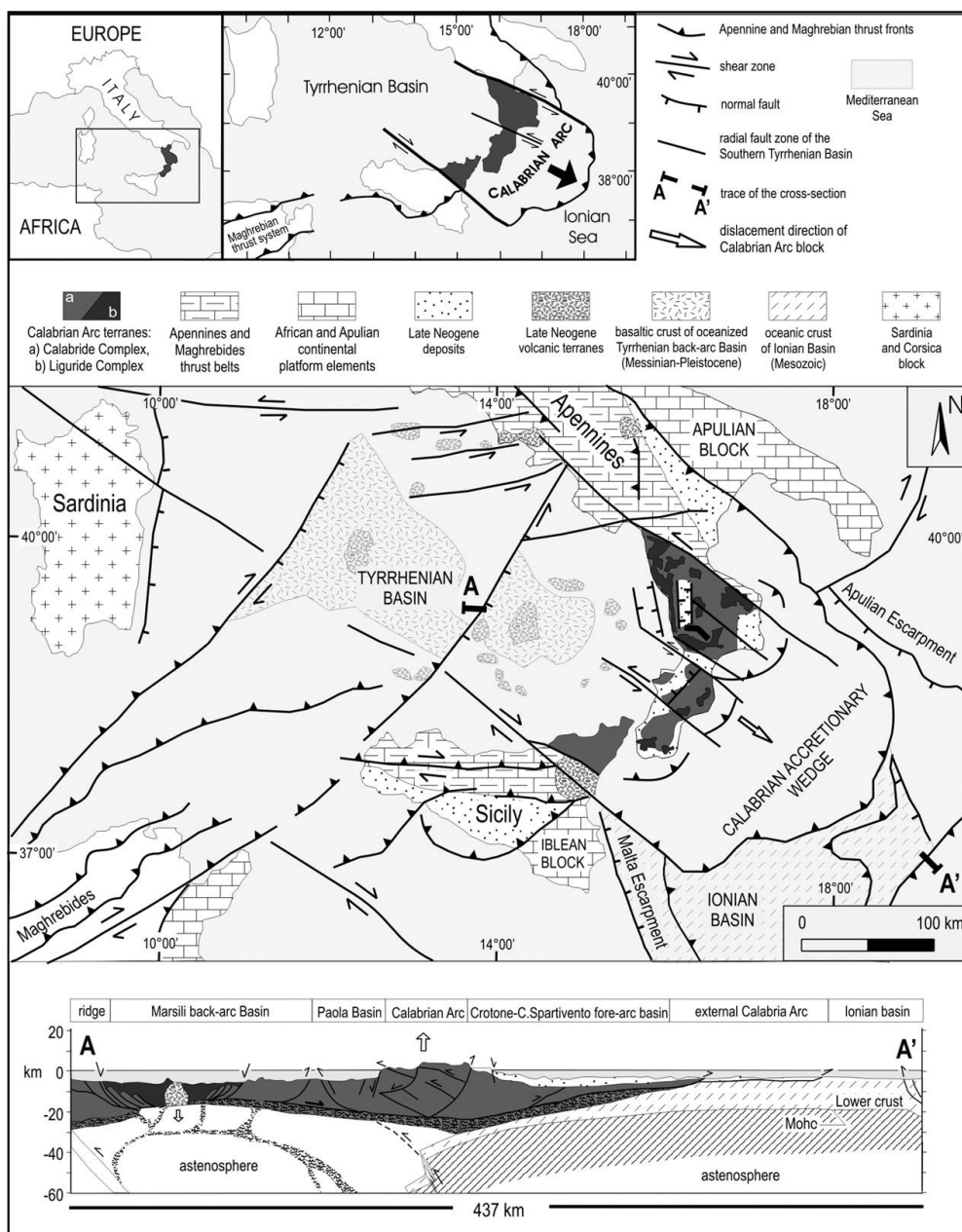


Figura 4.1. Schema geologico della zona centrale del Mediterraneo, con la sezione geologica in basso (da van Dijk & Scheepers, 1995 e van Dijk et al., 2000, modificato). In cima, la localizzazione dell'area di studio, e la mappa tettonica semplificata dell'Arco Calabro-Peloritano (Tansi et al., 2007).

Dal basso verso l'alto, partendo dai lavori di Amodio-Morelli et al. (1976), Bonardi et al. (1976, 1980, 1982), Giunta et al. (1998) e con i dati provenienti dai lavori di Messina et al. (1990, 1992, 1995, 1997a, b), di Giunta & Nigro (1999), di Lentini et al. (2000) e di Bonardi et al. (2001; 2002), si riconoscono nel settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano le seguenti unità tettoniche:

- Unità di Longi-Taormina;
- Unità di Fondachelli, Ali, Mandanici, Mela e Aspromonte;
- Unità di Stilo;
- Unità delle Argille Variegate Antisicilidi.

Le Unità di Longi-Taormina e di Stilo sono sature al tetto dai depositi terziari della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (SCOFm). In particolare, la struttura delle Serre, porzione centrale dell'Arco Calabro-Peloritano, viene suddiviso in due unità tettoniche principali: l'Unità di Polia-Copanello (Fm. Dioritico-kinzigitica) e l'Unità di Stilo (metamorfiti di medio e basso grado, granitoidi ercinici (Amodio-Morelli et al., 1976), le quali sono divise dalla subunità tonalitica di Cardinale.

L'Unità di Stilo affiora estesamente nella parte meridionale ed orientale delle Serre, ove sovrasta tettonicamente l'Unità di Polia-Copanello. Tale unità forma una serie di *klippen* più o meno estesi nella Sila Piccola e nella Catena Costiera, i quali poggiano tettonicamente su quasi tutte le unità della Catena Alpina (Lorenzoni & Zanettin Lorenzoni, 1975). Il contatto con le unità sottostanti ha un andamento irregolare e marcatamente ondulato ed è caratterizzato da forte tettonizzazione.

Al di sopra della Formazione di Stilo Capo d'Orlando vi è l'Unità delle Argille Variegate Antisicilidi (Ogniben, 1960).

L'Unità di Longi-Taormina è caratterizzata da una sequenza continua avente al *top* il Flysch Frazzanò, ritenuto in precedenza di età eo-oligocenica (Ogniben, 1960) e oggi attribuito all'Oligocene superiore-Aquitano (de Capoa et al., 1997). All'Unità di Stilo appartengono le formazioni di Palizzi e di Pignolo; quest'ultima è stata considerata inizialmente come la base della formazione di Stilo-Capo d'Orlando e poi come formazione a sé stante (Bonardi et al., 2002). Le formazioni terziarie di Palizzi (Rupeliano) e di Pignolo (Rupeliano superiore-Aquitano) non sono mai state trovate in contatto tra loro anche se è ipotizzata una discordanza angolare tra le due. L'intera successione sedimentaria dell'Unità di Stilo è caratterizzata da diverse lacune e dalla presenza di terreni cenozoici che sono ancora oggetto di dibattito.

Secondo Amodio-Morelli et al. (1976), si riconoscono nel settore settentrionale dell'Arco Calabro-Peloritano (Catena Costiera, Serre settentrionali e Sila) le seguenti unità tettoniche nella Catena Alpina:

- Unità di Polia-Copanello (Fm. Dioritico-kinzigitica),
- Unità di Malvito,
- Unità di Diamante-Terranova,
- Unità di Castagna,
- Unità di Bagni-Fondachelli,
- Unità del Monte Gariglione,
- Unità di Gimigliano,
- Unità del Frido,
- Unità di Longobucco (Unità della Sila);

nella Catena Appenninica vi sono le seguenti unità:

- Unità di Verbicaro,
- Unità di San Donato.

L'Unità di Polia-Copanello affiora estesamente in tutta la Calabria, dalla Catena Costiera alla Sila, alle Serre. Questa Unità è la più elevata tra le unità attribuite con certezza alla Catena Alpina.

Essa giace tettonicamente sull'Unità di Castagna e, soprattutto nella parte settentrionale della Catena Costiera, su tutte le unità più basse.

L'Unità di Malvito (Dietrich et al., 1977) affiora estesamente a cavallo della linea di Sangineto; è costituita da metabasiti (metabasalti verdi e rossicci a grana fine o media) con una copertura prevalentemente calcarea. Tettonicamente poggia sull'Unità di Diamante-Terranova o sull'Unità di Gimigliano ed è sottostante all'Unità di Polia-Copanello.

L'Unità di Diamante-Terranova (Dietrich et al., 1977) consiste di metabasiti massicce o scistose e serpentiniti di età supposta giurassico-cretacica inferiore (Amodio-Morelli et al., 1977). L'unità poggia tettonicamente sull'Unità del Frido ed è coperta tettonicamente dall'Unità di Malvito.

L'Unità del Frido, di età cretacica, affiora a sud della linea di Sangineto come la più bassa delle falde alpine; essa sovrasta le unità appenniniche di San Donato e Verbicaro, ed è costituita da un'alternanza di argilloscisti quarzo-arenitici e calcari arenacei, il tutto affetto da metamorfismo di basso grado.

L'Unità di Gimigliano (Dietrich et al., 1977) affiora diffusamente in Catena Costiera e in Sila Piccola dalla linea di Sangineto fino all'allineamento Nicastro-Gimigliano. Nell'ambito dell'unità sono state riconosciute alcune differenze nelle metabasiti di cui è costituita e nella loro copertura calcarea sedimentaria (Amodio-Morelli et al., 1976).

L'Unità di Bagni-Fondachelli è molto estesa ed affiora nella Catena Costiera, nelle Serre settentrionali e nella Sila; è tettonicamente interposta tra l'Unità di Gimigliano a letto e le Unità di Mandanici e di Castagna a tetto (Amodio-Morelli et al., 1976).

L'Unità di Castagna in Calabria è compresa tra l'Unità di Bagni-Fondachelli e l'Unità di Polia-Copanello e nei Monti Peloritani (eccetto i Peloritani nord-orientali), l'Unità comprende tutte le metamorfiti di medio e alto grado sovrastanti l'Unità di Mandanici. L'Unità di Castagna affiora diffusamente nella parte meridionale della Sila, nella Catena Costiera e nelle Serre settentrionali (e. g., Borsi & Dubois, 1968; Colonna & Piccarreta, 1975a, b, 1976; Amodio-Morelli et al., 1976).

L'Unità di Monte Gariglione, istituita da Dietrich et al. (1977), affiora estesamente nella Sila. La superficie di contatto con le sottostanti unità di Longobucco, di Polia-Copanello, di Castagna e di Bagni-Fondachelli è contrassegnata da una fascia di cataclasi.

Le Unità appenniniche di Verbicaro e di San Donato sono in contatto con la Catena Alpina a nord e a sud della linea di Sangineto. L'Unità di San Donato, di età triassica medio è la più bassa geometricamente ed è costituita da filladi con intercalazioni locali di calcare e metabasiti. L'Unità di Verbicaro è la più alta tra le coltri dell'Appennino calcareo e corrisponde alle "serie a selce" di Grandjacquet & Grandjacquet (1962).

In questo studio particolare attenzione è stata data all'Unità di Longobucco (Unità della Sila). Quest'ultima si presenta suddivisa in una serie di scaglie di ordine inferiore, ciascuna costituita da porzioni di basamento e di copertura, la quale presenta, nelle varie scaglie, differenze di facies o di sviluppo seriale. L'analisi delle facies permette di riconoscere l'esistenza di un bacino di sedimentazione complesso con tettonica sinsedimentaria molto attiva. L'Unità di Longobucco presenta vergenza africana in quanto la vergenza delle varie scaglie che la costituiscono è chiaramente orientale in Calabria e meridionale in Sicilia (Amodio-Morelli et al., 1976); è un'unità alpina e non

appenninica in quanto il momento della tetto-genesi è precedente la deformazione di quella parte del margine continentale africano che ha generato l'Appennino.

4.2. Materiali e metodi di studio

4.2.1. Descrizione delle sezioni calabresi

In questo studio sono stati presi in considerazione sette affioramenti campionati nei tre domini geografici dell'Arco Calabro-Peloritano. Due sono localizzati nel settore delle Serre e sono appartenenti alla Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (Valle dello Stilaro destra e Stilo-Stignano) e altri due appartengono alla Formazione delle Arenarie a *Clypeaster* (Valle dello Stilaro sinistra e Prachi). Nel settore dell'Aspromonte è situato un affioramento appartenente alle Argille Varicolori (Bovalino) e uno appartenente alla Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (Madonna del Carmine). Nel settore della Sila è stato campionato un affioramento a Caloveto discordante sull'Unità della Sila e appartenente alla Formazione delle Arenarie a *Clypeaster*. Si riporta di seguito uno schema geologico dell'Arco Calabro-Peloritano (modificato da Moratti & Chalouan, 2006) indicante la posizione degli affioramenti studiati.

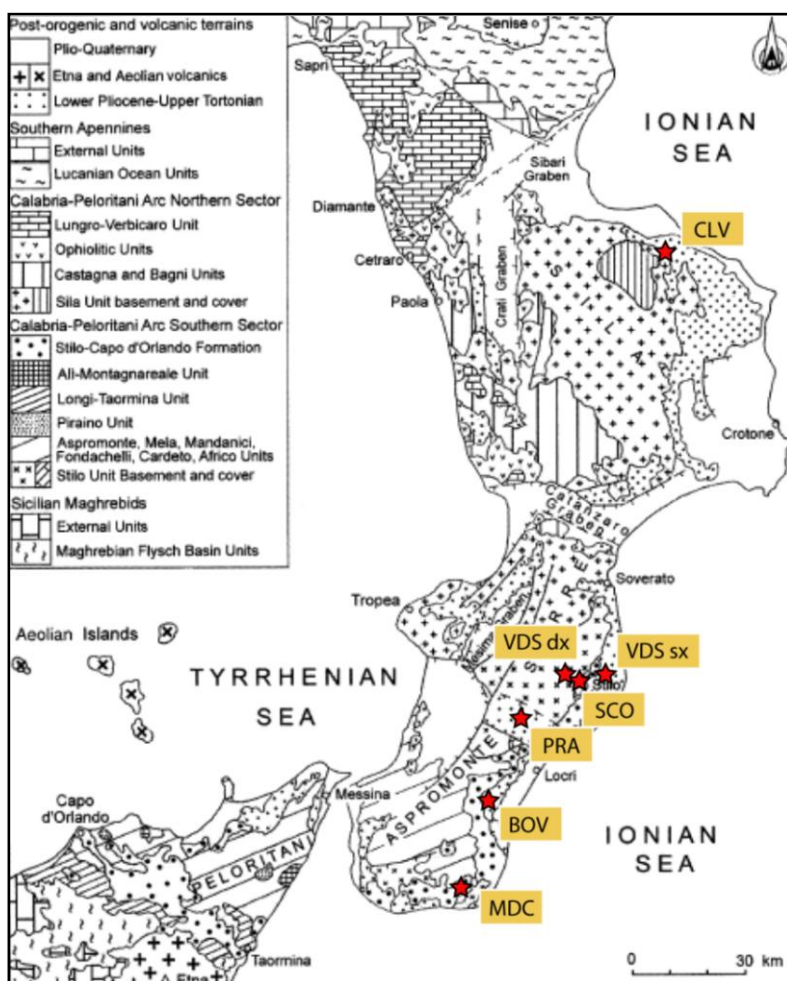


Figura 4.2. Posizione delle sezioni campionate all'interno dell'Arco Calabro-Peloritano (schema geologico tratto e modificato da Moratti & Chalouan, 2006): CLV=Caloveto; VDS dx=Valle dello Stilaro destra; VDS sx=Valle dello Stilaro sinistra; SCO=Stilo-Stignano; PRA=Prachi; BOV=Bovalino; MDC=Madonna del Carmine.

4.2.1.1. Formazione di Stilo-Capo d'Orlando

La Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (SCOFm) è una sequenza sedimentaria che affiora estesamente lungo la costa Ionica della Calabria meridionale per 150 km, dal Comune di Stilo all'area di Reggio Calabria fino ai Monti Peloritani in Sicilia per 2000 km² di larghezza. In particolar modo è ben rappresentata nella zona dell'Aspromonte (settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano), in cui affiorano l'Unità di Longi-Taormina e l'Unità di Stilo.

La F.ne di Stilo-Capo d'Orlando è costituita essenzialmente da conglomerati, arenarie e depositi argillosi (*mudrock*), la cui sedimentazione si interrompe durante il Langhiano, a seguito del ricoprimento tettonico da parte di una coltre di argille variegata ("Argille Varicolori", Unità Antisicilidi), di dubbia provenienza (Bonardi et al., 2002) ed interpretate come probabile retroscorrimento del Bacino Sicilide (Ogniben, 1960; 1969; 1973). Secondo Heymes et al. (2008), la deposizione di SCOFm potrebbe essere contemporanea al primo *step* dell'apertura del bacino algerino.

Cavazza & DeCelles (1993), hanno riconosciuto all'interno della SCOFm tre principali corpi sedimentari:

1. Lutiti e marmi, interpretati come rappresentanti della sedimentazione emipelagica del bacino;
2. Estesi corpi di conglomerati con strutture deposizionali, interpretate come *debris flow* legati a *paleo-canyons* marini;
3. Torbiditi sabbiose finemente stratificate associate a strati più spessi di arenarie.

Questo tipo di sedimentazione è stato interpretato da Bonardi et al. (2002) come il risultato dell'erosione di importanti rilievi a seguito dell'impilamento delle unità tettoniche in tutto l'Arco Calabro-Peloritano.

Dominici & Sonnino (2009) affermano che la SCOFm è stata erroneamente interpretata come una sequenza di depositi marini profondi (sistemi torbiditici, *canyon* sottomarini, *muddy slope*, complessi di canale e di lobo, etc), ma di fatto la sequenza mostra solo depositi di ambiente continentale, transizionale e di piattaforma. Nelle valli di Assi e di Stilaro, la SCOFm consiste principalmente di depositi di conoide alluvionale (conglomerati), con paludi locali (lignite), e depositi di transizione (arenaria). Vicino ai comuni di Prisdarello e Gioiosa Ionica, la sequenza di SCOFm inizia con conglomerati rossi, sviluppandosi in depositi fluviali e deltizi e in arenarie di piattaforma. Tra i comuni di Agnana Calabria, Canolo e Antonimina, la sequenza deposizionale è costituita di depositi continentali (conoide alluvionale, fiume, paludi con spessi strati lignitici), depositi di spiaggia e di acque poco profonde (mare epicontinentale). Nelle aree di San Luca e Pietra Cappa, affiorano depositi di conoide alluvionale, conglomerati fluviali e arenarie deltizie. In prossimità di Bova, Pentidattilo e Montebello Ionico le spesse conoidi alluvionali conglomeratiche mostrano una transizione molto rapida verso depositi marini poco profondi (arenarie e scisti), evidenziando una tettonica sinsedimentaria. In Sicilia, nei pressi di Randazzo, la sequenza di SCOFm mostra depositi di palude, di spiaggia e di piattaforma (Dominici & Sonnino, 2009).

La Fm. di Stilo-Capo d'Orlando presenta alcune importanti caratteristiche (Dominici & Sonnino, 2009):

1. mostra sempre un'unità inferiore (continentale e di transizione) e un'unità superiore (superficiale marina);
2. l'unità inferiore presenta uno spessore molto variabile (da 5 a 600 m);
3. vi è una transizione tra la facies continentale e quella marina, localmente, molto brusca (50 cm), ma sono presenti anche facies di transizione (delta);
4. i depositi marini profondi (ad esempio, i depositi di *slope* o di ventaglio delle conoidi) sono del tutto assenti;
5. localmente, tra la SCOFm e il basamento cristallino vi sono sottili formazioni sedimentarie (Formazioni di Palizzi e di Pignolo).

In base al contenuto faunistico ritrovato nelle calcareniti della SCOFm, gli autori propongono differenti età:

- Oligocene inferiore (Weltje, 1992);
- Oligocene superiore (Cavazza et al., 1997; Courme & Mascle, 1988; Meulenkamp et al., 1986; Patterson et al., 1995);
- Rupeliano superiore e Burdigaliano inferiore (Heymes et al., 2008);
- Aquitaniano superiore (Bonardi et al., 1980);
- Burdigaliano medio-superiore (Bonardi et al., 2002).

In particolare, secondo Bonardi et al. (1980), il bacino di sedimentazione della Fm. di Stilo-Capo d'Orlando si individua a partire dall'Aquitano su un settore già deformato costituito da una pila di unità alpine a probabile vergenza africana.

Secondo Bonardi et al. (2002), insieme ai taxa presenti a partire dall'Aquitano (*Discoaster druggii*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera mediterranea*, *Triquetrorhabdulus* cf. *milowii*), tutte le sezioni presentano taxa indicanti un'età non più vecchia del Burdigaliano. Secondo Young (1999), gli strati basali della formazione nell'area di Stilo sono caratterizzati dalla presenza di *Helicosphaera scissura* e *Sphenolithus calyculus* (biozona NN3 della zonazione a nannoplancton). Nelle aree di Monte Scifa e del fiume Antonimina è stata riscontrata la presenza di *Discoaster aulakos*, *Helicosphaera scissura* e *Sphenolithus belemnos* (biozona NN3 della zonazione a nannoplancton). Infine, a Capo d'Orlando in Sicilia, la presenza nei livelli basali, di *Calcidiscus* cf. *leptoporus*, *Discoaster stellulus*, *Discoaster* cf. *variabilis* e *Sphenolithus heteromorphus*, ha permesso di attribuire quest'area al Burdigaliano superiore (biozona a nannoplancton NN4). In tutte le sezioni della Fm. di Stilo-Capo d'Orlando sono stati spesso riscontrati anche taxa del Cretaceo e del Palaeogene rielaborati.

Studi sulla Fm. di Stilo-Capo d'Orlando è ancora in corso.

4.2.1.1.1. Sezione di Valle dello Stilaro destra, Stilo (VDS dx)

La sezione in affioramento è situata a destra della Valle del fiume Stilaro nel settore meridionale della Calabria all'interno del Massiccio delle Serre (Unità di Stilo) lungo la Strada Provinciale Stilo-Camini. Si tratta della parte inferiore della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando. L'affioramento (Fig. 4.3) è costituito da marna grigia, che mostra uno spessore stratigrafico di appena due metri, da cui sono stati prelevati tre campioni indicati con la sigla VDS DX.

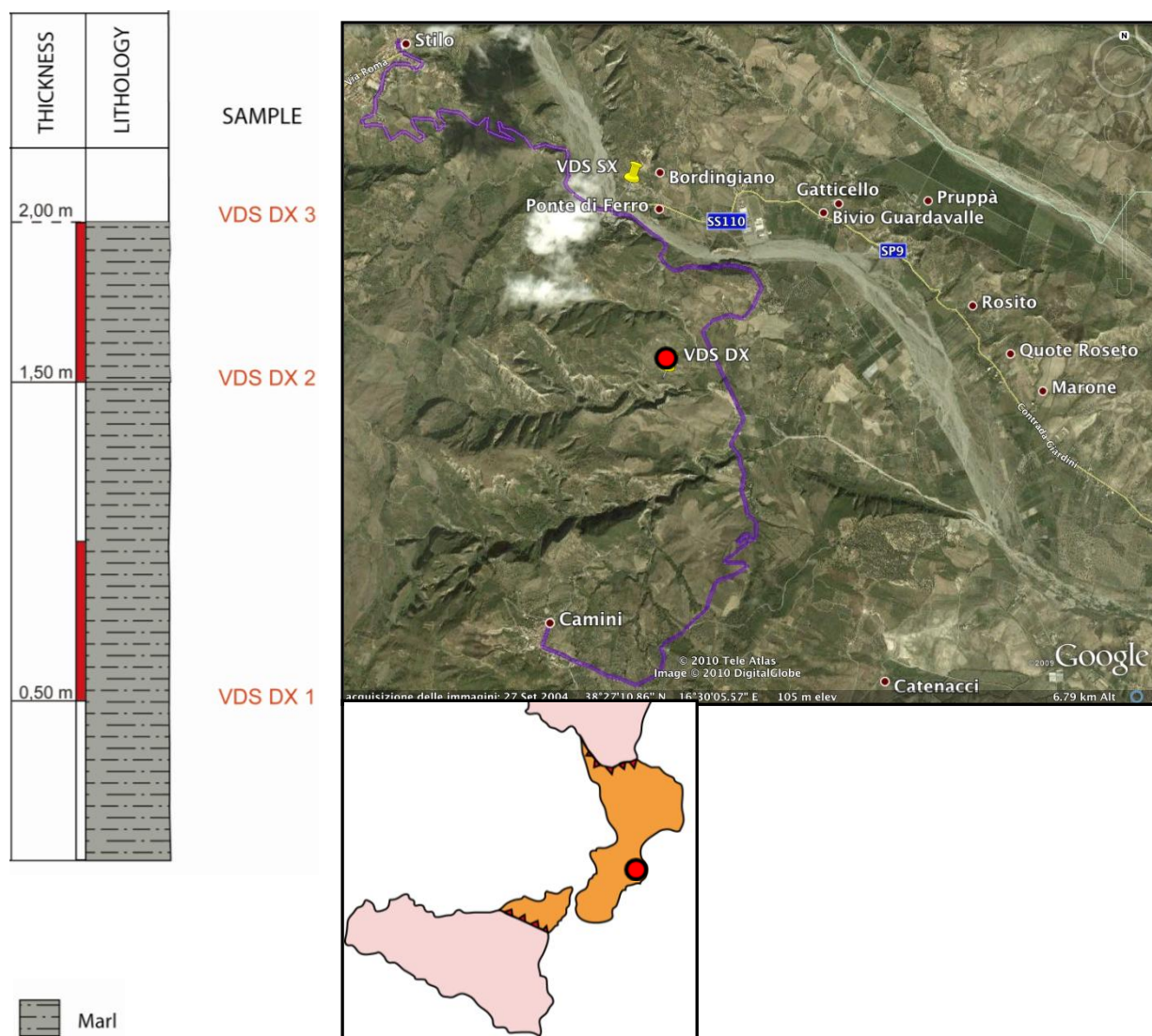


Figura 4.3. Litostratigrafia della sezione di Valle dello Stilaro dx e posizione dei campioni.

4.2.1.1.2. Sezione di Stilo-Stignano (SCO)

La sezione Stilo-Stignano affiora nel settore meridionale della Calabria all'interno del Massiccio delle Serre (Unità di Stilo). Si tratta di un livello marmoso di colore grigio situato all'interno della parte intermedio-alta della Fm. di Stilo-Capo d'Orlando costituita da un'alternanza di marne sabbiose, silt e arenarie medio-fini.

Nell'affioramento campionato (Fig. 4.4), situato tra le città di Stilo e Stignano, sono stati prelevati 11 campioni e contrassegnati con la sigla SCO seguita da numerazione da 1 a 11.

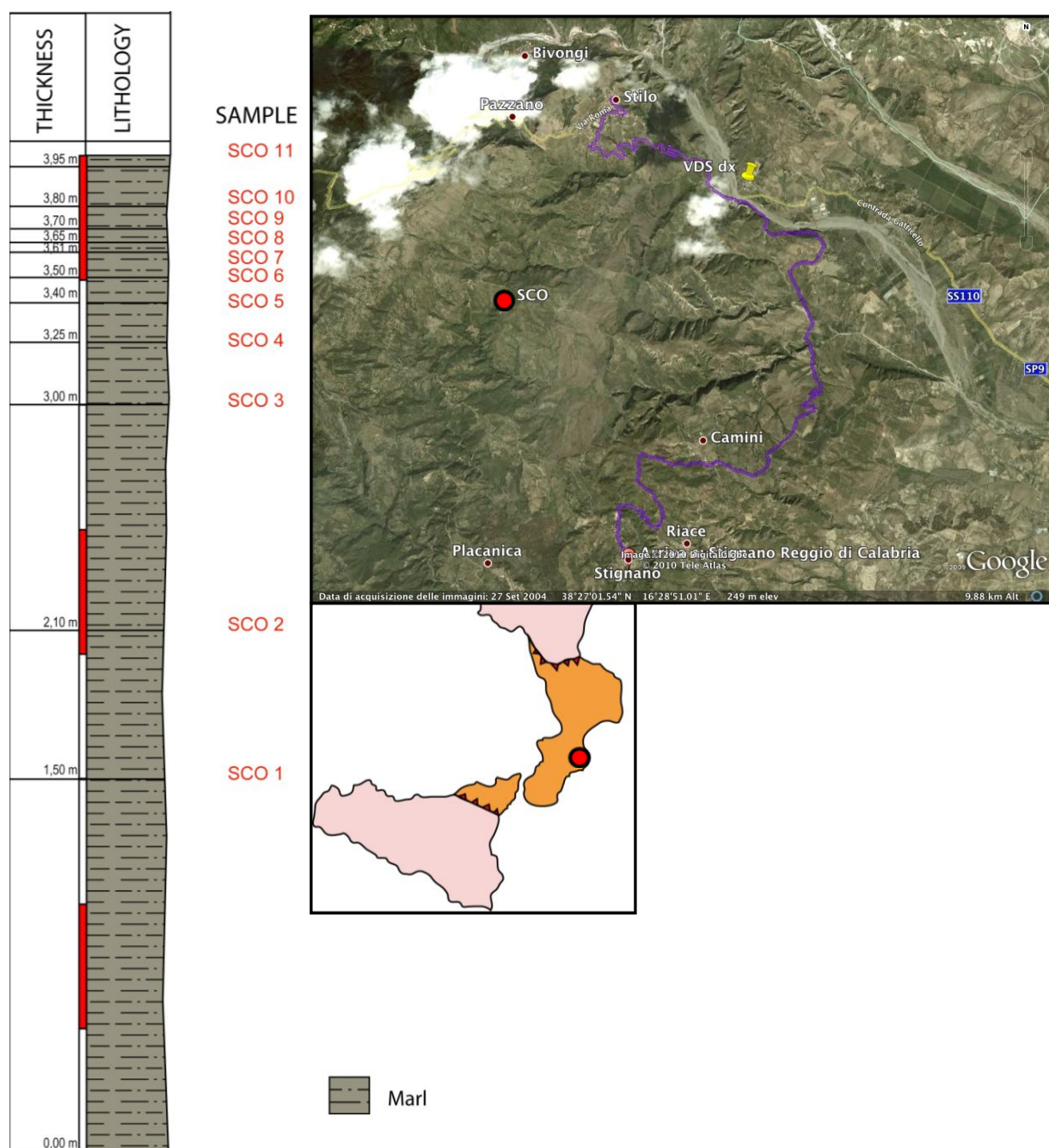


Figura 4.4. Litostratigrafia della sezione di Stilo-Stignano e posizione dei campioni.

4.2.1.1.3. Sezione di Madonna del Carmine, Palizzi (MDC)

La sezione di Madonna del Carmine affiora nel settore dell'Aspromonte sulla Strada Provinciale che unisce il comune di Palizzi alla località Il Carmine (S.P. Palizzi Marina-Palizzi Superiore). Si tratta della parte stratigraficamente più alta della Fm. di Stilo-Capo d'Orlando. Dall'affioramento (Fig. 4.5), costituito da argilla per uno spessore stratigrafico di circa 1,50 metri, sono stati prelevati tre campioni indicati con la sigla MDC. Lungo la strada si osservano le facies grossolane soprastanti contenenti un'intercalazione pelitico-sabbiosa spessa circa 2 metri.

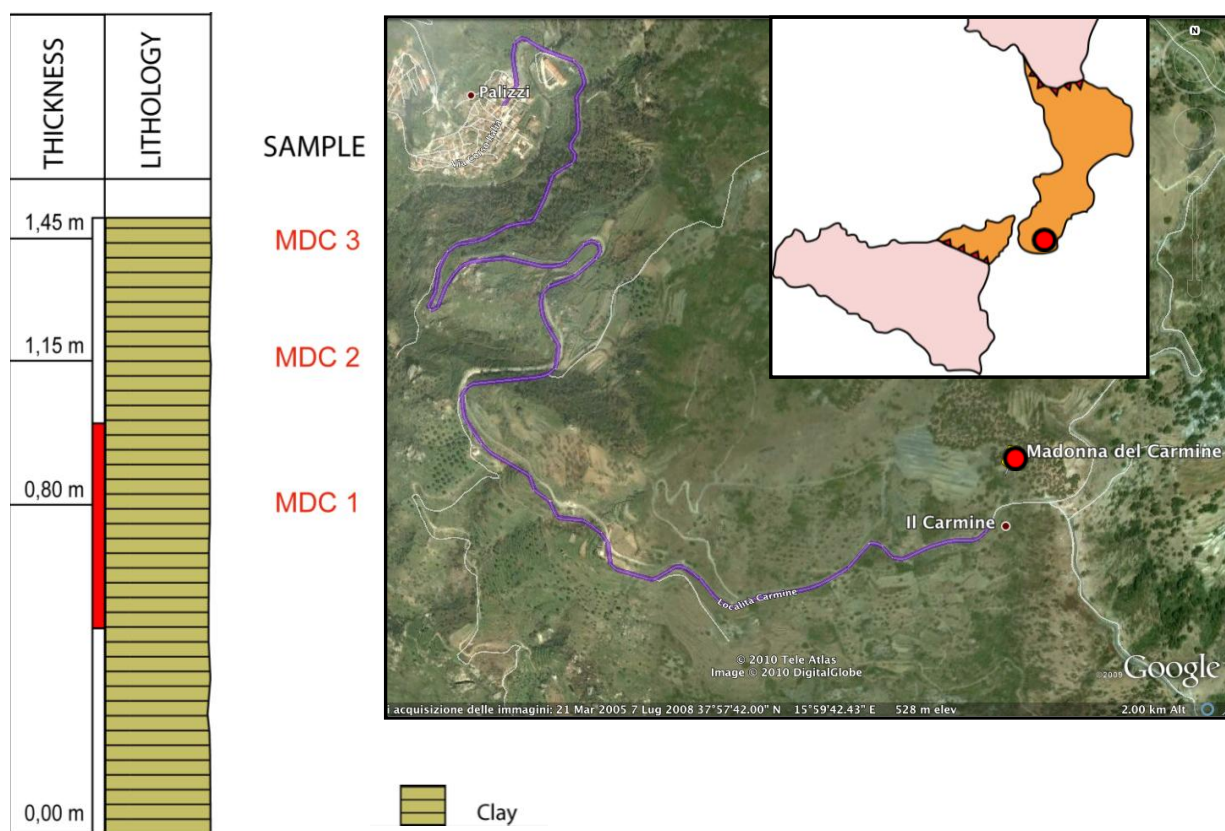


Figura 4.5. Litostratigrafia della sezione di Madonna del Carmine e posizione dei campioni.

4.2.1.2. Argille Varicolori

La Formazione di Stilo-Capo d'Orlando è sovrastata, in modo conforme, da un mélange caotico costituito da una matrice pelitica fortemente foliata, contenente microfossili cenomaniani (Cavazza et al., 1997).

Il mélange, definito come "Argille Varicolori" (termine proposto da Amodio-Morelli, 1976), affiora nella Calabria meridionale e nella Sicilia orientale.

Le Argille Varicolori (AAVV) sono costituite da sedimenti caotici, principalmente argille scagliose inglobanti blocchi di quarzoareniti (Flysch Numidico) e calcari con dimensioni da cm a km, originariamente depositi su un substrato oceanico. Le età delle litologie che compongono le AAVV variano dal Cretaceo al Miocene inferiore, mentre la messa in posto è datata Langhiano. Talora le AAVV poggiano direttamente sul basamento dell'unità dell'Aspromonte.

Le Argille Varicolori nella Sicilia orientale sono comprese tra la sottostante successione terrigena dell'Aquitano-Burdigaliano (Fm. di Stilo-Capo d'Orlando) e i sovrastanti depositi misti del Langhiano (Calcareniti di Floresta). L'età della messa in posto delle Argille Varicolori è pertanto definita dalle età delle formazioni sottostante e sovrastante ed è grossomodo riferibile al Langhiano pro-parte.

L'aspetto più controverso dell'Unità delle Argille Varicolori è la natura del suo meccanismo di messa in posto, considerato da molti autori di tipo tettonico, come recentemente ribadito dal Lentini et al. (2000).

L'intervallo di tempo rappresentato da questa complessa unità, comprende l'Aptiano-Albiano (Cretaceo inferiore), registrato nelle argille multicolori, il Cenomaniano (Cretaceo medio), l'Eocene e il Burdigaliano (Miocene inferiore).

In precedenza le Argille Variegate furono descritte con differenti denominazioni: "Argille rosse e grigio-azzurre", "Argilloscisti variegati con banchi di quarzite e di calcare" (Quitow, 1935), "Flysch eocenico" (Principi, 1940), "Terreni caotici" e "Formazione di Monte Sant'Arcangelo" (Selli, 1962), "Argille Scagliose" (Pata, 1955; Burton, 1971; Campisi, 1977), "Unità Straface" (Ghezzi & Bayliss, 1964), "Diaspri", "Alternanza marnoso-calcareo-arenacea di Rotondella", "Alternanza argilloso-arenacea di Colle Mazzarella", "Terreni caotici", "Formazione calcareo-marnoso-arenacea", "Argille varicolori Galestrine" (Cotecchia & Valentini, 1966). Lazzari & Lentini (1980; 1991) e Lentini (1979) adottarono l'originaria tripartizione di Ogniben (1969), utilizzando però denominazioni parzialmente differenti (dal basso verso l'alto: "Membro delle argille rosse e verdi", "Membro di Monte Sant'Arcangelo" e "Membro delle argille marnose"). Recentemente, Lentini et al. (2000) hanno definito la stessa unità "Argille Scagliose Antisicilidi" e interpretato il contatto con la sottostante Fm. di Stilo-Capo d'Orlando come tettonico.

4.2.1.2.1. Affioramento di Bovalino (BOV)

Sulla strada che unisce i comuni di Bovalino e di Platì (S.P. 2) nella Calabria meridionale (Aspromonte) è situato un affioramento facente parte dell'Unità delle Argille Varicolori (AAVV). Dall'affioramento, costituito da argille di colore rossastro, sono stati prelevati due campioni *spot* indicati con la sigla BOV.

L'intervallo rappresentato potrebbe andare dall'Albiano al Cenomaniano (Cretaceo), mentre la messa in posto è datata al Langhiano (e. g., Ogniben, 1969; Cavazza et al., 1997; Lentini et al., 2000).

Essendo questo studio focalizzato sul Miocene, si accennerà successivamente solo alle implicazioni cronostratigrafiche del contenuto palinologico riscontrato in questa unità.

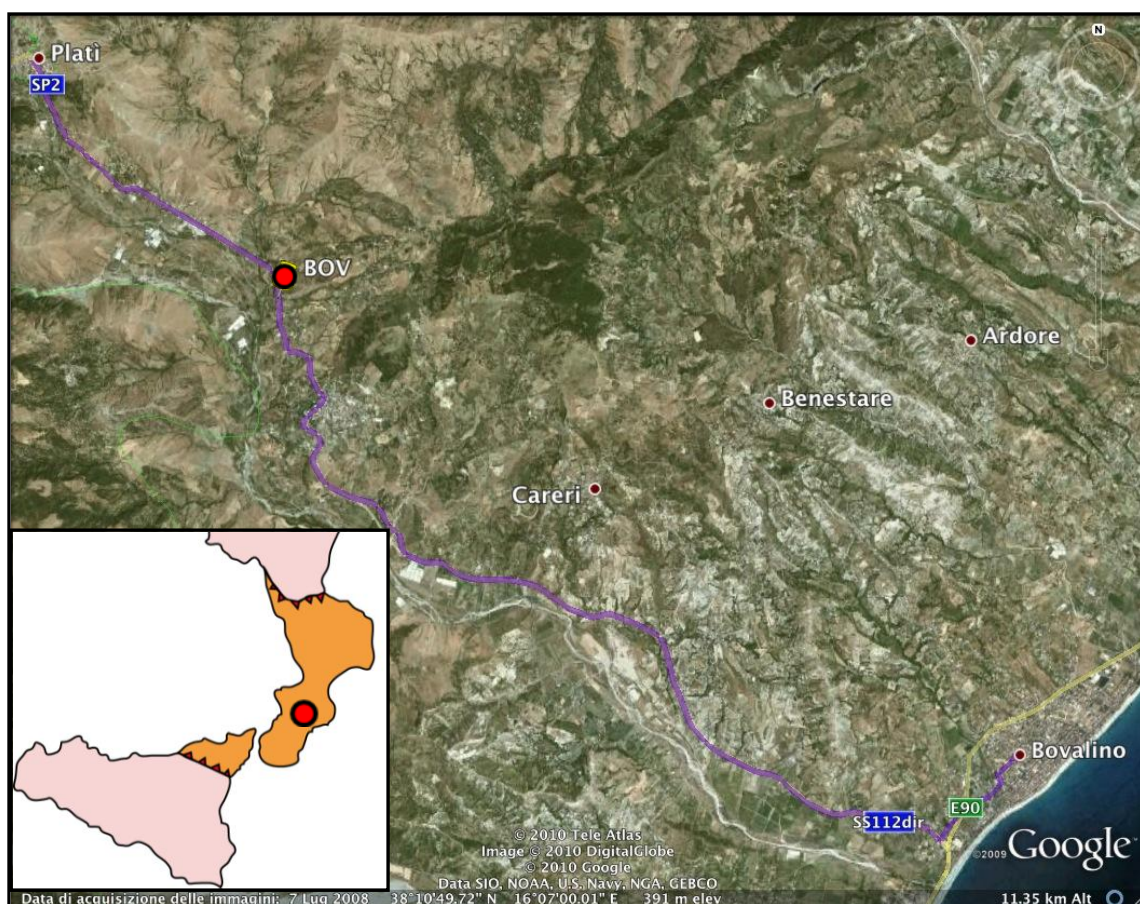


Figura 4.6. Posizione dell'affioramento di Bovalino.

4.2.1.3. Formazione delle Arenarie a *Clypeaster*

Dal Miocene superiore (Tortoniano) il complesso cristallino-metamorfico subsideva e veniva ricoperto da depositi marini tortoniani riferiti ad una successione sedimentaria corrispondente ad un ciclo trasgressivo completo (Nicotera, 1959; Barbera & Tavernier, 1990a, b; Papazzoni & Sirotti, 1999; Neri et al., 2005). I processi tettonici legati al sollevamento della catena sono riferibili a fasi post-alpine: la fase del Miocene superiore e la fase medio-pleiocenica. Più recenti fasi compressive sono state attribuite all'attività tettonica pleistocenica (Ghisetti, 1979; Meulenkamp et al., 1986; van Dijk & Okkes, 1991). I depositi neogenici consistono in sedimenti silicoclastici-carbonatici che poggiano in discordanza sul basamento cristallino delle varie unità calabresi, dall'Unità di Longobucco all'Unità di Stilo, sui depositi della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando e infine sulle sovrastanti Argille Varicolori.

L'inizio del ciclo è indicato, in affioramento, da sedimenti argillosi, ligniferi e siltosi contenenti associazioni oligotipiche a molluschi ricche di individui. Verso l'alto, la successione prosegue con termini sabbiosi di ambiente marino riccamente fossiliferi (soprattutto di echinodermi riferibili al genere *Clypeaster*); negli stessi depositi è segnalata la presenza di resti di vertebrati (Carone, 1996; Ferretti et al., 2003). Seguono, con contatto stratigrafico netto, marne ed argilliti sottilmente stratificate, emipelagiche, di un ambiente marino più profondo in cui abbondano foraminiferi planctonici; queste passano verso l'alto a marne tripolacee all'interno delle quali è individuato il passaggio Tortoniano-Messiniano.

La successione è chiusa al tetto dalla Fm. del Calcare di base, una sottile calcarenite frequentemente silicizzata, non fossilifera, che precede i depositi evaporitici della "Crisi di Salinità Messiniana". Lungo la successione sono state individuate variazioni laterali di facies (Neri et al., 2005).

Per quanto riguarda la cronologia, la formazione arenacea basale era stata riferita al Tortoniano da Cortese (1895), al Miocene medio da Ogniben (1955; 1962) e da Roda (1964; 1965) e al Langhiano da Selli (1957) e da Cotecchia (1963). Il soprastante complesso argilloso-marnoso fu attribuito al Tortoniano da Cortese (1895), da Fucini (1896), da Selli (1957; 1962) con alcuni livelli basali riferiti al Langhiano superiore ed infine al Tortoniano da Ogniben (1955; 1962) e da Roda (1964; 1965).

Precedentemente la Fm. delle Arenarie a *Clypeaster* veniva indicata come "Fm. arenaceo-conglomeratica di San Nicola" (Ogniben, 1955; Roda, 1964) e "Fm. delle molasse quarzose a *Clypeaster*, *Lithotamnium*, *Ostrea*" (Selli, 1957).

Nella figura successiva vi è lo schema stratigrafico generale dei depositi neogenici nell'area di Monte Poro (Calabria centro-meridionale).

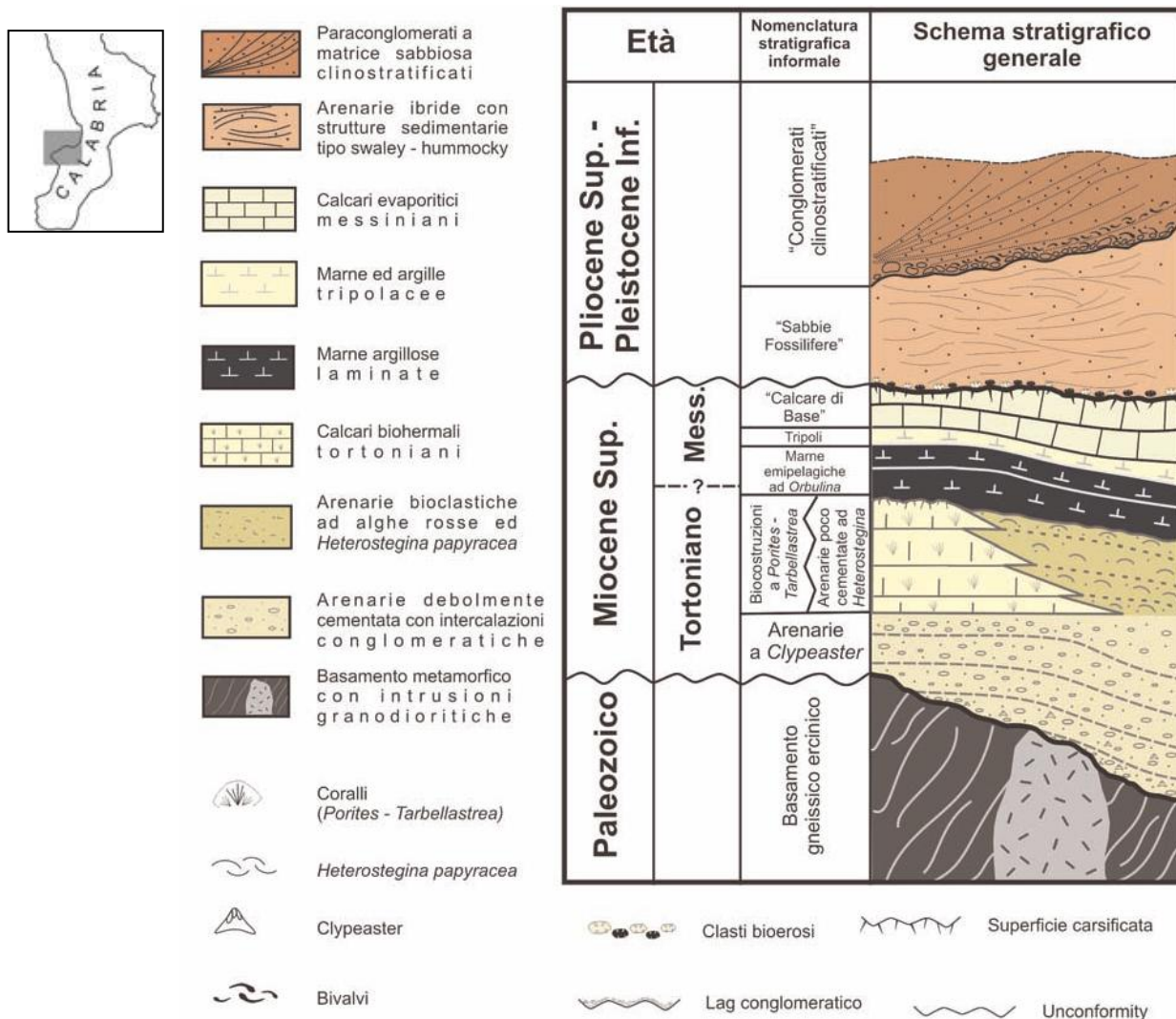


Figura 4.7. Schema stratigrafico dei depositi neogenici situati nell'area di Monte Poro (Calabria centro meridionale) (figura tratta da Rao et al., 2007).

4.2.1.3.1. Sezione di Caloveto (CLV), Valle del Trionto

La sezione di Caloveto affiora nella Calabria settentrionale nella valle del fiume Trionto tra i comuni di Cropalati e Caloveto lungo la Strada Statale 531. Si tratta di una copertura marnosa discordante che trasgredisce su tutta l'Unità della Sila. Lo spessore complessivo dell'affioramento di Caloveto è di soli 1,50 metri di marne siltose da cui sono stati prelevati tre campioni indicati con la sigla CLV.

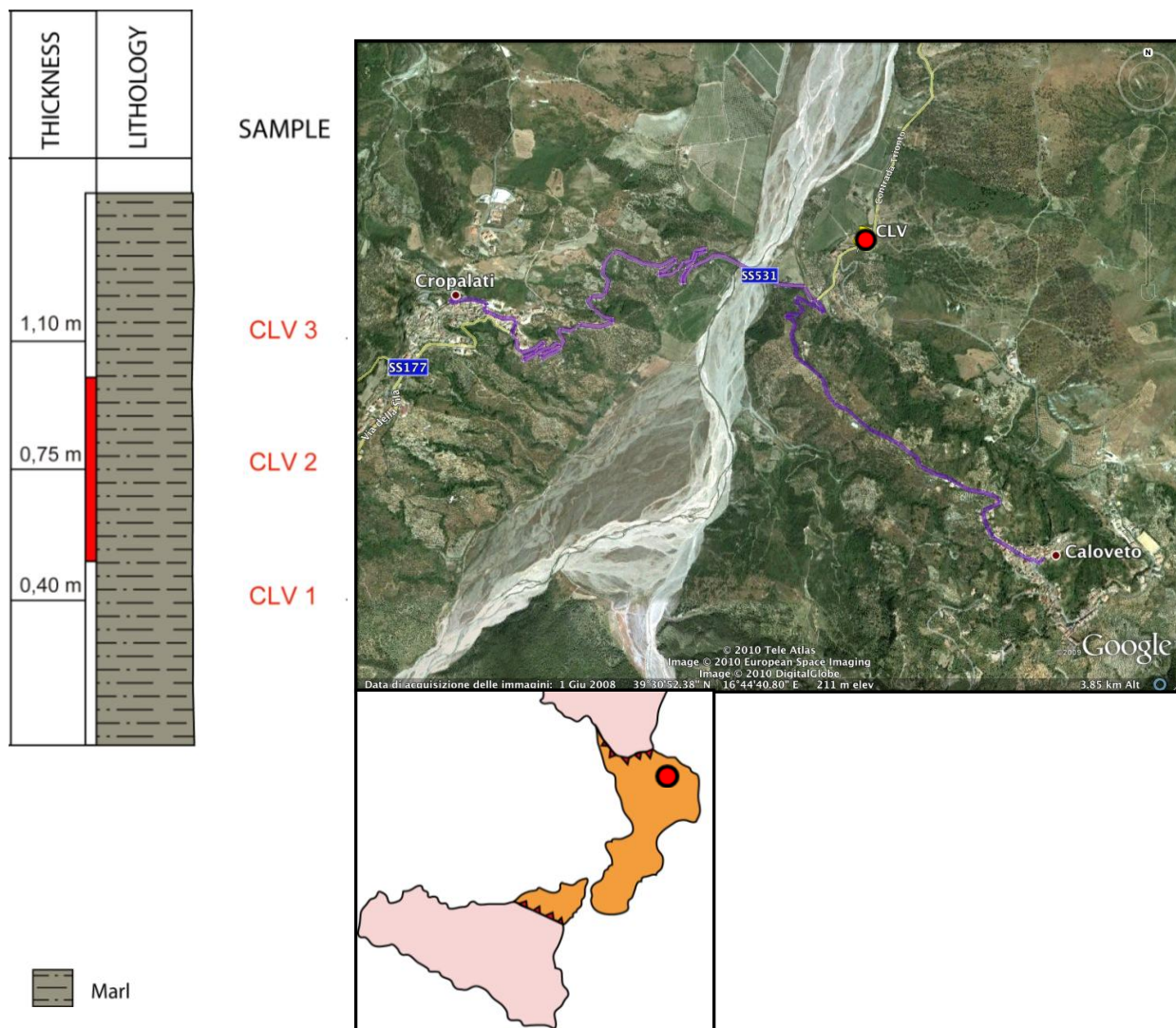


Figura 4.8. Litostratigrafia della sezione di Caloveto e posizione dei campioni.

4.2.1.3.2. Sezione di Prachi, Palizzi (PRA)

La sezione di Prachi affiora nel settore meridionale della Calabria all'interno del Massiccio delle Serre vicino al comune di Mammola (S.P. 5). Nell'affioramento, costituito da marna grigia con spessore di circa 1,50 metri, sono stati prelevati quattro campioni indicati con la sigla PRA.

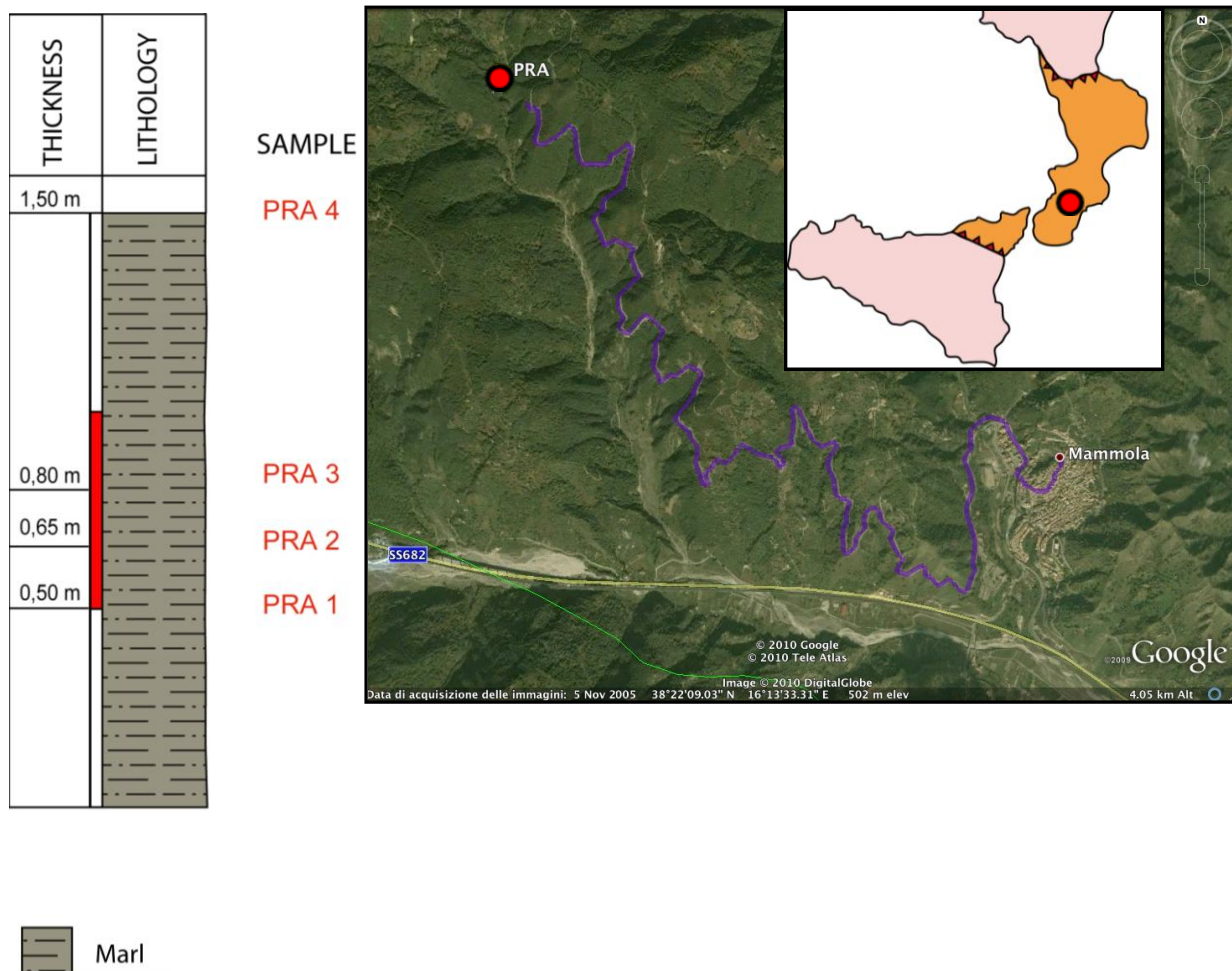


Figura 4.9. Litostratigrafia della sezione di Prachi e posizione dei campioni.

4.2.1.3.3. Sezione di Valle dello Stilaro sinistra, Stilo (VDS sx)

L'affioramento campionato a sinistra della piana del fiume Stilaro si trova nel settore meridionale della Calabria all'interno del Massiccio delle Serre (Unità di Stilo). Si tratta di un livello marnoso di poco più di 2 metri situato all'interno della Fm. delle Arenarie a *Clypeaster* da cui sono stati prelevati sei campioni indicati con la sigla VDS.

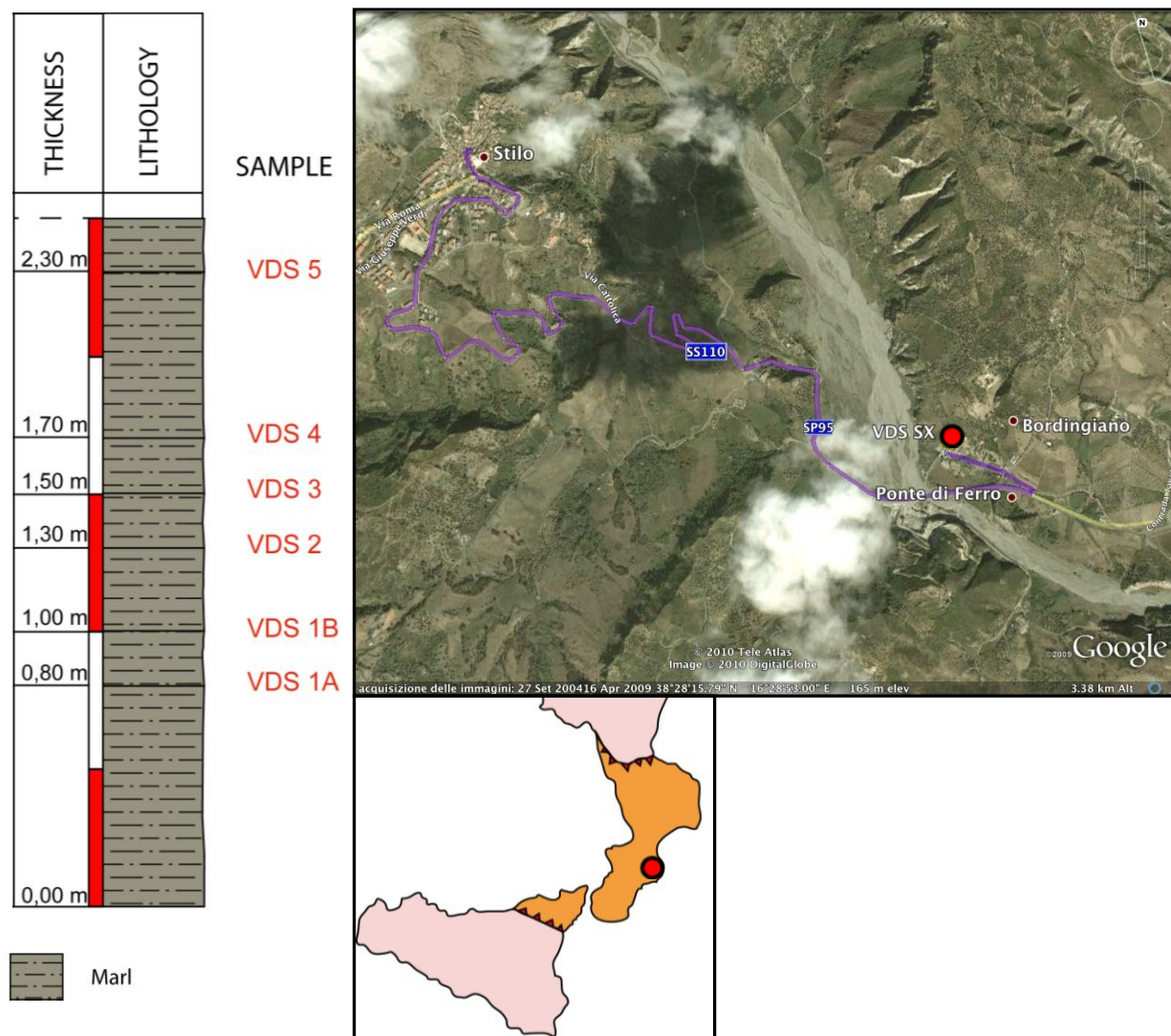


Figura 4.10. Litostratigrafia della sezione di Valle dello Stilaro sx e posizione dei campioni.

4.2.2. Trattamento palinologico e analisi della materia organica

Di seguito è descritto il trattamento palinologico dei campioni delle sezioni considerate, il cui metodo è stato appreso nel Laboratorio di Palinologia dell'Università di Utrecht (NL).

4.2.2.1. Processo palinologico eseguito nel Laboratorio di Palinologia dell'Università di Utrecht (NL)

Il trattamento palinologico dei campioni prevede le seguenti fasi:

- 1) pulizia del campione tramite raschiamento del sedimento con coltello, acqua e aria compressa;
- 2) frantumazione (per avere un numero maggiore di superfici d'attacco degli acidi) e pesata del campione (ne occorrono circa 15 g.);
- 3) aggiunta di una compressa di *Lycopodium* contenente 18583 spore per effettuare analisi quantitative;
- 4) trattamento con HCl al 10% per eliminare tutti i carbonati presenti nel campione;
- 5) trattamento con HF al 40% per eliminare tutti i silicati presenti nel campione;
- 6) trattamento con HCl al 30%;
- 7) filtraggio con setacci di nylon aventi maglie pari a 15 µm.
- 8) incollaggio di parte del residuo in gel di glicerina su vetrino trasparente.

Ogni campione, frantumato in particelle del diametro massimo di 2 mm² e pesato, viene sistemato in un contenitore di propilene, nel cui interno viene dapprima inserita una compressa contenente 18583 spore di *Lycopodium*, e in cui è indicato il corrispondente numero di laboratorio. Il campione viene in seguito ricoperto con HCl diluito al 10% e una quantità di acqua fino al riempimento del contenitore, in modo da eliminare tutti i carbonati presenti. L'aggiunta di HCl diluito al 10% prosegue fino a quando non si osserva più alcuna reazione con il campione. La reazione violenta si previene aggiungendo l'HCl in piccole quantità e utilizzando, nei casi di forte reazione, gocce di etanolo. A questo punto si versa acqua fino a tre quarti del volume totale del contenitore ed il campione viene fatto riposare fino al giorno seguente.

Trascorso tale periodo, viene eliminato tutto il liquido presente ed al residuo viene aggiunto HCl al 30% per una quantità pari al doppio del volume occupato dal residuo e acqua fino a riempire il contenitore, il quale viene in seguito chiuso e centrifugato a 2000 giri per 5 minuti.

Dopo la prima centrifuga, si elimina tutto il liquido presente nel contenitore e viene versato sul residuo HF al 40% in piccole dosi per volta fino a raggiungere la metà del volume totale del contenitore. Alla fine di questa fase, i campioni nei loro rispettivi contenitori vengono portati nell'agitatore e fatti agitare a 250 giri per due ore.

Al termine di tale periodo, si versa acqua fino a riempire il contenitore e si lascia riposare fino al giorno seguente. Così, si ripete il trattamento precedente eliminando il liquido presente e versando HCl al 30% con una ulteriore aggiunta di acqua. Si centrifuga una seconda volta a 2000 giri per ulteriori 5 minuti. Terminata la seconda centrifuga, si elimina il contenuto liquido e si versa HF al 40%

in piccole dosi fino al raggiungimento di un quarto del volume totale del contenitore. A questo punto, i campioni devono essere piazzati una seconda volta nell'agitatore per ulteriori 2 ore. Trascorso tale periodo, è necessario ripetere la centrifuga a 2000 giri per 5 minuti ponendo nuovamente HCl al 30% ed acqua, dopo la decantazione.

Eliminati i carbonati e i silicati, è necessario filtrare i campioni con setacci di nylon e approssimativamente un litro di acqua. Si utilizza prima un setaccio con maglie pari a 250 µm per rimuovere le particelle più grossolane e in seguito un setaccio con maglie pari a 15 µm. I setacci devono essere puliti e inseriti all'interno di una vaschetta a ultrasuoni (*ultrasonic bath*). Il residuo setacciato deve anch'esso essere sottoposto agli ultrasuoni all'interno dell'apposito apparato, prima di essere trasferito con acqua nei tubi da centrifuga. Al termine del filtraggio, infatti, i campioni devono essere centrifugati per ulteriori 5 minuti.

In seguito viene rimosso il liquido presente e aggiunta una soluzione di acqua e glicerolo al residuo, che verrà in seguito miscelato e fatto vibrare. Quest'ultimo verrà poi trasferito in un piccolo flaconcino di vetro (*glass vial*) e sottoposto ad una ulteriore centrifuga. A questo punto con le pipette Pasteur si preleva una goccia del contenuto e si pone nel vetrino, il quale verrà in seguito riscaldato per permettere l'evaporazione dell'acqua dalla soluzione con glicerolo. Si aggiunge 1½ mm³ di gelatina di glicerolo e si riscalda nuovamente il residuo sul vetrino. Infine, si poggia il vetrino coprioggetto cercando di distribuire uniformemente il materiale. Per prevenire la formazione di bolle d'aria all'interno, il vetrino viene trattato con smalto. A questo punto si può procedere con l'analisi al microscopio ottico.

Successivamente si procede alla preparazione degli *stubs* per la visione al microscopio elettronico a scansione (SEM), la quale è stata eseguita nel seguente modo:

1. prelievo di una goccia di contenuto dal piccolo flaconcino di vetro tramite una micropipetta preparata ad arte;
2. montaggio su coprioggetto di vetro che viene in seguito incollato sullo *stub*;
3. metallizzazione con platino, osservazione e fotografia.

Sono stati preparati complessivamente 2 *stubs* e fotografati 19 esemplari.

4.2.3. Analisi dei vetrini

I vetrini ottenuti dal trattamento palinologico vengono analizzati al fine di osservare:

- a. cisti di dinoflagellati, pollini, spore, funghi e alghe di acqua dolce;
- b. i taxa presenti e la loro distribuzione stratigrafica;
- c. fitoclasti (granuli di materiale organico clastico che presentano delle strutture vegetali residue e, quindi, cuticole di foglie e frammenti con fori, nervature, fibre, o elementi con struttura cellulare);
- d. A.O.M. (*amorphous organic matter*) ossia quelle particelle prive di struttura, composizione e forme riconducibili a vegetali;
- e. resine.

4.3. Risultati e discussione dei dati

4.3.1. Palinofacies e loro significato

I campioni analizzati hanno fornito ricche e ben conservate associazioni a dinocisti. Il materiale molto abbondante è stato studiato al microscopio ottico in luce trasmessa e al microscopio elettronico a scansione (SEM).

Le analisi effettuate ad entrambi i microscopi hanno permesso di individuare la palinofacies tipica dei livelli sedimentari oggetto di studio.

Il concetto di palinofacies, come è stato definito da Tyson (1993, 1995), è quello di un corpo organico con un particolare raggruppamento di materia organica palinologica, riferibile ad una precisa serie di condizioni ambientali.

Ne consegue che l'analisi di palinofacies può essere intesa come lo studio palinologico di ambienti deposizionali.

La materia organica della palinofacies è riconducibile a due tipi morfologici:

- 1) strutturata
- 2) non strutturata

La materia organica strutturata è costituita da entità distinte e coerenti, che formano o singoli individui o colonie come i palinomorfi, i frammenti di vegetali tipo le cuticole cellulari o tracheiti, e le particelle angolari e irregolari di forma definita che appartengono a corpi maggiori o a tessuti come i fitoclasti. Questi ultimi si presentano come particelle di materia vegetale alterata derivante da piante continentali e come granuli di materiale organico clastico simile al carbone (Bostick, 1971).

La materia organica non strutturata, definita anche A.O.M. (*amorphous organic matter*), include particelle amorfe che non sono riconoscibili come vegetali e non hanno né una forma distinta né una composizione interna organizzata.

La palinofacies è quindi costituita dai seguenti elementi:

1. cisti di dinoflagellati,
2. pollini non saccati,
3. pollini bisaccati di conifere,
4. spore trilete di crittogame,
5. gusci interni di foraminiferi (*foraminiferal linings*),
6. alghe di acqua dolce (*freshwater algae*, tra cui: *Botryococcus braunii*, *Pediastrum* spp., *Cymatiosphaera* spp. *Pterospermella* spp., *Tasmanites* spp.),
7. uova di piccoli crostacei (*Cobricosphaeridium* spp.),
8. frammenti vegetali senza apparente struttura cellulare,
9. frammenti di parti xilematiche (trachee e tracheidi),
10. porzioni microscopiche di resina,
11. materia organica amorfa (AOM).

Le dinocisti si presentano in vario grado di compressione (da sferica tridimensionale ad appiattita nei differenti livelli), a seconda della competenza della roccia inglobante; i processi sono sempre, o quasi, preservati per intero e di colore giallo da molto tenue a più intenso, mai opaco, indicando una temperatura di seppellimento non superiore agli 80°C.

I pollini saccati di conifere sono spesso mancanti delle ornamentazioni dell'esina e in alcuni casi presentano evidenti tracce di corrosione. La loro condizione tafonomica, differente da quella dei dinoflagellati, fa ritenere che abbiano subito un lungo trasporto, soprattutto nel mezzo acquoso, prima del seppellimento. I pollini non saccati riconosciuti nelle sezioni in esame appartengono in particolare alle famiglie *Asteraceae*, *Juglandaceae* e *Thyphaceae*.

Le spore trilete, di origine continentale, risultano ben preservate per via delle pareti dell'esina molto ispessite e delle ornamentazioni superficiali.

Alcune delle sezioni prese in esame hanno evidenziato la presenza di spore di alghe d'acqua dolce, in particolare *Botryococcus braunii*, tipica di ambienti lacustri.

Nel *debris* vegetale sono presenti in alcune delle sezioni studiate epidermidi delicate, cuticole e resine che si ritrovano frequentemente e con abbondanza di esemplari nelle aree molto prossimali (costiere, lagunari), nelle aree deltizie e interdistributarie.

La materia organica amorfa è costituita dal degrado batterico, fungino o chimico delle sostanze vegetali nella colonna d'acqua prima del seppellimento. Non presenta strutture di tipo cellulare ed è abbondante nell'ambiente marino; nel sedimento aumenta con la distalità.

4.3.2. Biostratigrafia e considerazioni biostratigrafiche

Per lo studio biostratigrafico degli affioramenti calabresi sono stati presi in considerazione i bioeventi a dinocisti del Miocene (FAD e LAD – prima e ultima comparsa delle specie *index*) pubblicati nell'area del Mediterraneo.

Oltre agli studi relativi alla biostratigrafia a dinoflagellati del Miocene già citati nel paragrafo 2.4.1.2 (Harland, 1979; Piasecki, 1980a; Powell, 1986b, 1992b; Matsuoka et al., 1987; Haq et al., 1987; Biffi & Manum, 1988; Head, Norris & Mudie, 1989a, b, c; Brinkhuis et al., 1992; de Verteuil & Norris, 1991, 1992a; Zevenboom, 1995; de Verteuil, 1996, 1997; Louwye, de Coninck & Verniers, 2000; Louwye, 2002, 2005; Lourens et al., 2004; Munsterman & Brinkhuis; 2004; Gradstein, Ogg & Smith, 2004; Williams et al., 2004; Louwye et al., 2008; Pross et al.; 2009), sono stati presi in considerazione tutti gli studi relativi alle successioni calabresi di Ogniben, 1960, 1969, 1973; Bonardi et al., 1980; Meulenkamp et al., 1986; Courme & Mascle, 1988; Cavazza, 1989; Bonardi et al., 1991; Weltje, 1992; Cavazza & DeCelles, 1993; Patterson et al., 1995; Cavazza et al., 1997; de Capoa et al., 1997; Bonardi et al., 2001, 2002; Heymes et al., 2008, etc.

Una volta preparati i vetrini per lo studio al microscopio ottico, si è proceduto alla loro analisi, si è determinato il contenuto palinologico e la tassonomia delle forme presenti.

L'interpretazione stratigrafica della distribuzione delle dinocisti rinvenute in questo studio si basa principalmente sul confronto con gli eventi calibrati nel Miocene dell'area mediterranea riportati da Brinkhuis et al. (2009) e nello schema dell'ENI (rapporto interno, 2001).

Dei sette affioramenti presi in esame, uno di essi è risultato essere non miocenico, ma cretacico (affioramento di Bovalino). Essendo questo studio focalizzato sul Miocene, si accennerà nel paragrafo successivo solo alle implicazioni cronostratigrafiche del contenuto palinologico riscontrato nei campioni presi in esame.

4.3.2.1. Affioramento di Bovalino – Argille Varicolori

Sono stati riconosciuti i seguenti taxa:

1. *Apteodinium* spp.
2. *Cassiculasphaeridia magna* Davey, 1974
3. *Cerbia tabulata* Davey & Verdier, 1974
4. *Circulodinium brevispinosum* (Pocock, 1962) Jansonius, 1986 emend. Brideaux, 1977
5. *Circulodinium distinctum* (Deflandre & Cookson, 1955) Jansonius, 1986
6. *Dapsilidinium* spp.
7. *Dapsilidinium laminaspinosum* (Davey & Williams, 1966b) Lentin & Williams, 1981
8. *Hystriodinium* spp.
9. *Kiokansium corollum* Hasenboehler in Below, 1984; nome non pubblicato
10. *Litosphaeridium* cf. *arundum* (Eisenack & Cookson, 1960) Davey, 1979b emend. Lucas-Clark, 1984
11. *Membranilarnacia polycladiata* Cookson & Eisenack in Eisenack, 1963a
12. *Odontochitina* spp.
13. *Oligosphaeridium complex* (White, 1842) Davey & Williams, 1966b
14. *Polysphaeridium* spp.
15. *Pterodinium cingulatum* (Wetzel, 1933b) Below, 1981a
16. *Tanyosphaeridium* spp.
17. *Xenascus* spp.

L'affioramento di Bovalino appartiene al mélange, definito come "Argille Varicolori". L'intervallo di tempo rappresentato da questa complessa unità, comprende l'Aptiano-Albiano (Cretaceo inferiore), registrato nelle argille multicolori, il Cenomaniano (Cretaceo medio), l'Eocene e il Burdigaliano (Miocene inferiore). La messa in posto, invece, è datata al Langhiano.

L'associazione a dinocisti riscontrata nei due campioni *spot* dell'affioramento di Bovalino presenta una bassa diversità specifica. I taxa riconosciuti permettono di limitare cronologicamente i campioni ad un'età compresa tra l'Albiano e il Cenomaniano (Cretaceo medio).

VARICOLOURED CLAYS		FORMATION
ALBIAN - CENOMANIAN		AGE
BOV1	BOV2	SAMPLE
1		1. <i>Apteodinium</i> spp.
1	2	2. <i>Cassiculasphaeridia magna</i>
5	1	3. <i>Cerbia tabulata</i>
4	2	4. <i>Circulodinium brevispinosum</i>
	2	5. <i>Circulodinium distinctum</i>
1	1	6. <i>Dapsilidinium</i> spp.
5		7. <i>Dapsilidinium laminaspinosum</i>
1		8. <i>Hystrichodinium</i> spp.
3	3	9. <i>Kiokansium corollum</i>
1		10. <i>Litosphaeridium</i> cf. <i>arundum</i>
	1	11. <i>Membranilarnacia polycladiata</i>
6	3	12. <i>Odontochitina</i> (operculum) spp.
11	4	13. <i>Oligosphaeridium</i> complex
2	0	14. <i>Polysphaeridium</i> spp.
3	1	15. <i>Pterodinium cingulatum</i>
3		16. <i>Tanyosphaeridium</i> spp.
	1	17. <i>Xenascus</i> spp.
13	8	18. Indet. proximate cysts
6	10	19. Indet. chorate cysts
66	39	TOTAL COUNTS DINOFLAGELLATE CYSTS

Tabella 4.1. Distribuzione delle cisti di dinoflagellati rinvenute nei campioni spot dell'affioramento di Bovalino.

4.3.2.2. Specie *index* rinvenute nelle associazioni a dinocisti delle sezioni calabresi

Le associazioni a dinocisti studiate presentano complessivamente le seguenti specie *index*:

1. *Achomosphaera andalousiensis*;
2. *Barssidinium taxandrianum*;
3. *Caligodinium pychnum*;
4. *Cerebrocysta poulsenii*;
5. *Chiropteridium galea*;
6. *Cordosphaeridium cantharellus*;
7. *Cousteadinium aubryae*;
8. *Deflandrea phosphoritica*;
9. *Edwardsiella sexispinosa*;
10. *Hystriochosphaeropsis obscura*;
11. *Invertocysta lacrymosa*;
12. *Invertocysta tabulata*;
13. *Melitasphaeridium choanophorum*;
14. *Operculodinium janduchenei*;
15. *Operculodinium piaseckii*;
16. *Palaecystodinium golzowense*;
17. *Stoveracysta conerae*;
18. *Systematophora urbinii*

La prima comparsa di *Achomosphaera andalousiensis* viene riportata da Powell (1986b) nella regione delle Langhe alla base della biozona Lan-8 e all'interno della biozona NN6 (Serravalliano medio-superiore). Biffi & Torricelli (rapporto interno ENI, 1995) osservano *A. andalousiensis* a partire dal Serravalliano inferiore fino al Messiniano pre-evaporitico del Bacino Terziario Piemontese. de Verteuil & Norris (1996) riportano il FAD di *A. andalousiensis* alla base della zona DN8 corrispondente al tetto della nannozona NN7 (Tortoniano inferiore). Poulsen et al. (1996) riportano il FAD di *A. andalousiensis* nel Serravalliano inferiore (intervallo NN5-NN6) del Mare di Norvegia-Groenlandia. Londeix & Jan du Chêne (1998) riportano il FAD di *A. andalousiensis* alla base del Serravalliano (base della biozona NN6 della zonazione a nannoplancton). Zevenboom (1995) e Munsterman & Brinkhuis (2004), nel loro studio sul bacino del Mare del Nord meridionale, riportano il FAD di *A. andalousiensis* al tetto della biozona NN6 (Serravalliano superiore). Nello schema biozonale dell'ENI (2001) dell'area mediterranea, il FAD di *A. andalousiensis* risulta all'interno della biozona NN6 (Serravalliano medio). Williams et al. (2004) riportano che il FAD di *A. andalousiensis*, alle medie latitudini dell'emisfero settentrionale e alle latitudini equatoriali, rispettivamente nell'intervallo Serravalliano-Tortoniano a 11.3 Ma (biozona NN7) e nella porzione sommitale del Serravalliano a 12.0 Ma (base della biozona NN7). In Danimarca, Dybkjær & Piasecki (2008) riportano il FAD di *A. andalousiensis* alla base della biozona NN6 (Serravalliano inferiore). Nello schema zonale di Brinkhuis et al. (2009) il FAD di *A. andalousiensis*, sia alle medie latitudini dell'emisfero settentrionale sia alle latitudini equatoriali, è riportata al tetto della biozona a nannoplancton NN6 riferibile al Serravalliano superiore.

La comparsa di *Barssidinium taxandrianum* è riportata nel Miocene superiore del Belgio (Formazione di Diest) (Louwye, 1999). La specie si ritrova nel Bacino Terziario Piemontese a partire dal Burdigaliano (Biffi & Torricelli, rapporto interno ENI, 1995). Ulteriori riscontri sulla distribuzione stratigrafica di *B. taxandrianum* provengono da Powell (1986b), il quale riporta la presenza di quattro morfotipi riferibili alla specie sopracitata nella regione delle Langhe: *Sumatradinium?* sp. A, *Sumatradinium?* sp. B, *Sumatradinium?* sp. C e *Sumatradinium?* sp. D (Plate 1; Figs: 1, 4, 11). *Sumatradinium?* sp. A ha la prima comparsa alla base della biozona Lan-8A e la distribuzione stratigrafica si estende fino alla biozona Lan-8B corrispondente all'intervallo NN6-NN7 e riferibile al Serravalliano superiore. Anche *Sumatradinium?* sp. B ha una distribuzione stratigrafica molto breve corrispondente all'intervallo Lan-6B – Lan-7A (intervallo NN5-NN6) riferibile alla base del Serravalliano. *Sumatradinium?* sp. C compare nella biozona Lan-1B e la sua distribuzione stratigrafica si estende fino alla biozona Lan-4B (intervallo NP25-NN5). *Sumatradinium?* sp. D compare nella regione delle Langhe al tetto della biozona Lan-1A ed ha un'ampia distribuzione stratigrafica che include tutta la biozona Lan-7A (intervallo NP25-NN7 della zonazione a nanoplancton).

Caligodinium pychnum è una specie riportata per la prima volta da Biffi & Manum (1988) nella sezione di Montebello d'Urbino (Bisciaro Fm.) in Italia centrale all'interno della zona DO3, subzona DO3b equivalente all'intervallo zonale NP25-NN1 (Chattiano-Aquitano). Wilpshaar et al. (1996) riportano la prima comparsa di *C. pychnum* nello schema biozonale del Mediterraneo centrale nella parte inferiore della biozona NP25 riferibile al Chattiano medio (Oligocene superiore). Brinkhuis et al. (1992), in uno studio sul limite Oligocene/Miocene in sezioni dell'Italia centrale e nord-occidentale, riportano la prima comparsa di *C. pychnum* all'interno della biozona *Distatodinium biffii* (Dbi) e all'interno della nannozona NP25 (Chattiano). La zona Dbi è equivalente alla parte inferiore della biozona DO3 di Biffi & Manum (1988). Torricelli & Biffi (2001) riportano la prima comparsa di *C. pychnum* nel Flysch Numidico tunisino alla base della biozona NP25 (Chattiano inferiore). Nell'area mediterranea (rapporto interno ENI, 2001), la scomparsa di *C. pychnum* cade all'interno della biozona a nanoplancton NN4 (Burdigaliano superiore). Pross et al. (2009), in una rivisitazione della calibrazione magnetostratigrafica degli eventi a dinocisti oligocenici della Tetide occidentale su alcune sezioni della regione Umbria-Marche, riportano a 26.7 Ma (Oligocene superiore) la prima comparsa di *C. pychnum*.

Cerebrocysta poulsenii, secondo Munsterman & Brinkhuis (2004) e Zevenboom (1995), ha il suo FAD al tetto della biozona a nanoplancton NN4 (Langhiano inferiore) e il suo LAD è al passaggio tra le biozone NN6 e NN7. Secondo lo schema biozonale di Brinkhuis et al. (2009), *C. poulsenii* compare alle medie latitudini dell'emisfero settentrionale alla base della biozona a nanoplancton NN4 (Burdigaliano superiore), mentre alle latitudini equatoriali compare nella parte superiore della biozona NN4 (base del Langhiano). Il LAD nello stesso schema zonale è alle medie latitudini al tetto della biozona NN7, mentre alle latitudini equatoriali risulta all'interno della medesima biozona (base del Tortoniano). Biffi & Torricelli (rapporto interno ENI, 1995) riportano *C. poulsenii* nel Burdigaliano sommitale-Langhiano inferiore del Bacino Terziario Piemontese. Nello schema biozonale dell'ENI (2001) il FAD di *C. poulsenii* è al tetto della biozona NN4 (Langhiano inferiore) e il suo LAD è nella parte superiore della biozona NN6 (Serravalliano medio).

Chiropteridium galea è una specie *index* indicata in passato con nomi differenti, tra i quali *Chiropteridium dispersum*, *C. partispinatum*, *C. mespilanum* e *Hystriochosphaeridium mespilanum*. Sarjeant (1983) ha fornito una diagnosi di emendamento per questa specie circoscrivendola in termini più appropriati per la sua interpretazione. Powell (1986b) riporta l'ultima comparsa di *C. mespilanum* nella regione delle Langhe all'interno della biozona Lan-1A corrispondente alla nannozona NP25 (Oligocene superiore). Biffi & Manum (1988) riportano le specie *C. mespilanum* e *C. partispinatum* nelle Marche (Italia centrale). Secondo gli stessi autori, *C. mespilanum* ha la sua prima comparsa all'interno della zona DO2 corrispondente all'intervallo NP23-NP24 della zonazione a nannoplancton (Oligocene superiore), mentre *C. partispinatum* ha la prima e ultima comparsa rispettivamente all'interno della subzona DO3a (intervallo zonale NP24-NP25) e al tetto della subzona DO3b (intervallo zonale NP25-NN1), riferibili entrambe al tardo Oligocene. Torricelli & Biffi (2001) riportano *C. galea* nel Flysch Numidico tunisino nel Miocene inferiore alla base della subzona *Homotryblium oceanicum* Htr (zona Mpi) di Brinkhuis et al. (1992). Williams et al. (2004) riportano la prima e l'ultima comparsa di *C. galea*, all'Equatore e alle medie latitudini dell'emisfero settentrionale, rispettivamente nel Rupeliano (Oligocene inferiore) e nell'intervallo compreso tra Chattiano superiore e Aquitaniano inferiore. Nello schema zonale di Dybkjær & Piasecki (2008), sul Neogene della Danimarca, la scomparsa di *C. galea* è nella porzione basale della biozona a nannoplancton NN2 (Aquitaniano inferiore). Secondo lo schema biozonale di Brinkhuis et al. (2009), *C. galea* scompare alle medie latitudini dell'emisfero settentrionale alla base della biozona a nannoplancton NN2 (Aquitaniano medio), mentre alle latitudini equatoriali scompare all'interno della biozona NN1 (Aquitaniano inferiore).

Cordosphaeridium cantharellus nella regione delle Langhe compare alla base della biozona Lan-1A (Powell, 1986b) corrispondente alla biozona a nannoplancton NP25 (biozona a foraminiferi P22) riferibile all'Oligocene superiore e la sua scomparsa è al tetto della biozona Lan-2A corrispondente alla biozona a nannoplancton NN1 (base della biozona a foraminiferi N4) riferibile all'Aquitaniano inferiore. Biffi & Manum (1988) riportano la prima comparsa di *C. cantharellus* nella regione delle Marche (Italia centrale) alla base della biozona DO3 corrispondente alla biozona NP24 (Oligocene superiore), e la massima diffusione di *C. cantharellus* è all'interno della biozona DM3a corrispondente alla nannozona NN4 (Burdigaliano-Langhiano). Nel Mare del Nord meridionale, *C. cantharellus* scompare alla base della biozona NN4 (biozona a foraminiferi N6) (Munsterman & Brinkhuis, 2004). Più in generale, la scomparsa di *C. cantharellus* coincide con la base della biozona NN4 sia alle medie latitudini boreali che all'Equatore (Brinkhuis et al., 2009). Nello schema biozonale di Dybkjær & Piasecki (2008) sul Neogene della Danimarca, la scomparsa di *C. cantharellus* si trova al tetto della biozona a nannoplancton NN2 (biozona a foraminiferi N5).

La prima comparsa di *Cousteadinium aubryae* è riportata da Brinkhuis et al. (2009) al tetto della biozona NN2 e persiste fino al termine della biozona NN4 alle latitudini medie dell'emisfero Nord. Nelle regioni equatoriali, secondo lo stesso schema, la prima comparsa si riscontra all'interno della biozona NN2 e il suo intervallo stratigrafico si estende a tutta la biozona NN4. Nello schema sintetico del Neogene del territorio di Danimarca (Dybkjær & Piasecki, 2008), la prima comparsa di *C. aubryae* è all'interno della biozona NN4 (Burdigaliano sommitale). In area mediterranea *C. aubryae* è

osservata dalla base della biozona NN4 e si estende fino alla base della biozona NN6 (rapporto interno ENI, 2001).

Nel Miocene della Sardegna, Corradini (1985) riporta la prima comparsa di *Deflandrea phosphoritica* nell'intervallo NN4-NN5 della zonazione a nanoplancton riferibile al Langhiano. Torricelli & Biffi (2001) osservano *D. phosphoritica* nel Flysch Numidico tunisino nell'Oligocene superiore alla base della zona *Distatodinium biffii* (Dbi) di Brinkhuis et al. (1992), e nel Miocene inferiore all'interno della zona *Membranilarnacia picena* (Mpi), subzona *Homotryblium oceanicum* (Htr) di Brinkhuis et al. (1992). Nello schema di Dybkjær & Piasecki (2008) *D. phosphoritica* scompare al tetto della biozona a nanoplancton NP25 (Chattiano, Oligocene superiore). Secondo Brinkhuis et al. (2009), *D. phosphoritica* scompare, all'Equatore e alle medie latitudini dell'emisfero settentrionale, all'interno della biozona NN2 (Aquitano superiore).

Biffi & Torricelli (rapporto interno ENI, 1995) osservano *Edwardsiella sexispinosa* a partire dal Serravalliano superiore del Bacino Terziario Piemontese e fino al Pliocene inferiore nell'Appennino emiliano. Williams et al. (2004) riportano la comparsa e la scomparsa di *E. sexispinosa*, alle latitudini equatoriali, rispettivamente a 27.0 Ma (Chattiano, Oligocene superiore) e a 3.07 Ma (Piacenziano, Pliocene superiore). de Schepper & Head (2008) nel Pliocene-Pleistocene dell'Oceano Atlantico orientale (DSDP Hole 610A) riportano la scomparsa di *E. sexispinosa* a 3.02 Ma (Piacenziano, Pliocene superiore). Nel contesto esposto, *E. sexispinosa* risulta stratigraficamente distribuita dall'Oligocene al Pliocene (Versteegh & Zevenboom, 1995); nel Mare del Labrador la specie è riportata a partire dal Tortoniano medio (biozona a nanoplancton NN10) (Head et al., 1989b).

In area mediterranea (rapporto interno ENI, 2001) *Hystrichosphaeropsis obscura* compare al tetto della biozona a nanoplancton NN3 (Burdigaliano medio). Nella sezione di Lemme la prima comparsa di *H. obscura* è segnalata all'interno della biozona a foraminiferi planctonici *Globigerina ciperoensis ciperoensis* (biozona a nanoplancton NP25), riferibile all'Oligocene superiore (Powell, 1986a). Brinkhuis et al. (1992) segnalano il FAD alla base della biozona a nanoplancton NP25. Munsterman & Brinkhuis (2004) la riportano all'interno della biozona NN2 (Aquitano sommitale). In Italia centrale, Zevenboom (1995) riscontra la prima comparsa di *H. obscura* al tetto della biozona NN2 (Burdigaliano inferiore). L'estensione stratigrafica di questa specie potrebbe arrivare fino al Tortoniano superiore (base della biozona NN11) (Dybkjær & Piasecki, 2008).

Biffi & Torricelli (rapporto interno ENI, 1995) osservano *Invertocysta lacrymosa* a partire dal Serravalliano superiore nel Bacino Terziario Piemontese e fino al Pliocene inferiore nell'Appennino emiliano. Secondo Poulsen et al. (1996), la scomparsa di *I. lacrymosa* è al tetto della zona Pli-3 corrispondente all'intervallo biozonale NN16-NN18 (Piacenziano-Pretigliano). de Schepper & Head (2008) riportano la scomparsa di *I. lacrymosa* nell'Oceano Atlantico orientale a 2.74 Ma (Piacenziano, Pliocene superiore).

Powell (1986b) riporta la prima comparsa di *Invertocysta tabulata* nella regione delle Langhe alla base della biozona Lan-5A corrispondente all'intervallo NN4-NN5 della zonazione a nanoplancton (Langhiano). La sua distribuzione stratigrafica si conclude al tetto della biozona Lan-8B corrispondente a NN7 (Serravalliano superiore). Biffi & Torricelli (rapporto interno ENI, 1995) osservano *I. tabulata* a partire dal Langhiano del Bacino Terziario Piemontese e fino al Pliocene inferiore nell'Appennino emiliano. Secondo Poulsen et al. (1996), il FAD di *I. tabulata* è alla base della

biozona Mio-2 equivalente alla biozona NN4 (Langhiano). Secondo Williams et al. (2004) la prima comparsa di *I. tabulata* alle latitudini equatoriali è a 27.0 Ma (Chattiano, Oligocene superiore), mentre alle medie latitudini dell'emisfero settentrionale è a 23.0 Ma (Aquitaniense). Secondo gli stessi autori, la scomparsa di *I. tabulata* sia alle medie latitudini dell'emisfero settentrionale che all'Equatore è nel Gelasiano, Pliocene superiore. Nello schema biozonale di Brinkhuis et al. (2009) la prima comparsa di *I. tabulata* alle medie latitudini dell'emisfero settentrionale è alla base della biozona NN2 (Aquitaniense inferiore). de Schepper & Head (2008) riportano la scomparsa di *I. tabulata* nell'Oceano Atlantico orientale a 2.51 Ma (Gelasiano, Pliocene superiore).

La prima comparsa di *Melitasphaeridium choanophorum* è riportata in area mediterranea all'interno della biozona NN4 (rapporto interno ENI, 2001). Nella regione delle Langhe la prima comparsa di *M. choanophorum* è al tetto della biozona Lan-1A (biozona a nannoplancton NP25) (Powell, 1986b), riferibile alla porzione sommitale dell'Oligocene; la sua distribuzione stratigrafica copre tutto il Miocene medio. Secondo Dybkjær & Piasecki (2008), *M. choanophorum* si estenderebbe fino alla base della nannozona NN16 (Pliocene medio).

Operculodinium janduchenei è riportato nello schema biozonale dell'ENI (rapporto interno, 2001) con due morfotipi *O. janduchenei* e *O. janduchenei* large forms. Il primo morfotipo compare al tetto della biozona NN4 (Langhiano inferiore); il secondo compare all'interno della biozona NN5 (Langhiano superiore). Nel Bacino Terziario Piemontese *O. janduchenei* compare nel Langhiano e prosegue fino al Pliocene inferiore dell'Appennino emiliano (Biffi & Torricelli, rapporto interno ENI, 1995). Nel bacino del Mare di Norvegia-Groenlandia, il FAD di *O. janduchenei* cade nell'intervallo NN8-NN10 (Tortoniano) (Poulsen et al., 1996).

Operculodinium piaseckii, in area mediterranea (rapporto interno ENI, 2001) compare all'interno della biozona NN4, riferibile al Burdigaliano superiore. In Danimarca, il FAD di *O. piaseckii* cade nel Burdigaliano inferiore-medio (Dybkjær, 2004). Nello schema di de Verteuil & Norris (1996) *O. piaseckii* compare alla base della biozona DN2 (biozona a nannoplancton NN2) riferibile all'Aquitaniense superiore (Louwey et al., 2000).

Palaeocystodinium golzowense è riportata da Powell (1986b) nella regione delle Langhe. Compare alla base della biozona Lan-4B e all'interno della nannozona NN4 (biozona a foraminiferi N8), riferibile al Burdigaliano superiore. Biffi & Manum (1988) riportano *P. golzowense* nella regione delle Marche (Italia centrale), nella zona DO3 (biozone NP25 e NN1 della zonazione a nannoplancton) e il suo intervallo stratigrafico è molto ampio e comprende le zone DM1 (biozona NN1), DM2 (biozone NN2 e NN3) e DM3 (biozona NN4). Secondo Poulsen et al. (1996), il LAD di *P. golzowense*, in sezioni del Mare di Norvegia-Groenlandia, cade nell'intervallo NN8-NN10 della zonazione a nannoplancton, riferibile al Tortoniano. In generale, secondo Brinkhuis et al. (2009), *P. golzowense* scompare all'interno della biozona NN10, riferibile al Tortoniano medio.

Stoveracysta conerae è una specie riportata per la prima volta da Biffi & Manum (1988) nella sezione di Monte Conero (Bisciaro Fm.) nelle Marche (Italia centrale). Secondo gli stessi autori, *S. conerae* ha la prima e ultima comparsa rispettivamente alla base e al tetto della zona DM2 corrispondente all'intervallo zonale NN1-NN3 della zonazione a nannoplancton (Aquitaniense-Burdigaliano). *S. conerae* era stata precedentemente riportata anche da Powell (1986b) come *Batiacasphaera?* sp. A nella regione delle Langhe, nell'Italia nord-occidentale (Plate 4, Fig 3). Biffi &

Toricelli (rapporto interno ENI, 1995) osservano *S. conerae* a partire dal Langhiano nel Bacino Terziario Piemontese. Wilpshaar et al. (1996) riportano la prima comparsa di *S. conerae* nel Mediterraneo centrale nella parte inferiore della biozona a nanoplancton NN2 (Aquitaniense-Burdigaliano). Biffi & Torricelli (2001) riportano la prima comparsa di *S. conerae* nel Flysch Numidico tunisino alla base della subzona d'intervallo *Stoveracysta conerae* (Sco) di Brinkhuis et al. (1992) corrispondente all'intervallo della zonazione a nanoplancton NN1-NN2 (Aquitaniense). Tuttavia, Brinkhuis et al. (1992) non definiscono il tetto di questa subzona. Montanari et al. (1997) propongono di suddividere la zona *Membranilarnacia picena* (Mpi) di Brinkhuis et al. (1992) in tre subzone: *Hystriochokolpoma truncata* (Htr), *Stoveracysta conerae* (Sco) e *Systematophora urbinii* (Sur). L'introduzione di questa ulteriore subzona, ha permesso di definire il tetto della subzona *S. conerae* (Sco) con la prima comparsa di *S. urbinii*. Nello schema biozonale del Miocene dell'area mediterranea (rapporto interno ENI, 2001), *S. conerae* compare all'interno della biozona a nanoplancton NN2 (Aquiraniense superiore) e la sua scomparsa è nella biozona NN3 (Burdigaliano medio-superiore).

Systematophora urbinii è una specie riportata per la prima volta da Biffi & Manum (1988) nella sezione di Montebello d'Urbino (Italia centrale). Secondo gli stessi autori, la prima comparsa di *S. urbinii* è al tetto della subzona DM1b (zona DM1) corrispondente alla biozona a nanoplancton NN1 (Aquitaniense) e l'ultima comparsa è all'interno della zona DM2 corrispondente all'intervallo biozonale NN1-NN3 (Aquitaniense-Burdigaliano). Nel Bacino Terziario Piemontese *S. urbinii* compare nel Burdigaliano superiore (Biffi & Torricelli, rapporto interno ENI, 1995). Montanari et al. (1997) riportano la prima comparsa di *S. urbinii* alla base della subzona *S. urbinii* (Sur) equivalente all'intervallo biozonale della zonazione a nanoplancton NN2-NN3 (Burdigaliano inferiore-medio).

4.3.2.3. Specie ad ampia distribuzione geografica e stratigrafica rinvenute nelle associazioni a dinocisti delle sezioni calabresi

Le associazioni a dinocisti, inoltre, presentano alcune specie in comune, tra le quali:

1. *Cleistosphaeridium ancyreum*;
2. *Homotryblium floripes*;
3. *Homotryblium tenuispinosum*;
4. *Operculodinium* sp. cf. *placitum*;
5. *Impagidinium aculeatum*;
6. *Impagidinium minor*;
7. *Impagidinium patulum*;
8. *Impagidinium tectum*;
9. *Minisphaeridium latirictum*;
10. *Spiniferites mirabilis*

La specie *Cleistosphaeridium ancyreum* era precedentemente indicata come *Systematophora ancyrea*. Islam (1993) pone in sinonimia il genere *Cleistosphaeridium* con il genere giurassico *Systematophora*. Tuttavia, Fensome et al. (2008) seguono l'emendamento di questo genere proposta da Eaton et al. (2001) e considerano le dinocisti appartenenti al genere *Cleistosphaeridium* come

goniaulacoidi areoligeracee, diversamente da quelle appartenenti al genere *Systematophora* le quali non mostrano caratteristiche tipiche delle dinocisti areoligeracee. Corradini (1985), nel Miocene sardo, riporta la prima comparsa di *Systematophora ancyrea* nella porzione basale della biozona a nannoplancton NN1 (Aquitaniaco). Biffi & Manum (1988) riportano la prima comparsa di *S. ancyrea* nelle Marche (Italia centrale), all'interno dell'intervallo zonale DO1-DM3 (Oligocene-Miocene inferiore) corrispondente all'intervallo NP22-NN4 della zonazione a nannoplancton. Biffi & Torricelli (rapporto interno ENI, 1995) osservano *S. ancyrea* nel Burdigaliano superiore del Bacino Terziario Piemontese. Torricelli & Biffi (2001) osservano *S. ancyrea* nel Flysch Numidico tunisino nell'Oligocene inferiore, nella zona *Hystrihokolpoma pusillum* (Hpu) di Whilpshaar et al. (1996), e nel Miocene inferiore alla base della subzona *Homotryblium oceanicum* Htr (zona Mpi) di Brinkhuis et al. (1992). Fensome et al. (2008), in Nuova Scozia (Oceano Atlantico), riportano il LAD di *C. ancyreum* nel Tortoniano superiore.

Homotryblium floripes ha la sua prima comparsa nella regione delle Langhe (Powell, 1986b) alla base della biozona Lan-1A e la sua distribuzione stratigrafica si conclude al tetto della stessa, corrispondente alla biozona a nannoplancton NP25 (Oligocene superiore). Biffi & Manum (1988) riportano la prima comparsa di *H. floripes* nelle Marche (Italia centrale) alla base della biozona DO3 corrispondente alla biozona a nannoplancton NP23 (Oligocene superiore). Nello schema biozonale di Brinkhuis et al. (2009), *H. floripes* scompare alle medie latitudini dell'emisfero Nord all'interno della biozona NN2 (base della biozona a foraminiferi N5), Aquitaniaco superiore. All'Equatore *H. floripes* ha una distribuzione stratigrafica più ampia, estendendosi fino al tetto della biozona a nannoplancton NN11a (biozona a foraminiferi N17b), Messiniano.

Homotryblium tenuispinosum, qui associato a *H. floripes* a causa della loro similitudine morfologica, scompare all'interno di NN5 (Langhiano superiore) alle medie latitudini dell'emisfero Nord; all'Equatore scompare al tetto di NN11a (Messiniano) (Brinkhuis et al., 2009). Corradini (1985), nel suo studio sulle dinocisti del Miocene sardo, riporta l'estensione stratigrafica di *H. cf. tenuispinosum* corrispondente all'intervallo NN1-NN2 della zonazione a nannoplancton (Aquitaniaco-Burdigaliano inferiore). La stessa forma (*H. cf. tenuispinosum*) è riportata in sedimenti coevi del Portogallo (Pais, 1978). In Italia centrale *H. tenuispinosum* è già presente nella zona DO1 corrispondente all'intervallo biozonale NP22-NP23, Oligocene inferiore (Biffi & Manum, 1988). In Danimarca, il FAD di *H. tenuispinosum* è compresa tra la parte superiore del Chattiano e l'Aquitaniaco inferiore (Dybkjær, 2004).

La prima comparsa di *Impagidinium aculeatum* nell'Oceano Atlantico settentrionale è nel Langhiano (Ogg & Ogg, 2008). Costa & Downie (1979b) riportano la prima comparsa di *I. aculeatum* all'interno della biozona *Unipontidinium aquaeductum* (Uaq) corrispondente alla biozona NN5 della zonazione a nannoplancton. Brinkhuis et al. (1992) riportano la prima comparsa di *I. aculeatum* nella parte inferiore della biozona *Distatodinium biffii* (Dbi) all'interno della biozona NP25 (Oligocene superiore). Biffi & Torricelli (rapporto interno, 1995) osservano *I. aculeatum* a partire dal Burdigaliano superiore nel Bacino Terziario Piemontese e fino al Pliocene inferiore nell'Appennino emiliano. Poulsen et al. (1996) riportano la prima comparsa di *I. aculeatum* alla base della biozona Mio-6 corrispondente alla biozona a nannoplancton NN11 (Messiniano).

Impagidinium minor è una specie riportata per la prima volta da Biffi & Manum (1988) all'interno della subzona DO3b (zona DO3) corrispondente all'intervallo NP25-NN1 della zonazione a

nannoplancton (limite Oligocene-Miocene). Secondo gli stessi autori, *I. minor* scompare all'interno della zona DM2 corrispondente all'intervallo NN1-NN3 (Aquitaniense-Burdigaliano).

Alle medie latitudini dell'emisfero Nord e all'Equatore, *Impagidinium patulum* compare all'interno della biozona NN4 corrispondente alla base della biozona a foraminiferi N8 e riferibile al Burdigaliano superiore (Brinkhuis et al., 2009). Nella regione delle Langhe *Impagidinium* cf. *patulum* compare all'interno di Lan-3B corrispondente alla base della biozona a nannoplancton NN2 (biozona a foraminiferi N4) riferibile al limite Aquitaniense-Burdigaliano. L'estensione stratigrafica è molto ampia e comprende tutto il Miocene medio (Powell, 1986b). In area mediterranea la comparsa di *I. patulum* è alla base della biozona NN4 riferibile al Burdigaliano superiore (rapporto interno ENI, 2001). Nel Miocene della Sardegna, Corradini (1985) riporta la prima comparsa di *I. patulum* alla base della biozona NN4. Brown & Downie (1985) riportano la prima comparsa in NN2. Nell'Atlantico (Rockhall Plateau), la prima comparsa è riportata all'interno di NN6 (biozona a foraminiferi N12), riferibile al Serravalliano (Edwards, 1984). Biffi & Torricelli (rapporto interno ENI, 1995) osservano *I. patulum* a partire dal Langhiano nel Bacino Terziario Piemontese fino al Pliocene inferiore nell'Appennino emiliano.

Impagidinium tectum è una specie riportata per la prima volta da Biffi & Manum (1988) all'interno della subzona DO3b (zona DO3) corrispondente all'intervallo biozonale NP25-NN1 (limite Oligocene-Miocene). Brinkhuis et al. (1992) riportano la prima comparsa di *I. tectum* all'interno della biozona *Distatodinium biffii* (Dbi) corrispondente all'intervallo biozonale NP25-NN1 (Oligocene superiore-Miocene inferiore).

Minisphaeridium latirictum (conosciuto in passato come *Cordosphaeridium minimum*) è riportata da Powell (1986b), nelle Langhe, all'interno della biozona Lan-4B, corrispondente alla base della biozona NN5 (Langhiano medio); scompare al tetto della biozona Lan-8A e all'interno della biozona NN6. Biffi & Manum (1988) riportano *M. latirictum* (*C. minimum*) all'interno dell'intervallo DO2-DM1 equivalente all'intervallo NP23-NN1 (Oligocene superiore-Aquitaniense). Mao et al. (2001; 2004) e Torricelli & Biffi (2001) riportano la prima comparsa di *M. latirictum* nell'Oligocene inferiore.

Operculodinium sp. cf. *placitum* è una specie riportata da Biffi & Manum (1988) nelle Marche (Italia centrale) a partire dalla base della subzona DO3a (zona DO3) corrispondente all'intervallo biozonale NP24-NP25 della zonazione a nannoplancton (Oligocene superiore), fino alla subzona DM3a (zona DM3), corrispondente alla biozona a nannoplancton NN4 (Burdigaliano-Langhiano), in cui *O.* cf. *placitum* scompare.

La prima comparsa di *Spiniferites mirabilis* è riportata da Londeix & Jan du Chêne (1998) nel Burdigaliano francese (biozona a nannoplancton NN2); da Powell (1986b) alla fine del Burdigaliano (biozona NN4), biozona Lan-4B nella regione delle Langhe dove ha la massima diffusione nel Langhiano. Nello stesso intervallo cronostratigrafico, infatti, è riportata in più bacini, con una distribuzione geografica quasi cosmopolita. *S. mirabilis* compare però già nell'Oligocene. Biffi & Manum (1988) riportano la prima comparsa di *S. mirabilis* nelle Marche (Italia centrale) alla base della biozona DO1 corrispondente all'intervallo biozonale NP22-NP23 (Oligocene inferiore). Torricelli & Biffi (2001) riportano questa specie nel Flysch Numidico tunisino dell'Oligocene superiore. Anche Stover et al. (1996) riportano la prima comparsa di *S. mirabilis* alla base del Chattiano (Oligocene superiore).

4.3.2.4. Sezione di Valle dello Stilaro destra – Formazione di Stilo-Capo d'Orlando

Sono stati riconosciuti i seguenti taxa:

1. *Achomosphaera* spp.
2. *Apteodinium* spp.
3. *Barssidinium taxandrianum* Louwye, 1999
4. *Batiacasphaera* spp.
5. *Brigantedinium* spp.
6. *Cleistosphaeridium* spp.
7. *Cleistosphaeridium ancyreum* (Cookson & Eisenack, 1965a) Eaton et al., 2001
8. *Cleistosphaeridium diversispinosum* Davey et al., 1966
9. *Cleistosphaeridium placacanthum* (Deflandre & Cookson, 1955) Eaton et al., 2001
10. *Dapsilidinium* spp.
11. *Hafniasphaera* spp.
12. *Homotryblium* spp.
13. *Homotryblium floripes* (Deflandre & Cookson, 1955) Stover, 1975 / *H. tenuispinosum* Davey & Williams, 1966b
14. *Hystrichokolpoma* spp.
15. *Hystrichokolpoma* sp. *sensu* Biffi & Manum, 1988
16. *Hystrichokolpoma rigaudiae* Deflandre & Cookson, 1955
17. *Hystrichostrogylon* spp.
18. *Impagidinium* spp.
19. *Impagidinium minor* Biffi & Manum, 1988
20. *Impagidinium patulum* (Wall, 1967) Stover & Evitt, 1978 / *I. paradoxum* Wall, 1967
21. *Impagidinium tectum* Biffi & Manum, 1988
22. *Lejeunecysta* spp.
23. *Lingulodinium brevispinosum* Matsuoka & Bujak, 1988
24. *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
25. *Melitasphaeridium pseudorecurvatum* (Morgenroth, 1966a) Bujak et al., 1980
26. *Minisphaeridium latirictum* (Davey & Williams, 1966b) *comb. nov.*
27. *Nematosphaeropsis labyrinthus* (Ostenfeld, 1903) Reid, 1974
28. *Nematosphaeropsis lemniscata* Bujak, 1984
29. *Nematosphaeropsis "nexa" sensu* Fensome & Williams, 2004
30. *Operculodinium* spp.
31. *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
32. *Operculodinium israelianum* (Rossignol, 1962) Wall, 1967
33. *Operculodinium* sp. cf. *placitum* Drugg & Loeblich Jr., 1967
34. *Palaeocystodinium* spp.
35. *Palaeocystodinium golzowense* Alberti, 1961
36. *Pentadinium* spp.
37. *Polysphaeridium* spp.

38. *Polysphaeridium zoharyi* (Rossignol, 1962) Bujak et al., 1980
39. *Pyxidinospis* spp.
40. *Reticulatosphaera actinocoronata* (Benedek, 1972) Bujak & Matsuoka, 1986
41. *Selenopemphix armata* Bujak in Bujak et al., 1980
42. *Selenopemphix brevispinosa* Head et al., 1989c
43. *Selenopemphix nephroides* Benedek emend. Benedek & Sarjeant, 1981
44. *Spiniferites* spp.
45. *Spiniferites bentorii* (Rossignol, 1964) Wall & Dale, 1970
46. *Spiniferites mirabilis* (Rossignol, 1963) Sarjeant, 1970
47. *Spiniferites pseudofurcatus* (Klumpp, 1953) Sarjeant, 1970 emend. Sarjeant, 1981
48. *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854
49. *Systematophora urbinii* Biffi & Manum, 1988
50. *Tectatodinium* spp.

L'affioramento campionato a destra della Valle del fiume Stilaro appartiene alla parte basale della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (la più alta all'interno dell'Unità di Stilo). In base al contenuto faunistico ritrovato nelle calcareniti della Fm. di Stilo-Capo d'Orlando, gli autori hanno proposto differenti età che vanno dall'Oligocene inferiore al Burdigaliano medio-superiore (Bonardi et al., 1980; Meulenkamp et al., 1986; Courme & Mascle, 1988; Weltje, 1992; Patterson et al., 1995; Cavazza et al., 1997; Bonardi et al., 2002; Heymes et al., 2008).

La biostratigrafia dei campioni studiati si basa principalmente sulla presenza di tre specie *index*: *Barssidinium taxandrianum*, *Palaeocystodinium golzowense* e *Systematophora urbinii* (Tab. 4.3).

L'associazione a dinocisti comprende numerose specie, tra le quali abbondanti *Operculodinium* sp. cf. *placitum*, *Impagidinium minor* e *I. tectum*. Queste specie permettono di limitare cronologicamente i campioni ad un'età compresa tra base dell'Aquitano e il Burdigaliano equivalente all'intervallo NN1-NN3 della zonazione a nannoplancton.

STILO - CAPO D'ORLANDO FM.			FORMATION
AQUITANIAN-MIDDLE BURDIGALIAN			AGE
0,5	1,5	2	Metres from the base of the section
VDS dx 1	VDS dx 2	VDS dx 3	SAMPLE
			1. <i>Achomosphaera</i> spp.
			2. <i>Batiacasphaera</i> spp.
			3. <i>Brigantedinium</i> spp
			4. <i>Cleistosphaeridium</i> spp.
			5. <i>Cleistosphaeridium ancyreum</i>
			6. <i>Cleistosphaeridium diversispinosum</i>
			7. <i>Cleistosphaeridium placacanthum</i>
			8. <i>Dapsilidium</i> spp.
			9. <i>Hafniasphaera</i> spp.
			10. <i>Homotryblium</i> spp.
			11. <i>Homotryblium floripes</i> / <i>H. tenuispinosum</i>
			12. <i>Hystrichostrogylon</i> spp.
			13. <i>Hystrichokolpoma</i> spp.
			14. <i>Impagidium</i> spp.
			15. <i>Impagidium minor</i>
			16. <i>Impagidium tectum</i>
			17. <i>Lingulodinium machaerophorum</i>
			18. <i>Melitasphaeridium pseudorecurvatum</i>
			19. <i>Minisphaeridium latirictum</i>
			20. <i>Nematosphaeropsis lemniscata</i>
			21. <i>Operculodinium</i> spp.
			22. <i>Operculodinium israelianum</i>
			23. <i>Operculodinium</i> sp. cf. <i>placitum</i>
			24. <i>Palaeocystodinium</i> spp.
			25. <i>Palaeocystidium golzowense</i>
			26. <i>Pentadinium</i> spp.
			27. <i>Reticulatosphaera actinocoronata</i>
			28. <i>Selenopemphix armata</i>
			29. <i>Selenopemphix brevispinosa</i>
			30. <i>Selenopemphix nephroides</i>
			31. <i>Spiniferites</i> spp.
			32. <i>Spiniferites mirabilis</i>
			33. <i>Spiniferites pseudofurcatus</i>
			34. <i>Spiniferites ramosus</i>
			35. <i>Systematophora urbinii</i>
			36. <i>Tectatodinium</i> spp.
			37. <i>Apteodinium</i> spp.
			38. <i>Barssidinium taxandrianum</i>
			39. <i>Hystrichokolpoma</i> sp. Biffi & Manum, 1988
			40. <i>Hystrichokolpoma rigaudiae</i>
			41. <i>Impagidium patulum</i> l. <i>paradoxum</i>
			42. <i>Lejeunecysta</i> spp.
			43. <i>Lingulodinium brevispinosum</i>
			44. <i>Nematosphaeropsis labyrinthus</i>
			45. <i>Nematosphaeropsis nexa</i>
			46. <i>Operculodinium centrocarpum</i>
			47. <i>Polysphaeridium</i> spp.
			48. <i>Polysphaeridium zoharyi</i>
			49. <i>Pyxidiniopsis</i> spp.
			50. <i>Spiniferites bentorii</i>
			51. Indet. proximate cysts
			52. Indet. chorate cysts
			TOTAL COUNTS DINOFLAGELLATE CYSTS
	77 132 614	73 102 635	

Tabella 4.2. Distribuzione delle cisti di dinoflagellati rinvenute nella sezione di Valle dello Stilaro destra (in grigio sono evidenziate le specie chiave, *index*, utili ai fini biostratigrafici; i codici delle sezioni in rosso indicano che i corrispondenti campioni non contengono palinomorfi).

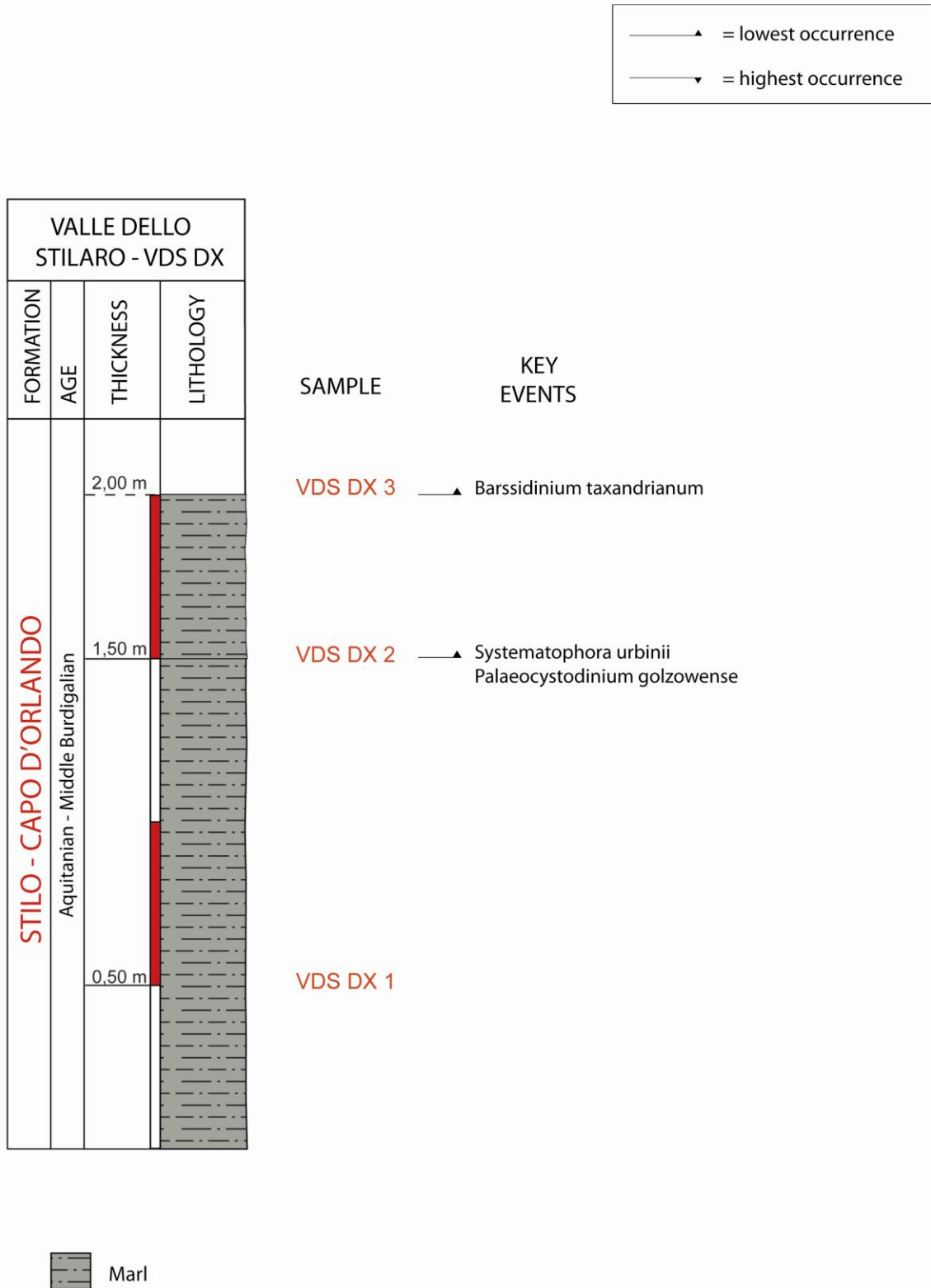


Figura 4.11. Colonna litostratigrafica della sezione della Valle dello Stilaro destra. A destra sono indicati gli eventi chiave a dinocisti identificati nel presente studio.

4.3.2.5. Sezione di Stilo-Stignano – Formazione di Stilo-Capo d'Orlando

Sono stati riconosciuti i seguenti taxa:

1. *Achomosphaera* spp.
2. *Apteodinium* spp.
3. *Barssidinium taxandrianum* Louwye, 1999
4. *Batiacasphaera* spp.
5. *Brigantedinium* spp.
6. *Caligodinium* spp.
7. *Caligodinium pychnum* Biffi & Manum, 1988
8. *Cerebrocysta mediterranea* Biffi & Manum, 1988
9. *Chiropteridium galea* (Maier, 1959) Sarjeant, 1983
10. *Cleistosphaeridium* spp.
11. *Cleistosphaeridium ancyreum* (Cookson & Eisenack, 1965a) Eaton et al., 2001
12. *Cleistosphaeridium placacanthum* (Deflandre & Cookson, 1955) Eaton et al., 2001
13. *Cordosphaeridium cantharellus* (Brosius, 1963) Gocht, 1969
14. *Cribroperidinium* spp.
15. *Dapsilidinium* spp.
16. *Deflandrea phosphoritica* Eisenack, 1938b
17. *Hafniasphaera* spp.
18. *Homotryblum* spp.
19. *Homotryblum* cf. *oceanicum sensu* Brinkhuis et al., 1992
20. *Homotryblum floripes* (Deflandre & Cookson, 1955) Stover, 1975 / *H. tenuispinosum* Davey & Williams, 1966b
21. *Hystrichokolpoma* spp.
22. *Hystrichokolpoma* sp. Biffi & Manum, 1988
23. *Hystrichokolpoma rigaudiae* Deflandre & Cookson, 1955
24. *Hystrichostrogylon* spp.
25. *Impagidinium* spp.
26. *Impagidinium minor* Biffi & Manum, 1988
27. *Impagidinium tectum* Biffi & Manum, 1988
28. *Impagidinium velorum* Bujak, 1984
29. *Lejeunecysta* spp.
30. *Lingulodinium* spp.
31. *Lingulodinium brevispinosum* Matsuoka & Bujak, 1988
32. *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
33. *Melitasphaeridium pseudorecurvatum* (Morgenroth, 1966a) Bujak et al., 1980
34. *Minisphaeridium latirictum* (Davey & Williams, 1966b) comb. nov.
35. *Nematosphaeropsis lemniscata* Bujak, 1984
36. *Operculodinium* spp.
37. *Operculodinium israelianum* (Rossignol, 1962) Wall, 1967

38. *Operculodinium* sp. cf. *placitum* Drugg & Loeblich Jr., 1967
39. *Palaeocystodinium golzowense* Alberti, 1961
40. *Pentadinium* spp.
41. *Polysphaeridium zoharyi* (Rossignol, 1962) Bujak et al., 1980
42. *Pyxidinoopsis* spp.
43. *Reticulosphaera actinocoronata* (Benedek, 1972) Bujak & Matsuoka, 1986
44. *Selenopemphix armata* Bujak in Bujak et al., 1980
45. *Selenopemphix brevispinosa* Head et al., 1989c
46. *Spiniferites* spp.
47. *Spiniferites mirabilis* (Rossignol, 1963) Sarjeant, 1970
48. *Spiniferites pseudofurcatus* (Klumpp, 1953) Sarjeant, 1970 emend. Sarjeant, 1981
49. *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854
50. *Stoveracysta* spp.
51. *Stoveracysta conerae* Biffi & Manum, 1988
52. *Systematophora urbinii* Biffi & Manum, 1988
53. *Tectatodinium* spp.
54. *Thalassiphora pelagica* (Eisenack, 1954) Eisenack & Gocht, 1960
55. *Tuberculodinium vancampoe* (Rossignol, 1962) Wall, 1967
56. *Wetzeliella gochtii* Costa & Downie, 1976

L'affioramento di Stilo-Stignano appartiene alla parte intermedio-alta della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando. Per l'attribuzione cronostratigrafica dei campioni di Stilo-Stignano è stata considerata la presenza di otto specie *index*: *Barssidinium taxandrianum*, *Caligodinium pychnum*, *Chiropteridium galea*, *Cordosphaeridium cantharellus*, *Deflandrea phosphoritica*, *Palaeocystodinium golzowense*, *Stoveracysta conerae* e *Systematophora urbinii* (Tab. 4.4). L'associazione a dinocisti comprende le specie *Operculodinium* sp. cf. *placitum*, *Impagidinium minor*, *I. tectum*, *T. pelagica*, *T. vancampoe* insieme a *W. gochtii*. Questi eventi permettono di riferire la sezione ad un'età compresa tra l'Aquitano inferiore e il Burdigaliano medio (equivalente all'intervallo biozonale NN1-NN2 della zonazione a nannoplancton) anche se non è escluso che possa estendersi da NP25 alla base della successione.

Alcuni campioni provenienti da questo affioramento sono stati studiati anche da Anna Maria Bambini dell'Università degli Studi di Siena, nell'ambito del Progetto PRIN 2007. In base ai nannofossili calcarei è stata attribuita un'età chattiana sommitale almeno nella parte basale dell'affioramento (intervallo biozonale NP25-NN1b della zonazione a nannoplancton) e aquitaniana superiore (biozona NN2) per la sommità (Bambini com. pers.).

STILO - CAPO D'ORLANDO FM.				FORMATION							
EARLY AQUITANIAN-MIDDLE BURDIGALIAN				AGE							
Metres from the base of the section				SAMPLE							
15	2.1	3	3.25	3.4	3.5	3.61	3.65	3.7	3.8	3.95	1..Achomosphaera spp.
SCO 1	SCO 2	SCO 3	SCO 4	SCO 5	SCO 6	SCO 7	SCO 8	SCO 9	SCO 10	SCO 11	2..Apteodinium spp.
											3..Baticasphaera spp.
											4..Brigantedinium spp.
											5..Caligodinium spp.
											6..Cleistosphaeridium spp.
											7..Hafniasphaera spp.
											8..Homotryblium spp.
											9..Homotryblium floripes / H. tenuispinosum
											10..Impagidinium spp.
											11..Impagidinium tectum
											12..Lingulodinium machaerophorum
											13..Operculodinium spp.
											14..Operculodinium israelianum
											15..Polysphaeridium zoharyi
											16..Pyxidopsis spp.
											17..Reticulatosphaera actinocoronata
											18..Selenopemphix nephroides
											19..Spiniferites spp.
											20..Spiniferites mirabilis
											21..Spiniferites pseudofurcatus
											22..Stoveracysta conerae
											23..Systematophora urbinii
											24..Thalassiphora pelagica
											25..Caligodinium pychnum
											26..Cleistosphaeridium ancyreum
											27..Cleistosphaeridium placacanthum
											28..Cordosphaeridium cantharellus
											29..Dapsilidinium spp.
											30..Homotryblium cf. oceanicum
											31..Hystrichokolpoma spp.
											32..Hystrichokolpoma rigaudiae
											33..Impagidinium minor
											34..Impagidinium velorum
											35..Lejeunecysta spp.
											36..Minisphaeridium latirictum
											37..Nematosphaeropsis lemniscata
											38..Spiniferites ramosus
											39..Stoveracysta spp.
											40..Tectatodinium spp.
											41..Tuberculodinium vancampoe
											42..Barssidinium taxandrianum
											43..Cerebrocysta mediterranea
											44..Deflandrea phosphoritica
											45..Hystrichokolpoma sp. Biffi & Manum, 1988
											46..Hystrichostrogylon spp.
											47..Operculodinium sp. cf. placitum
											48..Pentadinium spp.
											49..Wetzeliiella gochtii
											50..Chiropteridium galea
											51..Palaeocystodinium golzowense
											52..Selenopemphix armata
											53..Melitasphaeridium pseudorecurvatum
											54..Cribroperidinium spp.
											55..Lingulodinium spp.
											56..Lingulodinium brevispinosum
											57.. Indet. proximate cysts
											58.. Indet. chorate cysts
											TOTAL COUNTS DINOFLAGELLATE CYSTS
											50 37 536
											74 52 678
											55 28 416
											79 32 530
											50 28 614
											82 38 476
											49 76 697
											27 28 289

Tabella 4.3. Distribuzione delle cisti di dinoflagellati rinvenute nella sezione di Stilo-Stignano (in grigio sono evidenziate le specie chiave, *index*, utili ai fini biostratigrafici; i codici delle sezioni in rosso indicano che i corrispondenti campioni non contengono palinomorfi).

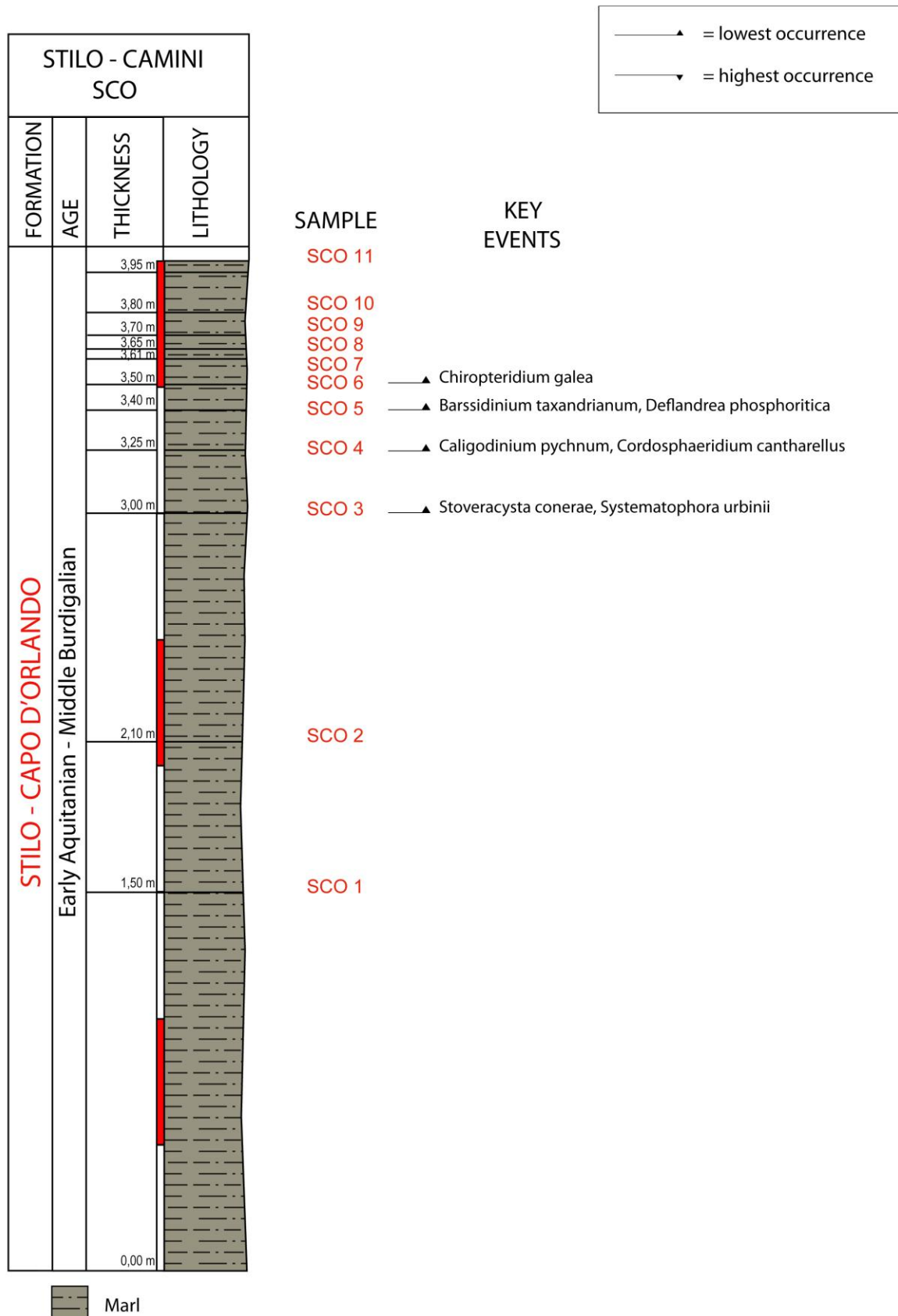


Figura 4.12. Colonna litostratigrafica della sezione di Stilo-Stignano. A destra sono indicati gli eventi chiave a dinocisti identificati nel presente studio.

4.3.2.6. Sezione di Madonna del Carmine – Formazione di Stilo-Capo d'Orlando

Sono stati riconosciuti i seguenti taxa:

1. *Achomosphaera* spp.
2. *Batiacasphaera* spp.
3. *Brigantedinium* spp.
4. *Cerebrocysta mediterranea* Biffi & Manum, 1988
5. *Cleistosphaeridium* spp.
6. *Cleistosphaeridium placacanthum* (Deflandre & Cookson, 1955) Eaton et al., 2001
7. *Cordosphaeridium inodes* (Klumpp, 1953) Eisenack, 1963 / *C. gracilis* (Eisenack, 1954) Davey & Williams, 1966
8. *Cousteaudinium aubryae* de Verteuil & Norris, 1996
9. *Hafniasphaera* spp.
10. *Homotryblium floripes* (Deflandre & Cookson, 1955) Stover, 1975 / *H. tenuispinosum* Davey & Williams, 1966b
11. *Hystrichokolpoma* sp. Biffi & Manum, 1988
12. *Hystrichokolpoma pusilla* Biffi & Manum, 1988
13. *Hystrichosphaeropsis obscura* Habib, 1972
14. *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
15. *Operculodinium* spp.
16. *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
17. *Polysphaeridium zoharyi* (Rossignol, 1962) Bujak et al., 1980
18. *Reticulosphaera actinocoronata* (Benedek, 1972) Bujak & Matsuoka, 1986
19. *Spiniferites* spp.
20. *Spiniferites pseudofurcatus* (Klumpp, 1953) Sarjeant, 1970 emend. Sarjeant, 1981
21. *Stoveracysta conerae* Biffi & Manum, 1988

L'affioramento di Madonna del Carmine appartiene alla parte alta della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando. La biostratigrafia dei campioni di Madonna del Carmine si basa principalmente sulla presenza di tre specie *index*: *Cousteaudinium aubryae*, *Hystrichosphaeropsis obscura* e *Stoveracysta conerae* (Tab. 4.5). Considerando queste specie possiamo riferire la sezione di Madonna del Carmine all'intervallo biozonale compreso tra parte di NN2 ed NN4.

I tre affioramenti della Fm. di Stilo-Capo d'Orlando presi in esame in questo studio presentano associazioni a dinocisti simili a quelle riscontrate da Biffi & Manum (1988) nella regione delle Marche e da Torricelli & Biffi (2001) nel Flysch Numidico tunisino. L'età che si può attribuire alla Formazione attraverso questo studio si estende da probabile NP25 (Oligocene superiore) al Langhiano medio (biozona NN4).

STILO - CAPO D'ORLANDO FM.			FORMATION
LATEST AQUITANIAN - MIDDLE LANGHIAN			AGE
MDC 1	MDC 2	MDC 3	SAMPLE
0,8	1,15	1,45	Metres from the base of the section
11	9	8	1. <i>Batiacasphaera</i> spp.
3	1	3	2. <i>Brigantedinium</i> spp.
1		2	3. <i>Cerebrocysta mediterranea</i>
1	1		4. <i>Cordosphaeridium inodes</i> / <i>C. gracilis</i>
4	1		5. <i>Polysphaeridium zoharyi</i>
	1	7	6. <i>Cleistosphaeridium</i> spp.
	1	3	7. <i>Cleistosphaeridium placacanthum</i>
	1		8. <i>Cousteaudinium aubryae</i>
	2		9. <i>Hafniasphaera</i> spp.
	5	4	10. <i>Homotryblium floripes</i> / <i>H. tenuispinosum</i>
1			11. <i>Hystrichosphaeropsis obscura</i>
	1	1	12. <i>Lingulodinium machaerophorum</i>
	1	1	13. <i>Operculodinium</i> spp.
	1		14. <i>Operculodinium centrocarpum</i>
	5	7	15. <i>Spiniferites</i> spp.
	1		16. <i>Stoveracysta conerae</i>
		1	17. <i>Achomosphaera</i> spp.
		1	18. <i>Hystrichokolpoma</i> sp. Biffi & Manum, 1988
		1	19. <i>Hystrichokolpoma pusilla</i>
		2	20. <i>Reticulatosphaera actinocoronata</i>
		1	21. <i>Spiniferites pseudofurcatus</i>
12	20	13	22. Indet. proximate cysts
3	14	10	23. Indet. chorate cysts
35	66	65	TOTAL COUNTS DINOFLAGELLATE CYSTS

Tabella 4.4. Distribuzione delle cisti di dinoflagellati rinvenute nella sezione di Madonna del Carmine (in grigio sono evidenziate le specie chiave, *index*, utili ai fini biostratigrafici).

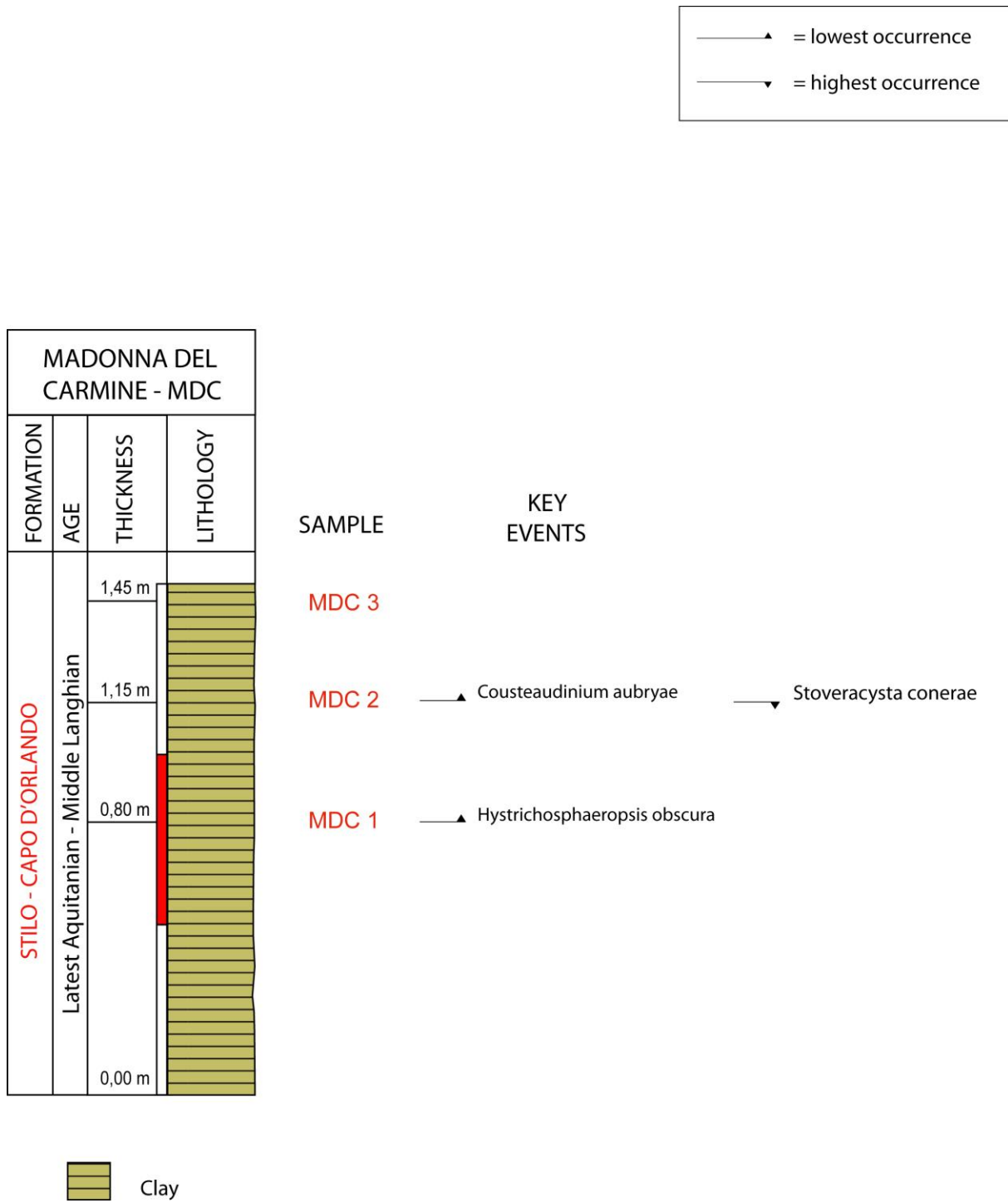


Figura 4.13. Colonna litostratigrafica della sezione di Madonna del Carmine. A destra sono indicati gli eventi chiave a dinocisti identificati nel presente studio.

4.3.2.7. Sezione di Caloveto – Formazione delle Arenarie a *Clypeaster*

Sono stati riconosciuti i seguenti taxa:

1. *Achomosphaera* spp.
2. *Achomosphaera callosa* Matsuoka, 1983b
3. *Apteodinium* spp.
4. *Apteodinium spiridooides* Benedek, 1972
5. *Barssidinium taxandrianum* Louwye, 1999
6. *Batiacasphaera* spp.
7. *Brigantedinium* spp.
8. *Cerebrocysta poulsenii* de Verteuil & Norris, 1996a
9. *Cleistosphaeridium* spp.
10. *Cousteaudinium aubryae* de Verteuil & Norris, 1996a
11. *Dapsilidinium* spp.
12. *Hafniasphaera* spp.
13. *Homotryblium floripes* (Deflandre & Cookson, 1955) Stover, 1975 / *H. tenuispinosum* Davey & Williams, 1966b
14. *Hystrichokolpoma rigaudiae* Deflandre & Cookson, 1955
15. *Hystrichosphaeropsis* sp. (DES 91, Eni)
16. *Hystrichosphaeropsis obscura* Habib, 1972
17. *Hystrichostrogylon* spp.
18. *Impagidinium* spp.
19. *Invertocysta* spp.
20. *Lejeunecysta* spp.
21. *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
22. *Melitasphaeridium choanophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Harland & Hill, 1979
23. *Nematosphaeropsis lemniscata* Bujak, 1984
24. *Operculodinium* spp.
25. *Operculodinium* sp. cf. *eirikianum* Head et al., 1989
26. *Operculodinium israelianum* (Rossignol, 1962) Wall, 1967
27. *Operculodinium janduchenei* Head et al., 1989
28. *Polysphaeridium zoharyi* (Rossignol, 1962) Bujak et al., 1980
29. *Pyxidinopsis* spp.
30. *Reticulosphaera actinocoronata* (Benedek, 1972) Bujak & Matsuoka, 1986
31. *Selenopemphix brevispinosa* Head et al., 1989c
32. *Selenopemphix nephroides* Benedek emend. Benedek & Sarjeant, 1981
33. *Spiniferites* spp.
34. *Spiniferites mirabilis* (Rossignol, 1963) Sarjeant, 1970
35. *Spiniferites pseudofurcatus* (Klumpp, 1953) Sarjeant, 1970 emend. Sarjeant, 1981

36. *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854

L'affioramento di Caloveto, discordante sull'Unità della Sila (Unità di Longobucco), appartiene alla Formazione delle Arenarie a *Clypeaster*, per la cui cronologia gli autori propongono differenti età che vanno dal Langhiano fino al passaggio Tortoniano-Messiniano.

Per l'attribuzione cronostratigrafica dei campioni di Caloveto sono stati presi in considerazione i bioeventi di sei specie *index*: *Barssidinium taxandrianum*, *Cerebrocysta poulsenii*, *Cousteaudinium aubryae*, *Hystrichosphaeropsis obscura*, *Melitasphaeridium choanophorum* e *Operculodinium janduchenei*. L'associazione a dinocisti comprende numerose specie, tra le quali *Homotryblium floripes*, *Operculodinium israelianum* e *Spiniferites mirabilis*.

Considerando l'evento di prima comparsa di *C. poulsenii* e le specie riscontrate nell'associazione, le quali non mostrano evidenze dirette del limite Serravalliano alto-Tortoniano, possiamo attribuire l'affioramento di Caloveto all'intervallo cronologico Langhiano medio-Serravalliano inferiore equivalente all'intervallo biostratigrafico NN5-NN6 della zonazione a nannoplancton.

CLYPEASTER SANDSTONES			FORMATION
MIDDLE LANGHIAN - EARLY SERRAVALLIAN			AGE
CLV 1	CLV 2	CLV 3	SAMPLE
			Metres from the base of the section
0.4	0.75	1.1	1. <i>Achomosphaera</i> spp.
31	34	22	2. <i>Apteodinium</i> spp.
1	1	1	3. <i>Barssidinium taxandrianum</i>
44	31	55	3. <i>Batiacasphaera</i> spp.
23	48	41	4. <i>Brigantedinium</i> spp.
1	1	4	5. <i>Cleistosphaeridium</i> spp.
1		2	6. <i>Cerebrocysta poulsenii</i>
4	7		7. <i>Hafniasphaera</i> spp.
82	37	15	8. <i>Homotryblium floripes</i> / <i>H. tenuispinosum</i>
3	2		9. <i>Hystrichokolpoma rigaudiae</i>
1			10. <i>Hystrichosphaeropsis obscura</i>
2			11. <i>Invertocysta</i> spp.
6	15	1	12. <i>Lingulodinium machaerophorum</i>
5	15	9	13. <i>Operculodinium</i> spp.
1			14. <i>Operculodinium</i> sp. cf. <i>eirikianum</i>
3	1		15. <i>Operculodinium israelianum</i>
26	15	1	16. <i>Operculodinium janduchenei</i>
1			17. <i>Polysphaeridium zoharyi</i>
11	4	1	18. <i>Reticulatosphaera actinocoronata</i>
27	27	31	19. <i>Spiniferites</i> spp.
1	2	4	20. <i>Spiniferites mirabilis</i>
6	10	1	21. <i>Spiniferites pseudofurcatus</i>
18	7	12	22. <i>Spiniferites ramosus</i>
	3	5	23. <i>Achomosphaera callosa</i>
	1		24. <i>Dapsilidium</i> spp.
	1		25. <i>Hystrichosphaeropsis</i> sp. (DES 91 Eni)
	6		26. <i>Impagidium</i> spp.
	8	5	27. <i>Pyxidinoopsis</i> spp.
	1	1	28. <i>Selenopemphix brevispinosa</i>
	1	3	29. <i>Selenopemphix nephroides</i>
		1	30. <i>Apteodinium spiridoides</i>
		2	32. <i>Cousteaudinium aubryae</i>
		1	33. <i>Hystrichostrogylon</i> spp.
		1	34. <i>Lejeunecysta</i> spp.
		4	35. <i>Melitasphaeridium choanophorum</i>
		1	36. <i>Nematosphaeropsis lemniscata</i>
34	13	23	37. Indet. proximate cysts
62	56	20	38. Indet. chorate cysts
393	346	269	TOTAL COUNTS DINOFLAGELLATE CYSTS

Tabella 4.5. Distribuzione delle cisti di dinoflagellati rinvenute nella sezione di Caloveto (in grigio sono evidenziate le specie chiave, *index*, utili ai fini biostratigrafici).

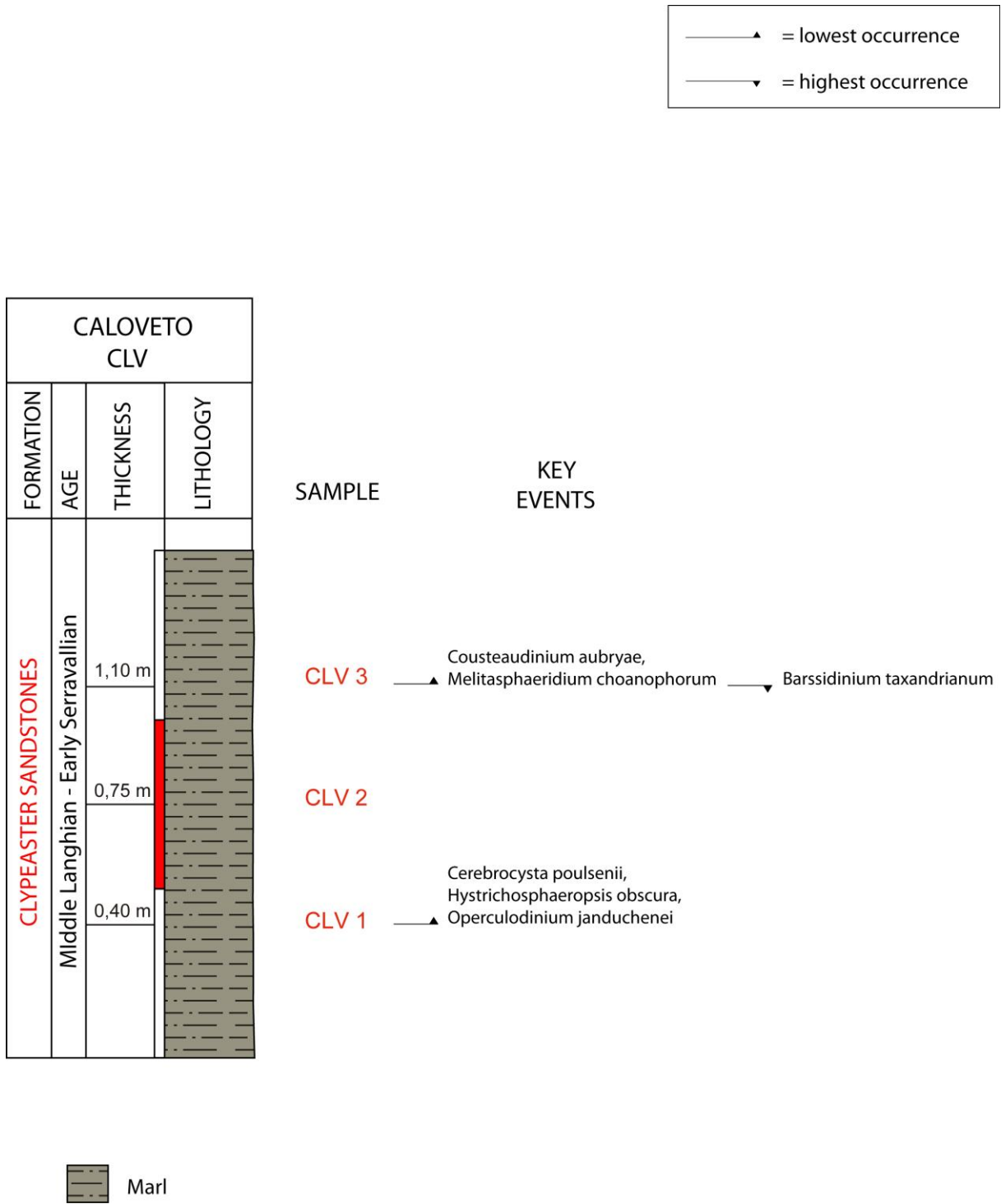


Figura 4.14. Colonna litostratigrafica della sezione di Caloveto. A destra sono indicati gli eventi chiave a dinocisti identificati nel presente studio.

4.3.2.8. Sezione di Prachi – Formazione delle Arenarie a *Clypeaster*

Sono stati riconosciuti i seguenti taxa:

1. *Achomosphaera* spp.
2. *Achomosphaera andalousiensis* Jan du Chêne, 1977 emend. Jan du Chêne & Londeix, 1988
3. *Apteodinium* spp.
4. *Batiacasphaera* spp.
5. *Brigantedinium* spp.
6. *Cerodinium* spp.
7. *Cleistosphaeridium* spp.
8. *Cleistosphaeridium diversispinosum* Davey et al., 1966
9. *Dapsilidinium* spp.
10. *Edwardsiella sexispinosa* Versteegh & Zevenboom in Versteegh, 1995
11. *Hafniasphaera* spp.
12. *Homotryblium* spp.
13. *Homotryblium floripes* (Deflandre & Cookson, 1955) Stover, 1975 / *H. tenuispinosum* Davey & Williams, 1966b
14. *Hystrichokolpoma* spp.
15. *Hystrichokolpoma rigaudiae* Deflandre & Cookson, 1955
16. *Hystrichosphaeropsis obscura* Habib, 1972
17. *Hystrichostrogylon* spp.
18. *Impagidinium* spp.
19. *Impagidinium aculeatum* (Wall, 1967) Lentin & Williams, 1981
20. *Impagidinium* cf. *brevisulcatum* (DES 91, Eni)
21. *Impagidinium minor* Biffi & Manum, 1988
22. *Impagidinium patulum* (Wall, 1967) Stover & Evitt, 1978 / *I. paradoxum* Wall, 1967
23. *Invertocysta* spp.
24. *Lejeunecysta* spp.
25. *Lingulodinium brevispinosum* Matsuoka & Bujak, 1988
26. *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
27. *Melitasphaeridium choanophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Harland & Hill, 1979
28. *Minisphaeridium latirictum* (Davey & Williams, 1966b) comb. nov.
29. *Nematosphaeropsis lemniscata* Bujak, 1984
30. *Nematosphaeropsis "nexa" sensu* Fensome & Williams, 2004
31. *Operculodinium* spp.
32. *Operculodinium* sp. cf. *eirikianum* Head et al., 1989b
33. *Operculodinium israelianum* (Rossignol, 1962) Wall, 1967

34. *Operculodinium janduchenei* Head et al., 1989
35. *Polysphaeridium zoharyi* (Rossignol, 1962) Bujak et al., 1980
36. *Pyxidinopsis* spp.
37. *Reticulosphaera actinocoronata* (Benedek, 1972) Bujak & Matsuoka, 1986
38. *Selenopemphix armata* Bujak in Bujak et al., 1980
39. *Selenopemphix nephroides* Benedek emend. Benedek & Sarjeant, 1981
40. *Spiniferites* spp.
41. *Spiniferites mirabilis* (Rossignol, 1963) Sarjeant, 1970
42. *Spiniferites pseudofurcatus* (Klumpp, 1953) Sarjeant, 1970 emend. Sarjeant, 1981
43. *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854
44. *Tectatodinium* spp.

L'affioramento di Prachi appartiene alla Formazione delle Arenarie a *Clypeaster* (Langhiano-Messiniano basale). La biostratigrafia dei campioni di Prachi si basa principalmente sulla presenza di cinque specie *index*: *Achomosphaera andalousiensis*, *Edwardsiella sexispinosa*, *Hystrichosphaeropsis obscura*, *Melitasphaeridium choanophorum* e *Operculodinium janduchenei*.

L'associazione a dinocisti comprende numerose specie, tra le quali *Homotryblium floripes*, *Impagidinium aculeatum*, *Impagidinium patulum* e *Spiniferites mirabilis*.

E. sexispinosa è stratigraficamente distribuita dall'Oligocene superiore al Pliocene inferiore (Versteegh & Zevenboom, 1995), ma ha la sua massima diffusione a partire dal Tortoniano medio-superiore (intervallo biostratigrafico NN10-NN11 della zonazione a nannoplancton). *I. aculeatum* ha una distribuzione stratigrafica che va dalla biozona NP25 (Chattiano) alla biozona NN11 (Tortoniano medio-superiore) della zonazione a nannoplancton. La sua massima diffusione stratigrafica è stata a partire dal Serravalliano superiore (intervallo NN6-NN7 della zonazione a nannoplancton). Pertanto, considerando questi bioeventi è possibile attribuire l'affioramento di Prachi all'intervallo cronologico Serravalliano sommitale-Tortoniano medio-superiore equivalente all'intervallo biostratigrafico NN7-NN10 della zonazione a nannoplancton.

CLYPEASTER SANDSTONES				FORMATION
LATE SERRAVALLIAN-MIDDLE TORTONIAN				AGE
0.5	0.65	0.8	1.5	Metres from the base of the section
PRA 1	PRA 2	PRA 3	PRA 4	SAMPLE
4	4	10	3	1. <i>Achomosphaera</i> spp.
10				2. <i>Achomosphaera andalousiensis</i>
1	2			3. <i>Apteodinium</i> spp.
486	9	42	44	4. <i>Batiacasphaera</i> spp.
7	21	23	21	5. <i>Brigantidium</i> spp.
8	5	4	3	6. <i>Hafniasphaera</i> spp.
63	87	9		7. <i>Homotryblum floripes</i> / <i>H. tenuispinosum</i>
1			1	8. <i>Hystrichokolpoma</i> spp.
6	1	2		9. <i>Hystrichokolpoma rigaudiae</i>
1	2			10. <i>Hystrichosphaeropsis obscura</i>
8	4	2	1	11. <i>Impagidinium</i> spp.
3		1		12. <i>Impagidinium aculeatum</i>
10	6	5		13. <i>Impagidinium minor</i>
17	6	2	3	14. <i>Impagidinium patulum</i> / <i>I. paradoxum</i>
1	4	1	1	15. <i>Impagidinium</i> cf. <i>brevisulcatum</i> (DES Eni)
2	2	2	1	16. <i>Melitasphaeridium choanophorum</i>
1				17. <i>Minisphaeridium latirictum</i>
83	31	10	2	18. <i>Nematosphaeropsis lemniscata</i>
14	7	13	10	19. <i>Operculodinium</i> spp.
1		2		20. <i>Operculodinium</i> sp. cf. <i>eirikianum</i>
22	18	2	12	21. <i>Operculodinium israelianum</i>
225	26	15	4	22. <i>Operculodinium janduchenei</i>
7	3		1	23. <i>Pyxidinospis</i> spp.
6	6		5	24. <i>Reticulatosphaera actinocoronata</i>
35	27	23	15	25. <i>Spiniferites</i> spp.
6	4	2	6	26. <i>Spiniferites mirabilis</i>
1	2	1		27. <i>Spiniferites pseudofurcatus</i>
31	19	1	13	28. <i>Spiniferites ramosus</i>
	1			29. <i>Cerodinium</i> spp.
	1	1		30. <i>Cleistosphaeridium</i> spp.
	1	4		31. <i>Edwardsiella sexispinosa</i>
	1	3	2	32. <i>Lingulodinium machaerophorum</i>
		1	2	33. <i>Polysphaeridium zoharyi</i>
	3		1	34. <i>Selenopemphix nephroides</i>
		1		35. <i>Cleistosphaeridium diversispinosum</i>
		2		36. <i>Dapsilidinium</i> spp.
		1		37. <i>Homotryblum</i> spp.
		1		38. <i>Hystrichostrogylon</i> spp.
		2		39. <i>Invertocysta</i> spp.
		1		40. <i>Lejeunecysta</i> spp.
		4		41. <i>Nematosphaeropsis nexa</i>
		2		42. <i>Selenopemphix armata</i>
			1	43. <i>Lingulodinium brevispinosum</i>
			3	44. <i>Tectatodinium</i> spp.
33	64	52	36	45. Indet. proximate cysts
61	81	22	21	46. Indet. chorate cysts
1142	449	273	208	TOTAL COUNTS DINOFLAGELLATE CYSTS

Tabella 4.6. Distribuzione delle cisti di dinoflagellati rinvenute nella sezione di Prachi (in grigio sono evidenziate le specie chiave, *index*, utili ai fini biostratigrafici).

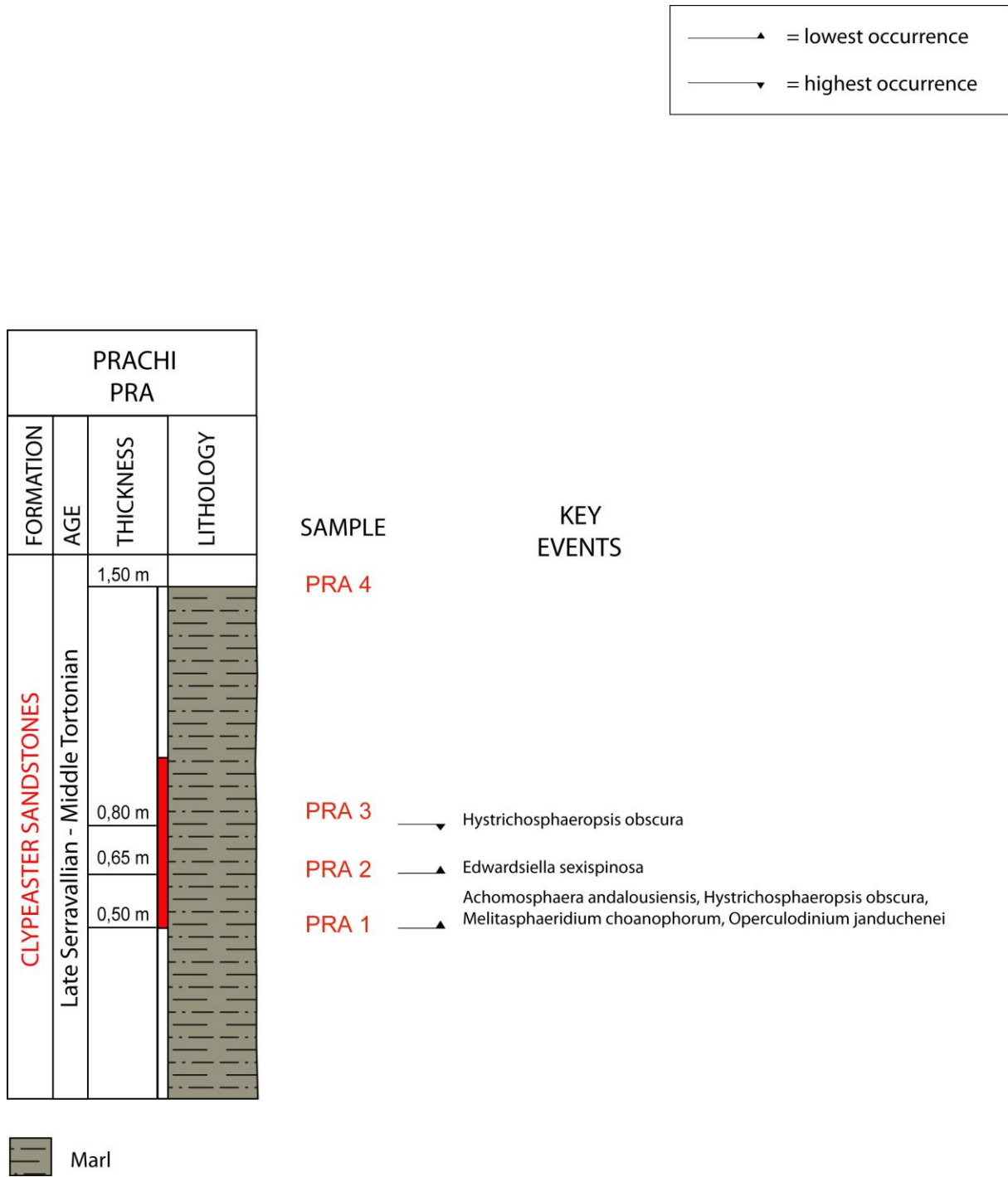


Figura 4.15. Colonna litostratigrafica della sezione di Prachi. A destra sono indicati gli eventi chiave a dinocisti identificati nel presente studio.

4.3.2.9. Sezione di Valle dello Stilaro sinistra – Formazione delle Arenarie a *Clypeaster*

Sono stati riconosciuti i seguenti taxa:

1. *Achomosphaera* spp.
2. *Batiacasphaera* spp.
3. *Brigantedinium* spp.
4. *Cerebrocysta poulsenii* de Verteuil & Norris, 1996a
5. *Cleistosphaeridium* spp.
6. *Dapsilidinium* spp.
7. *Edwardsiella sexispinosa* Versteegh & Zevenboom in Versteegh, 1995
8. *Impagidinium* spp.
9. *Impagidinium aculeatum* (Wall, 1967) Lentin & Williams, 1981
10. *Impagidinium patulum* (Wall, 1967) Stover & Evitt, 1978 / *I. paradoxum* Wall, 1967
11. *Invertocysta* spp.
12. *Invertocysta lacrymosa* Edwards, 1984
13. *Invertocysta tabulata* Edwards, 1984
14. *Lejeunecysta* spp.
15. *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967
16. *Nematosphaeropsis lemniscata* Bujak, 1984
17. *Nematosphaeropsis "hexa" sensu* Fensome & Williams, 2004
18. *Operculodinium* spp.
19. *Operculodinium israelianum* (Rossignol, 1962) Wall, 1967
20. *Operculodinium janduchenei* Head et al., 1989
21. *Operculodinium piaseckii* Zevenboom & Santarelli, 1995; nome non pubblicato
22. *Pyxidinoopsis* spp.
23. *Reticulosphaera actinocoronata* (Benedek, 1972) Bujak & Matsuoka, 1986
24. *Selenopemphix nephroides* Benedek emend. Benedek & Sarjeant, 1981
25. *Spiniferites* spp.
26. *Spiniferites mirabilis* (Rossignol, 1963) Sarjeant, 1970
27. *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854
28. *Tectatodinium* spp.

L'affioramento a sinistra della Valle del fiume Stilaro appartiene alla Formazione delle Arenarie a *Clypeaster* (Langhiano-Messiniano basale).

La biostratigrafia dei campioni della Valle del fiume Stilaro sinistra si basa principalmente sulla presenza di cinque specie *index*: *Edwardsiella sexispinosa*, *Operculodinium janduchenei*, *Operculodinium piaseckii*, *Invertocysta lacrymosa* e *Invertocysta tabulata*.

Alcuni campioni provenienti da questo affioramento sono stati studiati anche da Anna Maria Bambini nell'ambito del Progetto PRIN 2007. In base ai nannofossili calcarei è stata attribuita un'età a cavallo tra il Tortonianiano sommitale e il Messiniano basale (biozona NN11b della zonazione a nanoplancton).

Considerando questi bioeventi e i risultati ottenuti dai nannofossili calcarei, possiamo assegnare l'affioramento campionato a sinistra della Valle del fiume Stilaro all'intervallo cronologico compreso nel passaggio Tortoniano-Messiniano equivalente all'intervallo biostratigrafico NN11a-NN11b della zonazione a nanoplancton, ma non è escluso che il limite inferiore possa estendersi alla transizione NN9-NN10 (FO di *I. tabulata*).

CLYPEASTER SANDSTONES					FORMATION	
LATEST TORTONIAN-EARLY MESSINIAN					AGE	
0,8	1	1,3	1,5	1,7	2,3	Metres from the base of the section
VDS 1A	VDS 1B	VDS 2	VDS 3	VDS 4	VDS 5	SAMPLE
33	35	40	22	17	14	1. <i>Impagidinium</i> spp.
182	226	100	166	49	65	2. <i>Impagidinium patulum</i> / <i>I. paradoxum</i>
	5	59	81	105	1	3. <i>Batiacasphaera</i> spp.
	1	3	8	20	1	4. <i>Brigantedinium</i> spp.
	3	2		4	1	5. <i>Lingulodinium machaerophorum</i>
	1	5	22	31	1	6. <i>Nematosphaeropsis lemniscata</i>
	3	8	5	3		7. <i>Operculodinium israelianum</i>
	1	26	5	1	2	8. <i>Operculodinium janduchenei</i>
	1	3				9. <i>Operculodinium piaseckii</i> Zevenboom and Santarelli, 1995
	1	5	11	7	1	10. <i>Reticulosphaera actinocoronata</i>
		6	5	9		11. <i>Achomosphaera</i> spp.
		1				12. <i>Dapsilidinium</i> spp.
		23	8	12	1	13. <i>Impagidinium aculeatum</i>
		14	7	19	1	14. <i>Invertocysta</i> spp.
		1	2	2		15. <i>Invertocysta tabulata</i>
		1	3	2		16. <i>Operculodinium</i> spp.
		11	10	8		17. <i>Pyxidinospis</i> spp.
		11	15	16	2	18. <i>Spiniferites</i> spp.
		1	27	10		19. <i>Spiniferites mirabilis</i>
		8	17	22	2	20. <i>Spiniferites ramosus</i>
			2	2		21. <i>Edwardsiella sexispinosa</i>
			9	8		22. <i>Nematosphaeropsis nexa</i>
				1		23. <i>Cerebrocysta poulsenii</i>
				1		24. <i>Invertocysta lacrimosa</i>
				1		24. <i>Lejeunecysta</i> spp.
				1		25. <i>Selenopemphix nephroides</i>
				1		26. <i>Tectatodinium</i> spp.
					1	27. <i>Cleistosphaeridium</i> spp.
31	43	63	54	37	22	28. Indet. proximate cysts
4	8	28	54	46	2	29. Indet. chorate cysts
251	329	418	532	435	116	TOTAL COUNTS DINOFLAGELLATE CYSTS

Tabella 4.7. Distribuzione delle cisti di dinoflagellati rinvenute nella sezione di Valle dello Stilaro sinistra (in grigio sono evidenziate le specie chiave, *index*, utili ai fini biostratigrafici).

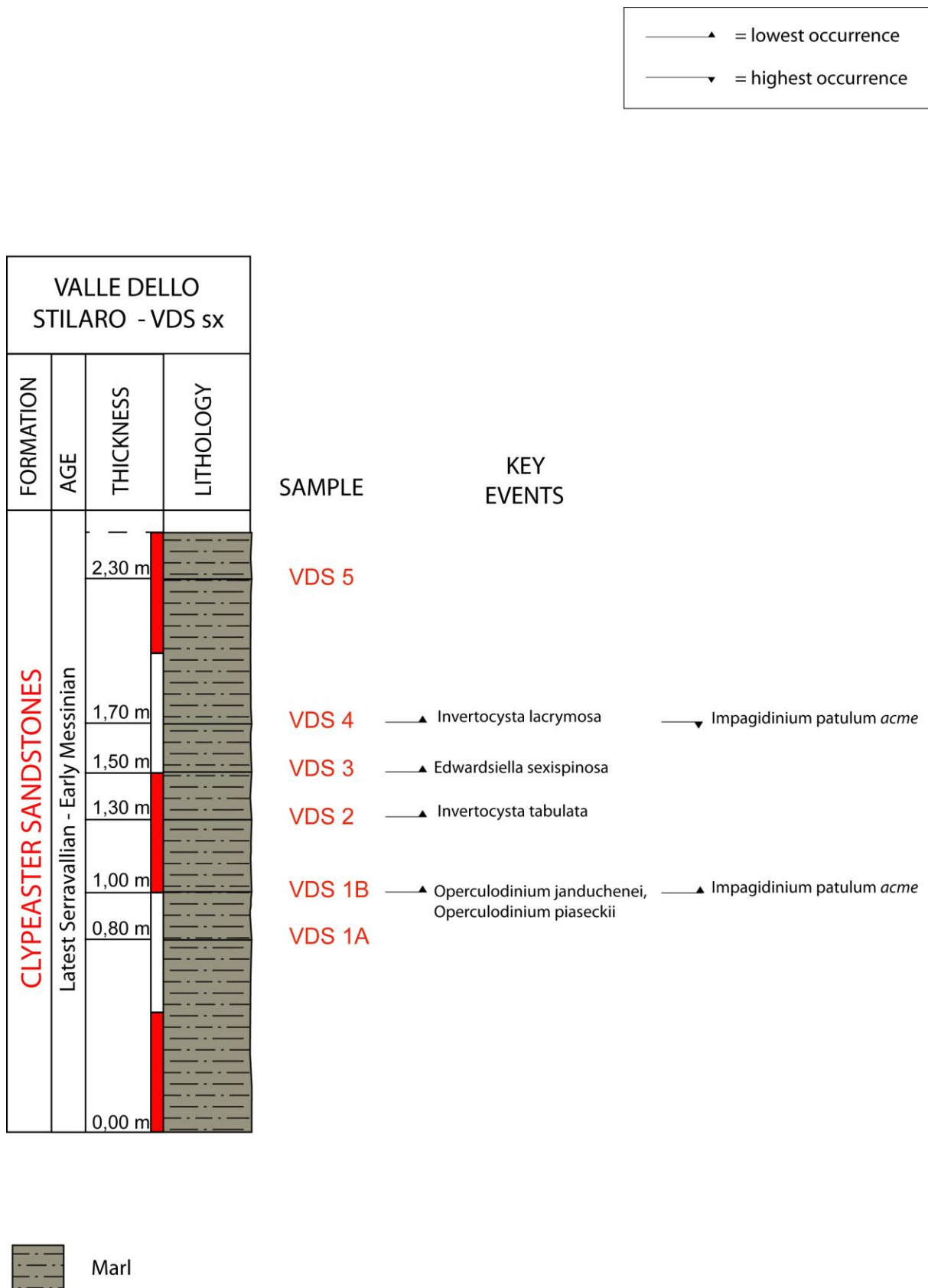
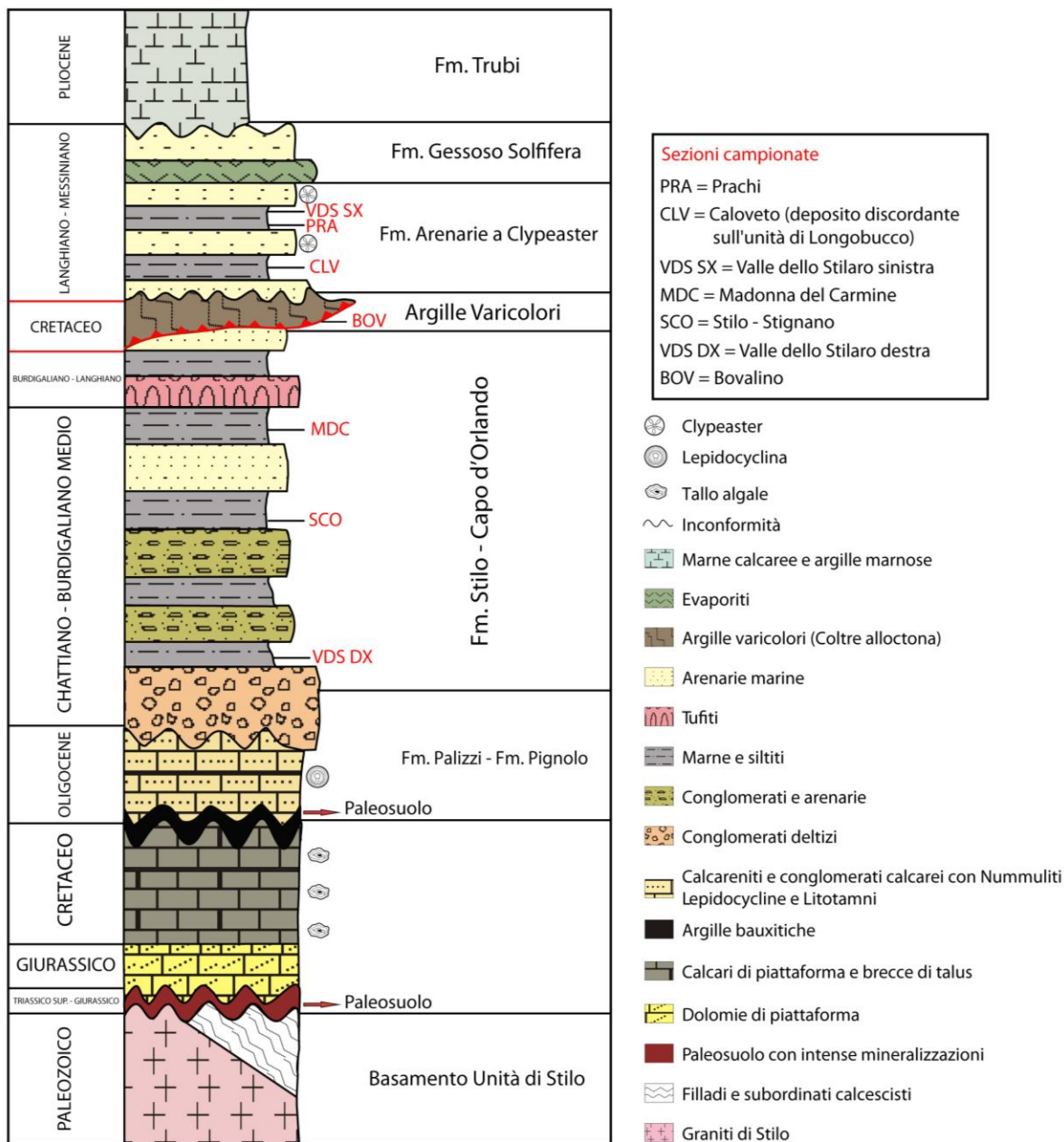


Figura 4.16. Colonna litostratigrafica della sezione di Valle dello Stilario sinistra. A destra sono indicati gli eventi chiave a dinocisti identificati nel presente studio.

Con la figura seguente si vuole chiarire la posizione stratigrafica degli affioramenti calabresi discussi nei paragrafi precedenti attraverso uno schema dell'Unità di Stilo e dei depositi dei bacini satellite neogenici della Calabria con la relativa posizione delle sezioni prese in esame in questo studio.



in parte tratto da Bonardi et al., 2002

Figura 4.17. Schema stratigrafico dell'Unità di Stilo e dei depositi di bacini satellite neogenici della Calabria con la relativa posizione degli affioramenti campionati in questo studio.

4.3.3. Ricostruzione paleoambientale delle sezioni analizzate

L'importanza di effettuare analisi sia qualitative che quantitative dei palinomorfi (dinocisti, pollini e spore) ritrovati nei campioni è quella di permettere di avanzare delle ipotesi sulle caratteristiche paleoambientali di un determinato bacino in un certo intervallo temporale.

Attualmente la distribuzione delle dinocisti negli ambienti marini è strettamente influenzata dal clima (temperatura delle acque superficiali), dalla distribuzione dei nutrienti (portati dai fiumi o attraverso *upwelling*) e dalla salinità.

Come si è ampiamente discusso nel paragrafo 2.4.2, la maggior parte delle interpretazioni paleoambientali a dinocisti effettuate su sedimenti antichi si basa sulle analogie con i risultati delle indagini di sedimenti attuali (e. g., Marret & Zonneveld, 2003), dove esiste un controllo diretto sulle relazioni esistenti tra le associazioni di specie di dinoflagellati e i parametri ambientali (disponibilità di luce e nutrienti, temperatura, salinità, etc). Quando le specie ritrovate nei sedimenti antichi sono ancora viventi, le ricostruzioni paleoambientali basate sulle preferenze ecologiche sono più certe, mentre le preferenze paleoecologiche delle specie estinte devono essere derivate da analogie (basate anche su caratteristiche morfologiche) fra specie estinte e specie attuali o con studi multi-*proxies* (e. g., Pross e Brinkhuis, 2005; Sluijs et al., 2005).

Ai fini dell'interpretazione paleoambientale, oltre all'analisi qualitativa (riconoscimento delle specie), è stata effettuata l'analisi quantitativa (numero dei vari gruppi di palinomorfi o singole specie per grammo di sedimento) per ogni campione delle sezioni prese in esame. Pertanto sono stati conteggiati, per ogni livello fossilifero, gli individui di ogni specie considerata e tutti gli altri palinomorfi (pollini non saccati, pollini bisaccati, spore trilete, spore di funghi, alghe di acqua dolce, gusci interni di foraminiferi e uova di piccoli crostacei) e calcolate le loro concentrazioni per grammo di sedimento. Le percentuali di dinocisti totali, pollini, spore trilete, spore di funghi, alghe di acqua dolce e dei gusci interni di foraminiferi sono state calcolate sul totale dei palinomorfi conteggiati per ciascun campione.

Le dinocisti delle varie associazioni studiate sono state ricondotte ad alcuni morfogruppi (o ecogruppi), discussi nel paragrafo 2.4.4, a seconda delle loro affinità ambientali note dalla bibliografia (e. g., Leereveld, 1995; Brinkhuis, 1994; Powell et al., 1996; Rochon et al., 1999; van Mourik et al., 2001; Dale et al., 2002; Marret & Zonneveld, 2003; Pross & Brinkhuis, 2005; Torricelli et al., 2006).

Le percentuali delle singole specie o gruppi di dinocisti sono state calcolate sul totale delle dinocisti conteggiate per ogni livello fossilifero.

I morfogruppi sono stati in seguito utilizzati per la definizione dei tre principali ambienti che essi caratterizzano: neritico interno, neritico esterno e oceanico (vedi paragrafo 2.4.3). Le dinocisti *chorate* e *proximate* non determinate (*Indet. chorate cysts* e *Indet. proximate cysts*) e le dinocisti raggruppate in "*Others*" sono state escluse dall'analisi in quanto o non è noto il loro preciso significato paleoambientale o sono rare (1 o 2 cisti in alcuni campioni).

Nella tabella della pagina seguente sono riportate le caratteristiche principali, note dalla letteratura, delle singole specie o gruppi di dinocisti considerati in questo studio per le interpretazioni paleoambientali.

Gruppo o singola specie	Composizione del Gruppo	Interpretazione paleoecologica
Cribroperidinium	<i>Cribroperidinium</i> spp., <i>C. tenuitabulatum</i>	Ambiente neritico interno
Spiniferites	<i>Spiniferites</i> spp., <i>Achomosphaera</i> spp.	Ambiente neritico esterno / acque da oligotrofiche a eutrofiche
Cleistosphaeridium	<i>Cleistosphaeridium</i> spp., <i>C. ancyreum</i> , <i>C. diversispinosum</i> , <i>C. placacanthum</i> , <i>Systematophora urbinii</i>	Ambiente neritico interno relativamente marginale
Cordosphaeridium	<i>Cordosphaeridium</i> spp., <i>C. cantharellus</i> , <i>C. gracilis</i> / <i>C. inodes</i>	Ambiente neritico esterno
Operculodinium	<i>Operculodinium</i> spp., <i>O. centrocarpum</i> , <i>O. janduchenei</i> , <i>O. israelianum</i> , <i>O. cf. placitum</i> , <i>O. variabile</i>	Ambiente neritico interno
Homotryblum	<i>Homotryblum</i> spp., <i>H. tenuispinosum</i> , <i>H. plectilum</i> , <i>H. floripes</i>	Ambiente neritico interno molto marginale / salinità variabile
Polysphaeridium	<i>Polysphaeridium zoharyi</i>	Ambiente marino costiero eurialino / acque tropicali e subtropicali
Impagidinium	<i>Impagidinium</i> spp., <i>I. patulum</i> , <i>I. aculeatum</i> , <i>I. paradoxum</i> , <i>Nematosphaeropsis</i> spp., <i>N. lemnicata</i> , <i>N. Labyrinthus</i>	Ambiente oceanico / principalmente acque oligotrofiche
Lingulodinium	<i>Lingulodinium machaerophorum</i>	Ambiente neritico interno / alta produttiva primaria
Batiacasphaera	<i>Batiacasphaera</i> spp.	Ambiente neritico esterno / acque eutrofiche
Stoveracysta	<i>Stoveracysta conerae</i>	Ambiente neritico interno
Caligodinium	<i>Caligodinium pychnum</i>	Ambiente neritico interno
Hystrichokolpoma rigaudiae	<i>Hystrichokolpoma rigaudiae</i>	Ambiente oceanico
Reticulosphaera actinocoronata	<i>Reticulosphaera actinocoronata</i>	Ambiente neritico esterno e oceanico
Indet. chorate cysts	Cisti chorate (con processi) non determinate	Non hanno significato ambientale
Indet. proximate cysts	Cisti proximate (senza processi) non determinate	Non hanno significato ambientale
Peridinioid cysts (RB)	<i>Lejeunecysta</i> spp., <i>Selenopemphix</i> spp., <i>Barssidinium taxandrianum</i> , <i>Wetzelliellaceae</i> spp., <i>Deflandrea</i> spp.	Alta produttività / acque eutrofiche
Others	Cisti senza un particolare significato paleoambientale tra cui: <i>Melitasphaeridium</i> spp., <i>Cerebrocystas</i> spp., <i>Apteodinium</i> spp., <i>Tuberculodinium</i> spp.	Non hanno significato ambientale o sono rare

Tabella 4.8. Tabella riassuntiva delle principali caratteristiche note dalla letteratura dei gruppi di dinocisti utilizzati in questa tesi per le interpretazioni ambientali delle sezioni in esame.

Utilizzando le percentuali delle dinocisti rinvenute nei vari campioni è stata effettuata, attraverso l'uso del software **G2 data analysis** (versione 1.6.3, Steve Juggins), un'analisi multivariata o *Principal Component Analysis* (PCA), quando il gruppo di campioni presi in esame risultava sufficiente per fornire una analisi significativa.

Questa analisi statistica consente di identificare la distribuzione di un insieme di dati, di evidenziare similarità e differenze non immediatamente esistenti tra i dati, di comprimere i dati riducendone la dimensione e di controllare il *trade-off* tra la perdita di informazioni e la semplificazione del problema. Tramite una trasformazione lineare delle variabili si ottiene un nuovo sistema di riferimento nel quale le nuove variabili vengono ordinate in ordine decrescente di varianza: pertanto, la variabile con maggiore varianza viene proiettata sul primo asse, la seconda sul secondo asse e così via.

La riduzione della complessità avviene limitandosi ad analizzare le principali (per varianza) tra le nuove variabili. La PCA trova una nuova base ortogonale che meglio rappresenta il *dataset*.

L'asse X è la prima componente principale, l'asse Y è la seconda. In questo studio, le possibili componenti principali sono: profondità, salinità, quantità di nutrienti, temperatura, etc; mentre le variabili sono le varie specie che vengono plottate in posizioni differenti a seconda della loro correlazione con le componenti principali. In questo modo, si avrà un'indicazione grafica di quali variabili determinino maggiormente l'una, l'altra o entrambe le componenti principali; di quali siano correlate positivamente e quali negativamente, e così via.

L'interpretazione delle componenti principali individuate viene di solito effettuata sulla base dell'osservazione della matrice di correlazione tra le variabili originarie e le componenti stesse. Ciò costituisce il maggiore punto debole di tale strumento statistico: l'interpretazione dell'*output* risulta estremamente soggettiva poiché determinati valori dei coefficienti di correlazione possono risultare significativi per alcuni, non significativi per altri. La PCA è molto utile nella ricostruzione paleoambientale, in quanto, in assenza di dati quantitativi dei parametri ambientali e in presenza di specie spesso estinte, essa permette di considerare tutte le variabili misurate e non, ed esplorare le varie possibili relazioni tra queste.

4.3.3.1. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Valle dello Stilaro destra

Lo studio dell'associazione a dinocisti della sezione campionata a destra del fiume Stilaro, appartenente alla parte basale della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (SCOFm), è stato effettuato dall'analisi di soli due campioni caratterizzati da dinocisti ben preservate ed abbondanti; sono state contate in media 600 dinocisti per ogni campione. Il campione alla base è risultato *barren*, e cioè il numero di dinocisti totali conteggiato è inferiore a 50.

Per effettuare l'interpretazione paleoambientale sono stati elaborati esclusivamente tre grafici a torta per la visualizzazione dei valori percentuali (Fig. 4.18 a-c) e non è stato possibile eseguire l'analisi multivariata (PCA), in quanto il numero totale di campioni non è sufficiente. I valori percentuali ottenuti dai conteggi delle varie specie per ognuno dei campioni della sezione sono stati sommati ed il valore riportato in grafico è la media dei valori di ogni campione considerato.

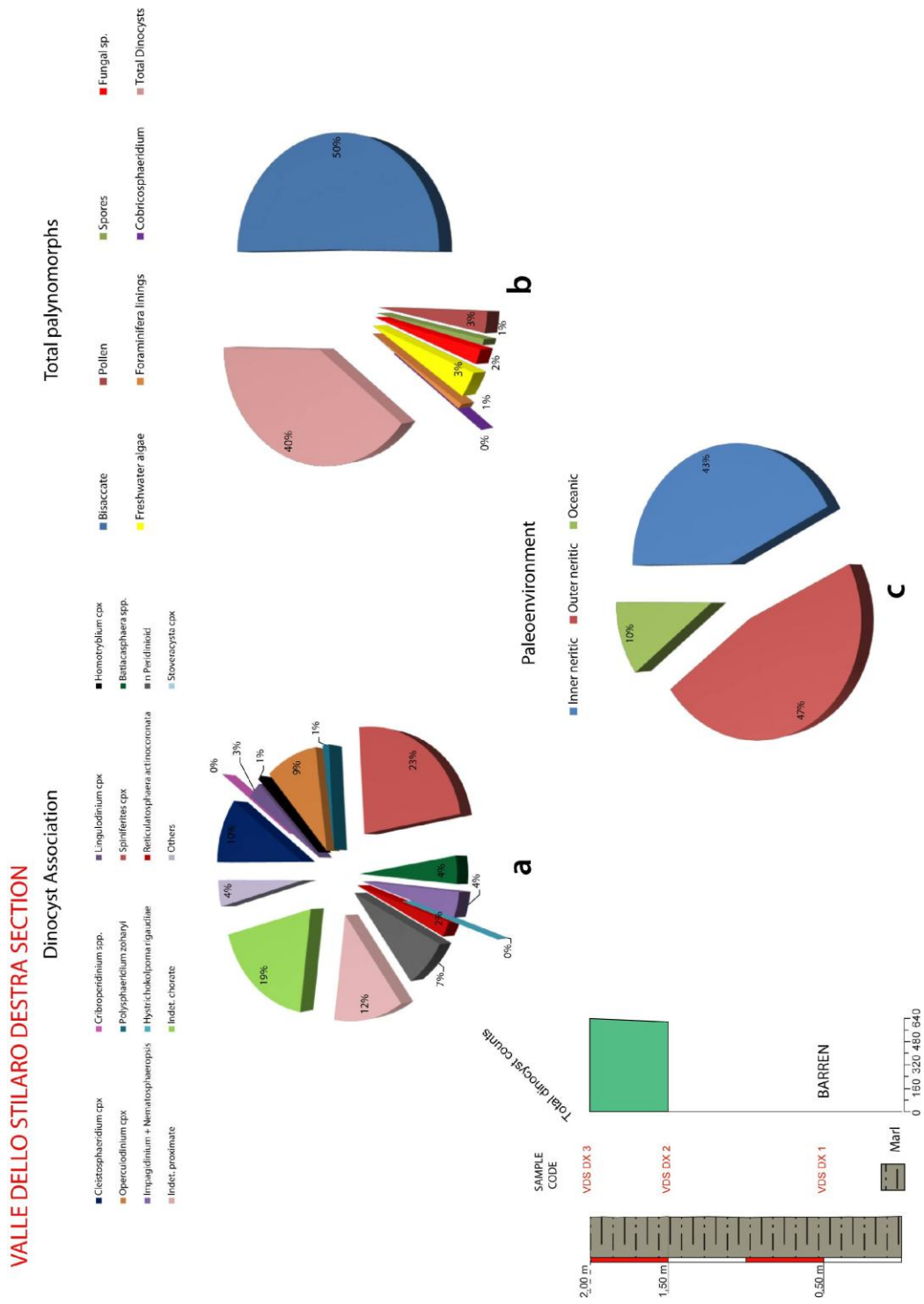


Figura 4.18 a-c. Grafici a torta delle percentuali di abbondanza delle dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Valle dello Stilario dx. In basso a sinistra è riportata la colonna litostratigrafica con la posizione dei campioni e le dinocisti conteggiate nel totale.

Nel primo grafico (Fig. 4.18 a) sono state prese in considerazione le percentuali medie dei morfogruppi che caratterizzano l'associazione a dinocisti calcolate sul totale delle dinocisti conteggiate per ogni campione preso in esame. Il morfogruppo con la percentuale media maggiore è *Spiniferites* cpx (*complex*) (23%), comprendente i generi *Spiniferites* e *Achomosphaera*, indicativi di ambiente neritico esterno (e. g., Wall et al., 1977; Brinkhuis, 1994; Brinkhuis & Schiøler, 1996; Dale, 1996; Powell et al., 1996; Rochon et al., 1999; van Mourik et al., 2001). Il 19% del totale delle dinocisti è rappresentato dal gruppo costituito dalle cisti chorate indeterminate e il 12% è costituito dalle cisti proximate indeterminate.

Gli altri morfogruppi ben rappresentati sono *Cleistosphaeridium* (10%) e *Operculodinium* (9%), entrambi indicativi di ambiente neritico interno (e. g., Brinkhuis et al., 1998; Powell et al., 1996; Jamarillo & Oboh-Ikeunobe, 1999; van Mourik et al., 2001; Pross & Schmiedl, 2002; Pross & Brinkhuis, 2005). Le cisti peridinioidi, indicative di paleoproduttività marina, costituiscono il 7% dell'associazione a dinocisti. Ciò indicherebbe che vi era apporto continentale di nutrienti all'interno del bacino (e. g., Eshet et al., 1994; Brinkhuis et al., 1998; van Mourik & Brinkhuis, 2000; van Mourik et al., 2001).

Le specie presenti in percentuale minore (<5% in totale) nell'associazione a dinocisti sono quelle appartenenti al genere *Batiacasphaera* (4%), indicativo di ambiente neritico esterno (e. g., Pross & Brinkhuis, 2005), *Lingulodinium* (3%), indicativo di ambiente neritico interno e alta produttività primaria (e. g., Pross & Brinkhuis, 2005), *Impagidinium* spp. insieme a *Nematosphaeropsis* spp. (3%) e *Reticulosphaera actinocoronata* (2%) indicativi di ambiente oceanico (e. g., Zevenboom, 1995; Dale, 1996; Peeters et al., 1998; Pross & Brinkhuis, 2005).

Hystricokolpoma rigaudiae e *Cribroperidinium* spp. sono del tutto assenti.

Nel secondo grafico (Fig. 4.18 b) sono state prese in esame le percentuali medie di ciascun palinomorfo conteggiato (dinocisti totali, pollini, spore trilete, spore di funghi, alghe di acqua dolce e gusci interni di foraminiferi) rispetto al numero totale di palinomorfi conteggiati in ciascun campione. In esso si può notare che la percentuale di dinocisti sul totale dei palinomorfi è pari al 40%, i pollini bisaccati occupano il 50% del totale, le spore trilete occupano solo l'1%, le spore di alghe occupano il 3%, al pari dei pollini. Il restante 1% è rappresentato dai gusci interni di foraminiferi.

I pollini bisaccati sono noti per la loro capacità di disperdersi per via anemofila ed abbondano negli ambienti distali e oceanici (Brinkhuis, 1994; Torricelli et al., 2006). L'abbondanza dei pollini bisaccati indica che il bacino deposizionale non era prossimale. Le spore, infatti, che costituiscono l'1% del totale dei palinomorfi, sono caratteristiche di ambienti molto prossimali per lo scarso trasporto che possono subire a causa delle loro dimensioni e peso (Brinkhuis, 1994).

Nel terzo grafico (Fig. 4.18 c) sono state sommate le percentuali medie, rispetto al numero totale di dinocisti, dei gruppi indicativi di ambiente neritico interno, quelle dei gruppi indicativi di ambiente neritico esterno e infine di ambiente oceanico sulla base della letteratura disponibile. La percentuale maggiore è quella raggiunta dalle specie che indicherebbero per l'affioramento a destra della Valle del fiume Stilaro un ambiente neritico esterno (47%) contro il 43% rappresentato dalle specie che indicherebbero un ambiente neritico interno e il 10% costituito dalle specie indicative di ambiente oceanico.

Numerosi autori hanno studiato la sequenza sedimentaria della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando, desumendo spesso interpretazioni discordanti del paleoambiente che la caratterizza.

Bonardi et al. (2002) affermano che la sequenza sedimentaria della SCOFm si è deposta durante un regime trasgressivo; nelle aree prossimali alla base della formazione appaiono usualmente conglomerati, mentre nelle aree distali si trovano marne e marne con intercalati livelli sabbiosi che rispecchiano una sedimentazione in ambiente marino più o meno profondo.

Dominici & Sonnino (2009) affermano che la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando è stata erroneamente interpretata come una sequenza di depositi marini profondi; di fatto la sequenza mostra solo depositi di ambiente continentale, transizionale e di piattaforma. Secondo Dominici & Sonnino (2009), nella Formazione di Stilo-Capo d'Orlando sono del tutto assenti i depositi marini profondi, che secondo Cavazza & DeCelles (1993) caratterizzano i principali corpi sedimentari della formazione.

In base a questa prima analisi, l'associazione a dinocisti riscontrata nella parte basale della Fm. di Stilo-Capo d'Orlando sembra confermare un ambiente di sedimentazione con caratteristiche di ambiente poco profondo.

4.3.3.2. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Stilo-Stignano

Lo studio dell'associazione a dinocisti della sezione di Stilo-Stignano, appartenente alla parte intermedio-alta della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando, è stato effettuato dall'analisi di nove campioni sugli undici totali prelevati. I campioni SCO 1 e SCO 2 infatti, sono risultati *barren* o *almost barren* (numero di dinocisti totali conteggiato inferiore a 50).

Il numero di dinocisti totali conteggiate è in media pari a circa 500; solo nel campione SCO 3 le dinocisti sono in totale 289.

I campioni analizzati hanno fornito associazioni a dinocisti molto ricche e in buon stato di preservazione caratterizzate da una elevata diversità specifica (56 taxa differenti).

Le percentuali delle singole specie o gruppi di dinocisti sono state calcolate sul totale delle dinocisti conteggiate per ogni campione preso in esame ed in seguito sono state rappresentate in un grafico che mostra le variazioni di percentuale per ogni livello fossilifero campionato (Fig. 4.19).

Utilizzando le percentuali delle dinocisti rinvenute nei vari campioni è stata in seguito effettuata, attraverso l'uso del software *C2 data analysis* (versione 1.6.3, Steve Juggins), un'analisi multivariata o *Principal Component Analysis* (PCA).

STILO-STIGNANO SECTION

Percentage abundance of dinoflagellate cysts and other palynomorphs

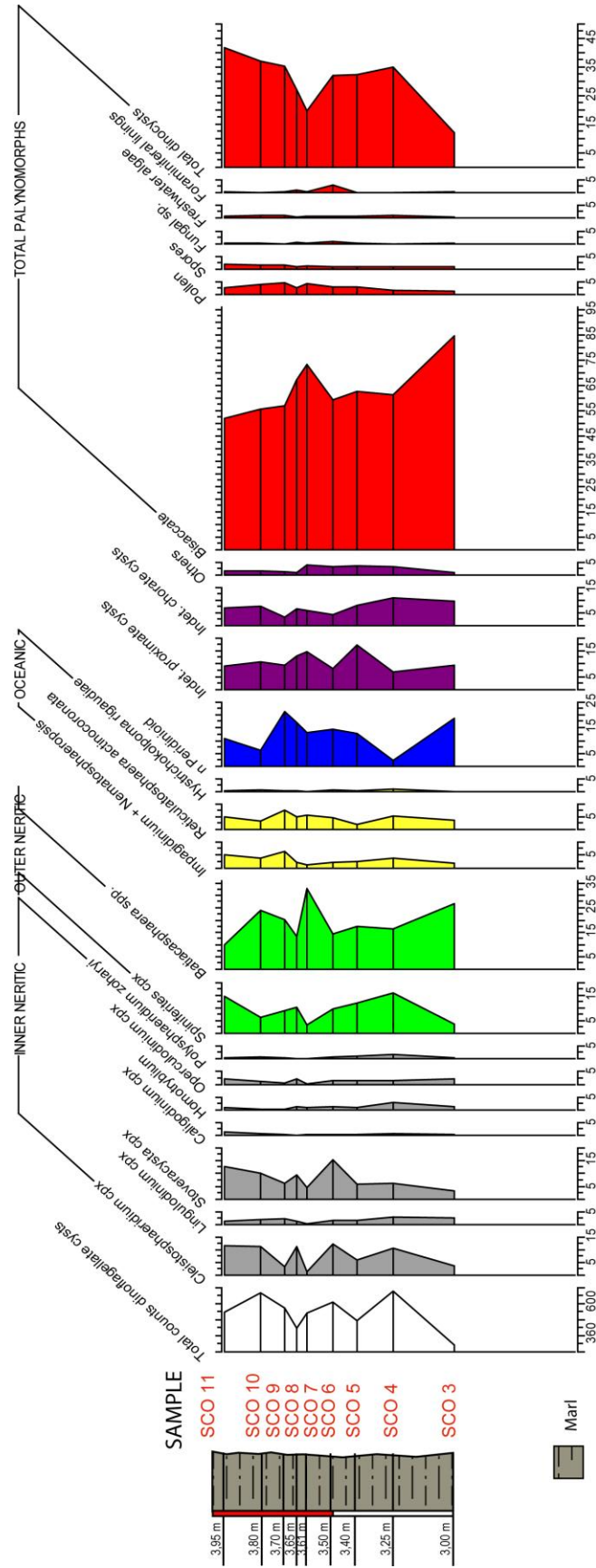


Figura 4.19. Percentuali di abbondanza delle dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Stilo-Stignano. A sinistra è riportata la parte della colonna litografica della sezione di Stilo-Stignano comprendente i campioni produttivi con la loro relativa posizione. Per comodità non sono stati riportati i campioni barren: SCO1 e SCO2.

Osservando il grafico si può notare che nell'associazione a dinocisti della sezione di Stilo-Stignano il morfogruppo con la maggiore percentuale è *Batiacasphaera* indicativo di ambiente neritico esterno (e. g., Pross & Brinkhuis, 2005). Ad esso seguono le cisti peridinioidi (N peridinioid in Fig. 4.19), le quali forniscono un'indicazione di paleoproduttività marina e fanno desumere un elevato apporto continentale di nutrienti all'interno del bacino di sedimentazione (e. g., Eshet et al., 1994; Brinkhuis et al., 1998; van Mourik & Brinkhuis, 2000; van Mourik et al., 2001).

Gli altri morfogruppi che presentano alta percentuale sul totale delle dinocisti conteggiate sono: *Spiniferites*, indicativo di ambiente neritico esterno (Wall et al., 1977; Brinkhuis, 1994; Brinkhuis & Schiøler, 1996; Dale, 1996; Powell et al., 1996; Rochon et al., 1999; van Mourik et al., 2001), *Cleistosphaeridium* e *Stoveracysta*, entrambi indicativi di ambiente neritico interno (e. g., Brinkhuis, 1994; Brinkhuis et al., 1998; Powell et al., 1996; van Mourik et al., 2001) e infine i gruppi costituiti dalle dinocisti proximate e chorate non determinate (*Indet. chorate cysts* e *Indet. proximate cysts*).

I morfogruppi presenti con percentuale inferiore (<5% in totale) sono: *Impagidinium*, *Nematosphaeropsis* e la specie *Reticulatosphaera actinocoronata*, che indicherebbero ambiente oceanico (e. g., Zevenboom, 1995; Dale, 1996; Peeters et al., 1998; Pross & Brinkhuis, 2005).

Ad essi seguono le specie *Polysphaeridium zoharyi* e quelle appartenenti ai generi *Homotryblum*, *Operculodinium* e *Caligodinium*, indicative di ambiente neritico interno (e. g., Brinkhuis & Biffi, 1993; Brinkhuis, 1994; Brinkhuis et al., 1998; Powell et al., 1996; Jamarillo & Oboh-Ikeunobe, 1999; van Mourik et al., 2001; Pross & Brinkhuis, 2005) e infine *Hystriochokolpoma rigaudiae* (e. g., Pross & Brinkhuis, 2005) indicativa di ambiente oceanico.

L'andamento delle percentuali dei vari morfogruppi presenta alcune oscillazioni che fanno desumere delle possibili variazioni del livello marino. Alla base il gruppo *Batiacasphaera* presenta una percentuale del 27% e le specie indicative di ambiente neritico interno (*Cleistosphaeridium* spp., *Operculodinium* spp., *Stoveracysta* spp., *Lingulodinium machaerophorum*, *Homotryblum* spp., *Caligodinium* spp.) presentano percentuali inferiori al 5%. Il campione SCO 6 presenta un picco della percentuale del morfogruppo *Cleistosphaeridium* (dal 6% al 13%) e un picco del morfogruppo *Stoveracysta* (dal 6% al 16%) in concomitanza dei quali la percentuale di *Batiacasphaera* cala dal 33% al 14%. Il campione SCO 7, infatti, presenta un picco del 33% del gruppo *Batiacasphaera* corrispondente ad un calo percentuale dei morfogruppi *Stoveracysta* (dal 16% al 5%), *Cleistosphaeridium* (dal 13% all'1%) e *Spiniferites* dal 10% al 3%. Si potrebbe desumere pertanto in corrispondenza del campione SCO 7 un innalzamento del livello marino o condizioni trofiche differenti.

Le dinocisti peridinioidi, invece, presentano un picco positivo del 22% nel campione SCO 9, in corrispondenza del quale si ha un calo nella percentuale di *Cleistosphaeridium*, *Stoveracysta*, *Spiniferites* e un aumento nella percentuale di *Lingulodinium*, e un picco negativo del 2% nel campione SCO 4 in corrispondenza del quale si ha un picco positivo del 17% del morfogruppo *Spiniferites*.

Le dinocisti occupano in media il 30% del totale dei palinomorfi. I palinomorfi di origine continentale infatti prevalgono nettamente. Più del 70% in media è costituito dai pollini bisaccati di conifere e la restante percentuale si divide tra spore di alghe, spore di funghi, spore trilete di crittogame, pollini e gusci interni di foraminiferi. Alte percentuali di pollini bisaccati abbondano negli ambienti distali e oceanici (Brinkhuis, 1994; Torricelli et al., 2006), al contrario delle spore che, invece,

sono caratteristiche di ambienti molto prossimali per lo scarso trasporto che possono subire (Brinkhuis, 1994). Alla base della sezione (campione SCO 3) si ha un picco della percentuale dei pollini bisaccati dell'85% contro il 12% delle dinocisti totali. Nel campione SCO 7 si nota un ulteriore picco del 67% dei pollini bisaccati in corrispondenza di un calo della percentuale delle dinocisti totali dal 32% al 20%. Anche i pollini non saccati nel campione SCO 7 presentano un calo percentuale dal 5% al 2%. I campioni SCO 3 e SCO 7 pertanto sembrerebbero indicativi di episodi di trasgressione marina confermati anche dalla percentuale di *Batiacasphaera*. L'analisi quantitativa (numero dei vari gruppi di palinomorfi o singole specie per grammo di sedimento, per ogni campione) mette in evidenza gli stessi picchi nel campione SCO 3 e SCO 7, confermando la possibile variazione del livello marino.

Di seguito è riportato il grafico dell'analisi multivariata o *Principal Component Analysis* (PCA) (Fig. 4.20).

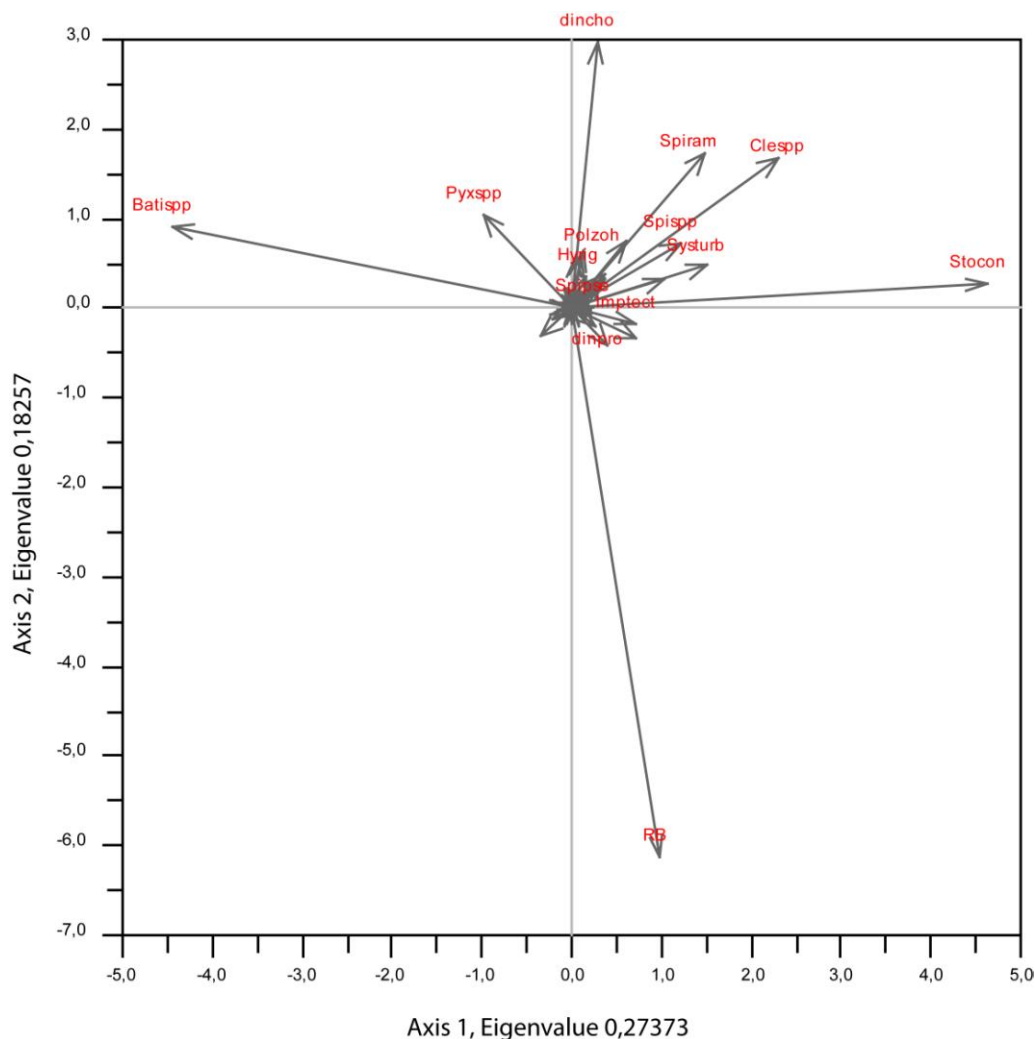


Figura 4.20. *Principal Component Analysis* (PCA) dell'associazione a dinocisti della sezione di Stilo-Stignano. Le variabili più significative riportate nel grafico sono: Batispp=*Batiacasphaera* spp.; RB=Round brown (cisti peridinioidi); Polzoh=*Polysphaeridium zoharyi*; Clespp=*Cleistosphaeridium* spp.; Stocon=*Stoveracysta conerae*; Systurb=*Systematophora urbinii*; Hyrig=*Hystrichokolpoma rigaudiae*; Spispp=*Spiniferites* spp.; Spiram=*Spiniferites ramosus*; Spipse=*Spiniferites pseudofurcatus*; Imptect=*Impagidinium tectum*; Pyxspp=*Pyxidinospis* spp.; dincho=dinocisti chorate indeterminate; dinpro=dinocisti proximate indeterminate

Nel grafico della PCA le specie meno indicative sono rappresentate da una minor lunghezza del segmento della freccia; quelle che hanno maggior peso sul *dataset* totale invece sono rappresentate da frecce con maggior lunghezza. Pertanto le specie accumulate al centro dei due assi (*Impagidinium tectum*, *Spiniferites pseudofurcatus*, *Hystriochokolpoma rigaudiae*, *Polysphaeridium zoharyi* e le dinocisti proximate indeterminate), rappresentate dalle frecce con lunghezza inferiore, vanno a determinare quello che viene indicato come “rumore di fondo”, il quale non ha importanza significativa nell’interpretazione delle componenti principali.

Altamente correlate agli assi e con maggior peso sul *dataset* totale, invece, sono le cisti peridinioidi (RB), e le specie *Stoveracysta conerae* (Stocon), *Spiniferites ramosus* (Spiram), *Cleistosphaeridium* spp. (Clespp), *Baticasphaera* spp. (Batispp), *Pyxidinosia* spp. (Pyxspp) e le dinocisti chorate indeterminate (dincho). È possibile notare che le cisti peridinioidi (RB), indicative di produttività, sono opposte a *Spiniferites ramosus* e alle dinocisti chorate indeterminate attraverso l’asse Y, il quale potrebbe rappresentare pertanto la paleoproduttività. Le specie appartenenti al genere *Baticasphaera*, indicative di ambiente neritico esterno, sono opposte a *Stoveracysta conerae* e *Cleistosphaeridium* spp. attraverso l’asse X, il quale potrebbe rappresentare la paleoprofondità marina.

Dai risultati ottenuti attraverso questo studio si può ipotizzare anche per la sezione di Sitlo-Stignano un ambiente con caratteristiche di piattaforma poco aperta che ha subito alcune oscillazioni del livello marino e delle condizioni trofiche.

4.3.3.3. Studio dell’associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Madonna del Carmine

Lo studio dell’associazione a dinocisti della sezione di Madonna del Carmine, appartenente alla parte alta della Formazione di Stilo-Capo d’Orlando, è stato effettuato dall’analisi di tre campioni caratterizzati da associazioni a dinocisti povere e mal preservate; sono state contate in media poco più di 50 dinocisti per ogni campione con soli 20 taxa determinati.

Per effettuare l’interpretazione paleoambientale sono stati elaborati esclusivamente tre grafici a torta per la visualizzazione dei valori percentuali (Fig. 4.21 a-c) e non è stato possibile eseguire l’analisi multivariata (PCA), in quanto il numero totale di campioni non è sufficiente. I valori percentuali ottenuti dai conteggi delle varie specie per ognuno dei campioni della sezione sono stati sommati ed il valore riportato in grafico è la media dei valori di ogni campione considerato.

Nel primo grafico (Fig. 4.21 a) sono state prese in considerazione le percentuali medie dei morfograppi che caratterizzano l’associazione a dinocisti calcolate sul totale delle dinocisti conteggiate per ogni campione preso in esame.

Nel secondo grafico (Fig. 4.21 b) sono state prese in esame le percentuali medie di ciascun palinomorfo conteggiato (dinocisti totali, pollini, spore trilete, spore di funghi, alghe di acqua dolce e gusci interni di foraminiferi) rispetto al numero totale di palinomorfi conteggiati in ciascun campione.

Nel terzo grafico (Fig. 4.21 c) sono state sommate le percentuali medie, rispetto al numero totale di dinocisti, dei gruppi indicativi di ambiente neritico interno, quelle dei gruppi indicativi di ambiente neritico esterno e infine di ambiente oceanico sulla base della letteratura disponibile.

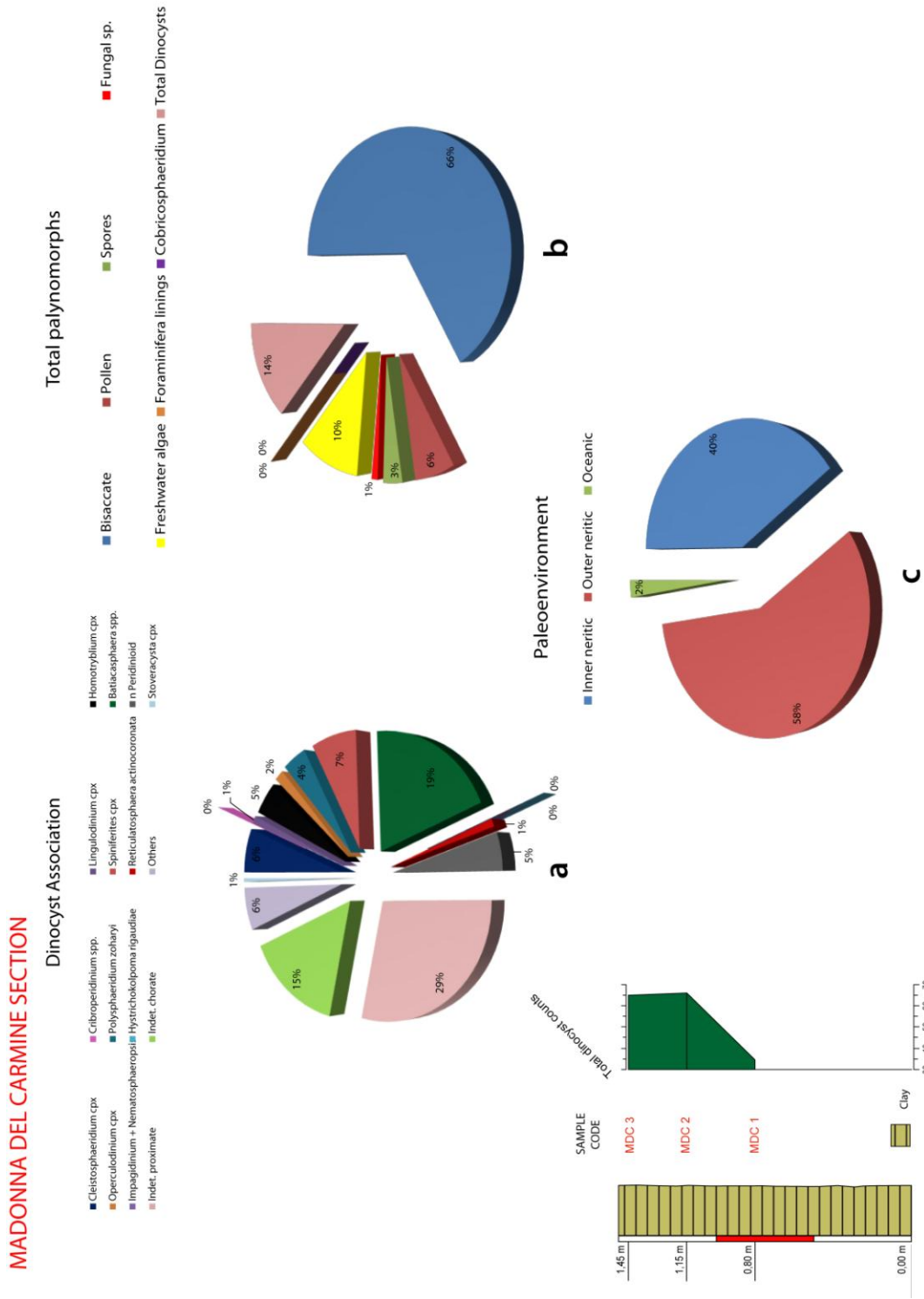


Figura 4.21 a-c. Grafici a torta delle percentuali di abbondanza delle dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Madonna del Carmine. In basso a sinistra è riportata la colonna litostratigrafica con la posizione dei campioni e le dinocisti conteggiate nel totale.

Come si può osservare nel primo grafico (Fig. 4.21 a) il 29% del totale delle dinocisti è rappresentato dal gruppo costituito dalle dinocisti proximate indeterminate. Il 19% è caratterizzato dal morfogruppo *Batiacasphaera*, indicativo di ambiente neritico esterno (e. g., Pross & Brinkhuis, 2005) e il 15% è rappresentato dalle cisti proximate indeterminate. Gli altri morfogruppi ben rappresentati sono: *Spiniferites* (7%), che indica un ambiente neritico esterno (Wall et al., 1977; Brinkhuis, 1994; Brinkhuis & Schiøler, 1996; Dale, 1996; Powell et al., 1996; Rochon et al., 1999; van Mourik et al., 2001), *Cleistosphaeridium* (6%), *Homotryblium* (5%) e la specie eurialina *Polysphaeridium zoharyi* (4%), indicativi di ambiente neritico interno (e. g., Brinkhuis, 1994; Brinkhuis et al., 1998; Powell et al., 1996; van Mourik et al., 2001). Le cisti peridinioidi costituiscono il 5% del totale.

Le specie presenti in percentuale inferiore (<5% in totale) nell'associazione a dinocisti dell'affioramento di Madonna del Carmine sono: *Operculodinium* spp. (2%), *Lingulodinium machaerophorum* (1%), *Stoveracysta conerae* (1%) e *Reticulosphaera actinocoronata* (1%).

Impagidinium spp., *Nematosphaeropsis* spp. e *Hystriochokolpoma rigaudiae*, specie indicative di ambiente oceanico (e. g., Zevenboom, 1995; Dale, 1996; Peeters et al., 1998; Pross & Brinkhuis, 2005), sono del tutto assenti.

Osservando il secondo grafico (Fig. 4.21 b) si può notare che la percentuale totale di dinocisti sul totale dei palinomorfi è solo del 14%, mentre i pollini bisaccati occupano il 66% del totale, i pollini non saccati occupano il 7%, le spore trilete occupano solo il 3% e le spore di alghe occupano il 10%. Come precedentemente detto, alte percentuali di pollini bisaccati abbondano negli ambienti distali e oceanici (Brinkhuis, 1994; Torricelli et al., 2006), al contrario delle spore che, invece, sono caratteristiche di ambienti molto prossimali per lo scarso trasporto che possono subire (Brinkhuis, 1994).

Nel terzo grafico (Fig. 4.21 c) si osserva che il maggiore tra i valori percentuali ottenuti dai conteggi dei vari morfogruppi indicativi di ambiente neritico interno, neritico esterno e oceanico, è quello dei morfogruppi indicativi di ambiente neritico esterno (58%). I gruppi indicativi di ambiente prossimale costituiscono il 40%, seguiti dai morfogruppi indicativi di ambiente oceanico che costituiscono soltanto il 2%.

4.3.3.4. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Caloveto

Lo studio dell'associazione a dinocisti della sezione di Caloveto, appartenente alla Formazione delle Arenarie a *Clypeaster*, è stato effettuato dall'analisi di tre campioni caratterizzati da dinocisti ben preservate ed abbondanti; sono state contate in media 300 dinocisti per ogni campione e il numero di dinocisti totali è decrescente verso il *top* della sezione.

Per effettuare l'interpretazione paleoambientale sono stati elaborati esclusivamente tre grafici a torta per la visualizzazione dei valori percentuali (Fig. 4.22 a-c) e non è stato possibile eseguire l'analisi multivariata (PCA), in quanto il numero totale di campioni non è risultato sufficiente.

I valori percentuali ottenuti dai conteggi delle varie specie per ognuno dei campioni della sezione sono stati sommati ed il valore riportato in grafico è la media dei valori di ogni campione considerato.

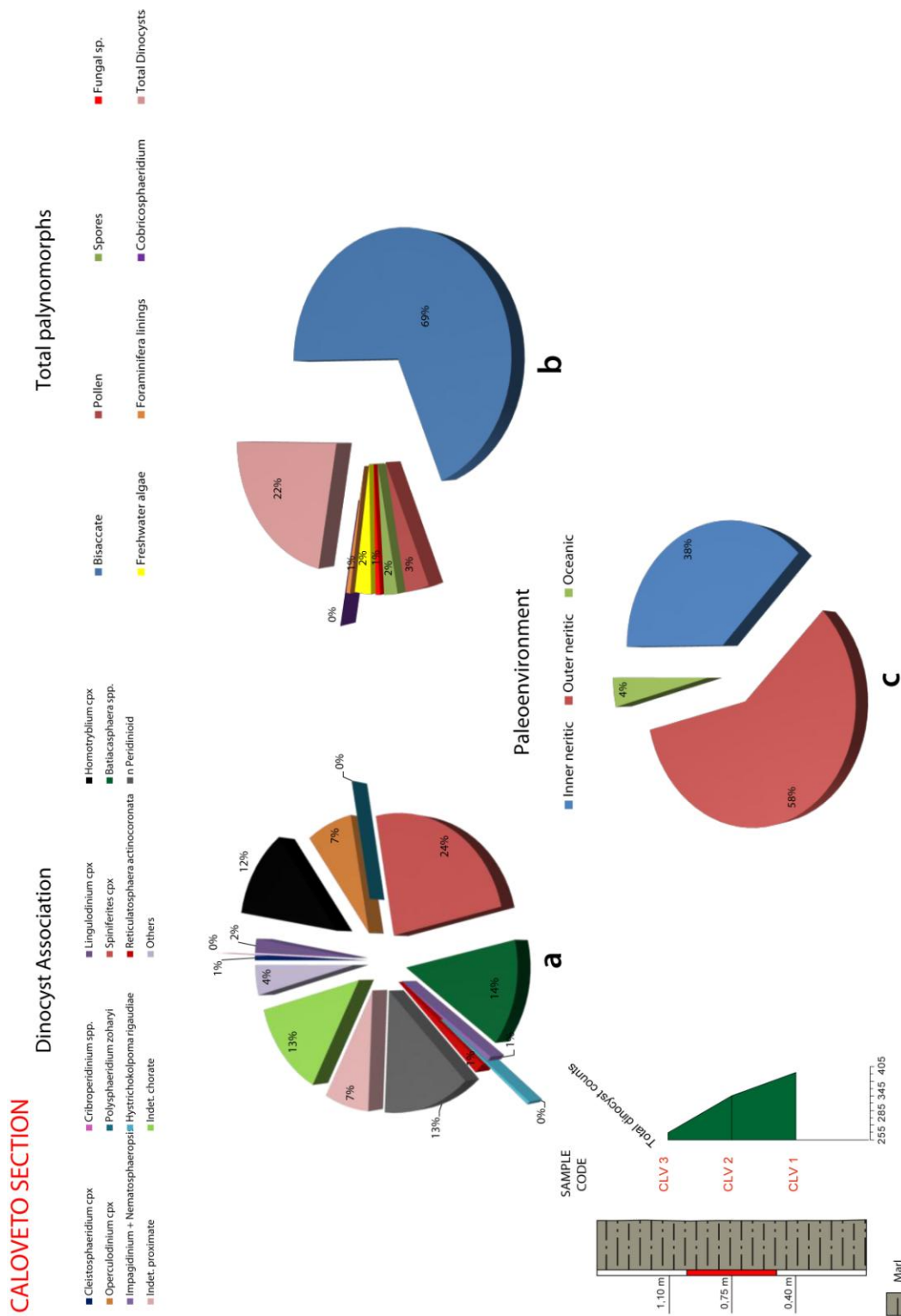


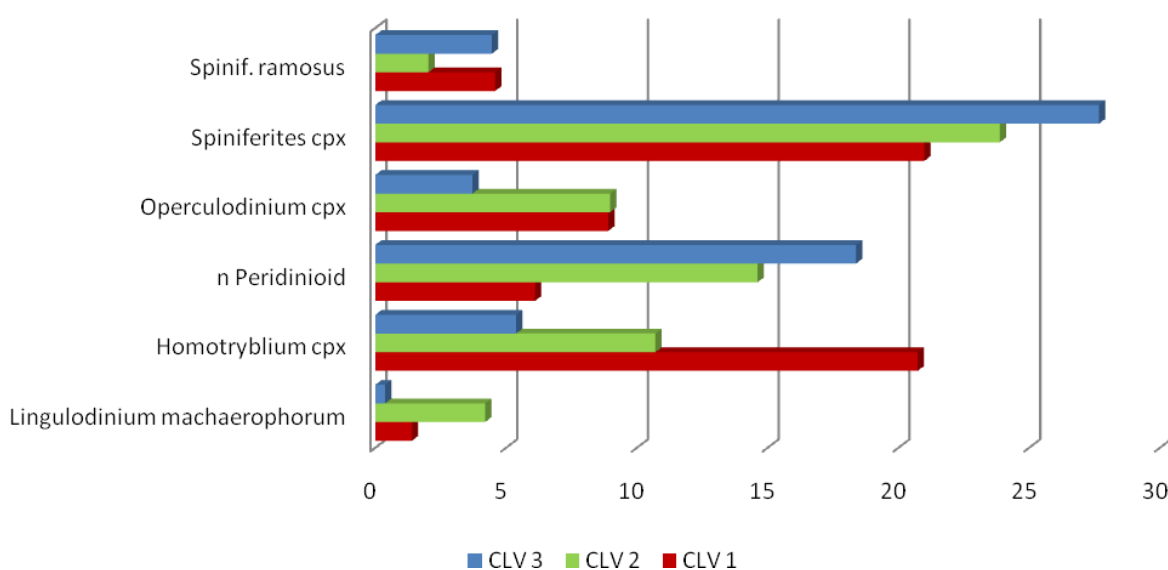
Figura 4.22 a-c. Grafici a torta delle percentuali di abbondanza delle dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Caloveto. In basso a sinistra è riportata la colonna litostratigrafica con la posizione dei campioni e le dinocisti conteggiate nel totale.

Nel primo grafico (Fig. 4.23 a) sono state prese in considerazione le percentuali medie dei morfogruppi che caratterizzano l'associazione a dinocisti calcolate sul totale delle dinocisti conteggiate per ogni campione preso in esame. Il morfogruppo con la percentuale media maggiore è *Spiniferites* (24%) che indica un ambiente neritico esterno (Wall et al., 1977; Brinkhuis, 1994; Brinkhuis & Schiøler, 1996; Dale, 1996; Powell et al., 1996; Rochon et al., 1999; van Mourik et al., 2001).

Gli altri morfogruppi ben rappresentati, sono: *Batiacasphaera* (14%), indicativo di ambiente neritico esterno (e. g., Pross & Brinkhuis, 2005), le dinocisti chorate indeterminate (13%), *Homotryblum* (12%) e *Operculodinium* (7%), entrambi indicativi di ambiente neritico interno (e. g., Brinkhuis, 1994; Brinkhuis et al., 1998; Powell et al., 1996; van Mourik et al., 2001). Una percentuale così elevata di specie appartenenti al genere *Homotryblum* potrebbe indicare instabilità ambientale e salinità variabile. Anche le cisti peridinioidi, le quali forniscono un'indicazione di paleoproduttività marina (e. g., Eshet et al., 1994; Brinkhuis et al., 1998; van Mourik & Brinkhuis, 2000; van Mourik et al., 2001), sono abbondanti e costituiscono il 13% del totale. Ciò fa desumere un probabile apporto continentale di nutrienti all'interno del bacino di sedimentazione. Le dinocisti proximate indeterminate costituiscono il 7% dell'associazione al pari del morfogruppo *Operculodinium*.

Le specie presenti in percentuale minore (<5% in totale) nell'associazione a dinocisti dell'affioramento di Caloveto sono le specie appartenenti ai generi *Lingulodinium* (2%), indicative di ambiente prossimale e alta produttività primaria (e. g., Pross & Brinkhuis, 2005), *Cleistosphaeridium* (1%), indicative di ambiente neritico interno (e. g., Brinkhuis et al., 1998; Powell et al., 1996; van Mourik et al., 2001; Pross & Schmiedl, 2002; Pross & Brinkhuis, 2005), *Reticulosphaera actinocoronata* (1%), *Impagidinium* spp. e *Nematosphaeropsis* spp. (1%), indicative di ambiente oceanico (e. g., Zevenboom, 1995; Dale, 1996; Peeters et al., 1998; Pross & Brinkhuis, 2005). *Hystrichokolpoma rigaudiae* e le specie del genere *Cribroperidinium* sono del tutto assenti.

Particolare attenzione merita l'andamento delle percentuali di alcuni morfogruppi ed in



particolare del morfogruppo *Homotryblum* nei tre campioni della sezione (Fig. 4.23).

Figura 4.23. Percentuale di alcune specie selezionate dall'associazione a dinocisti di Caloveto.

Nel campione CLV 1 la percentuale di *Homotryblum* è del 21%, nel campione CLV 2 è dell'11% e cala fino al 6% in CLV 3. Il morfogrupo *Spiniferites* presenta simultaneamente un generale incremento di percentuale dal basso verso l'alto, dal 20% al 28% al pari delle cisti peridinioidi (che passano dal 6% al 19%), di *Lingulodinium machaerophorum* e del morfogrupo *Operculodinium*. Ciò potrebbe indicare la diminuzione della salinità nelle acque del bacino in concomitanza di un progressivo aumento della batimetria e della paleoproduttività marina, probabilmente da crescente apporto continentale di nutrienti all'interno del bacino. Tuttavia, tenendo conto dell'analisi quantitativa (numero dei vari gruppi di palinomorfi o singole specie per grammo di sedimento, per ogni campione), va detto che la diminuzione di *Homotryblum* simultanea all'aumento di *Lingulodinium machaerophorum* e del morfogrupo *Operculodinium*, potrebbe anche indicare un passaggio da un ambiente quasi lagunare ristretto (*freshwater/brackish water*) ad un ambiente tipicamente marino costiero, in cui la concentrazione delle cisti peridinioidi rimane costantemente medio-alta.

Nel secondo grafico (Fig. 4.23 b) sono state prese in esame le percentuali medie di ciascun palinomorfo conteggiato (dinocisti totali, pollini, spore trilete, spore di funghi, alghe di acqua dolce e gusci interni di foraminiferi) rispetto al numero totale di palinomorfi conteggiati in ciascun campione. In esso si può notare che la percentuale media di dinocisti conteggiate nei campioni sul totale dei palinomorfi è pari al 22%, i pollini bisaccati occupano il 69% del totale, i pollini non saccati occupano il 3%, le spore trilete occupano solo il 2% al pari delle spore di alghe. L'1% è costituito dai gusci interni di foraminiferi.

Nel terzo grafico (Fig. 4.23 c) sono state sommate le percentuali medie, rispetto al numero totale di dinocisti, dei gruppi indicativi di ambiente neritico interno, quelle dei gruppi indicativi di ambiente neritico esterno e infine di ambiente oceanico sulla base della letteratura disponibile. Si osserva che il maggiore tra i valori percentuali ottenuti dai conteggi dei vari morfogruppi indicativi di ambiente neritico interno, neritico esterno e oceanico, è quello dei morfogruppi che indicherebbero per l'affioramento di Caloveto un ambiente neritico esterno (58%). I gruppi indicativi di ambiente prossimale costituiscono il 38%, seguiti dai morfogruppi indicativi di ambiente oceanico che costituiscono il 4%.

I depositi marini tortoniani della Formazione delle Arenarie a *Clypeaster* sono riferiti ad una successione sedimentaria corrispondente ad un ciclo trasgressivo completo (Nicotera, 1959; Barbera & Tavernier, 1990a, b; Papazzoni & Sirotti, 1999; Neri et al., 2005).

Studi precedenti indicano che l'inizio del ciclo è rappresentato, in affioramento, da sedimenti argillosi, lignitiferi e siltosi contenenti associazioni oligotipiche a molluschi ricche di individui. Verso l'alto, la successione prosegue con termini sabbiosi di ambiente marino riccamente fossiliferi (soprattutto di echinodermi riferibili al genere *Clypeaster*). Seguono, con contatto stratigrafico netto, marne ed argilliti sottilmente stratificate, emipelagiche, di ambiente marino più profondo in cui abbondano foraminiferi planctonici.

Dai risultati ottenuti attraverso questo studio si può ipotizzare per la sezione di Caloveto un ambiente di sedimentazione riferibile a condizioni circolatoriali-epibatiali a salinità aumentata che

tendono ad assumere caratteri ossidanti verso l'alto, in concomitanza di un progressivo aumento della batimetria e delle condizioni trofiche.

4.3.3.5. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Prachi

Lo studio dell'associazione a dinocisti della sezione di Prachi, appartenente alla Formazione delle Arenarie a *Clypeaster*, è stato effettuato dall'analisi di quattro campioni.

Il numero di dinocisti totali conteggiate è in media pari a circa 500 e il numero di dinocisti totali è decrescente verso il *top* della sezione.

Le percentuali delle singole specie o gruppi di dinocisti sono state calcolate sul totale delle dinocisti conteggiate per ogni campione preso in esame ed in seguito sono state rappresentate in un grafico che mostra le variazioni di percentuale per ogni livello fossilifero campionato (Fig. 4.24).

In generale, i campioni analizzati hanno fornito associazioni a dinocisti ricche e in buon stato di preservazione caratterizzate da una elevata diversità specifica (44 taxa differenti).

Il campione alla base (PRA 1) presenta un numero di dinocisti conteggiate molto più elevato rispetto ai campioni seguenti (1200 circa).

Non è stato possibile eseguire l'analisi multivariata (PCA), in quanto il numero totale di campioni presi in esame non è sufficiente per ottenere risultati significativi.

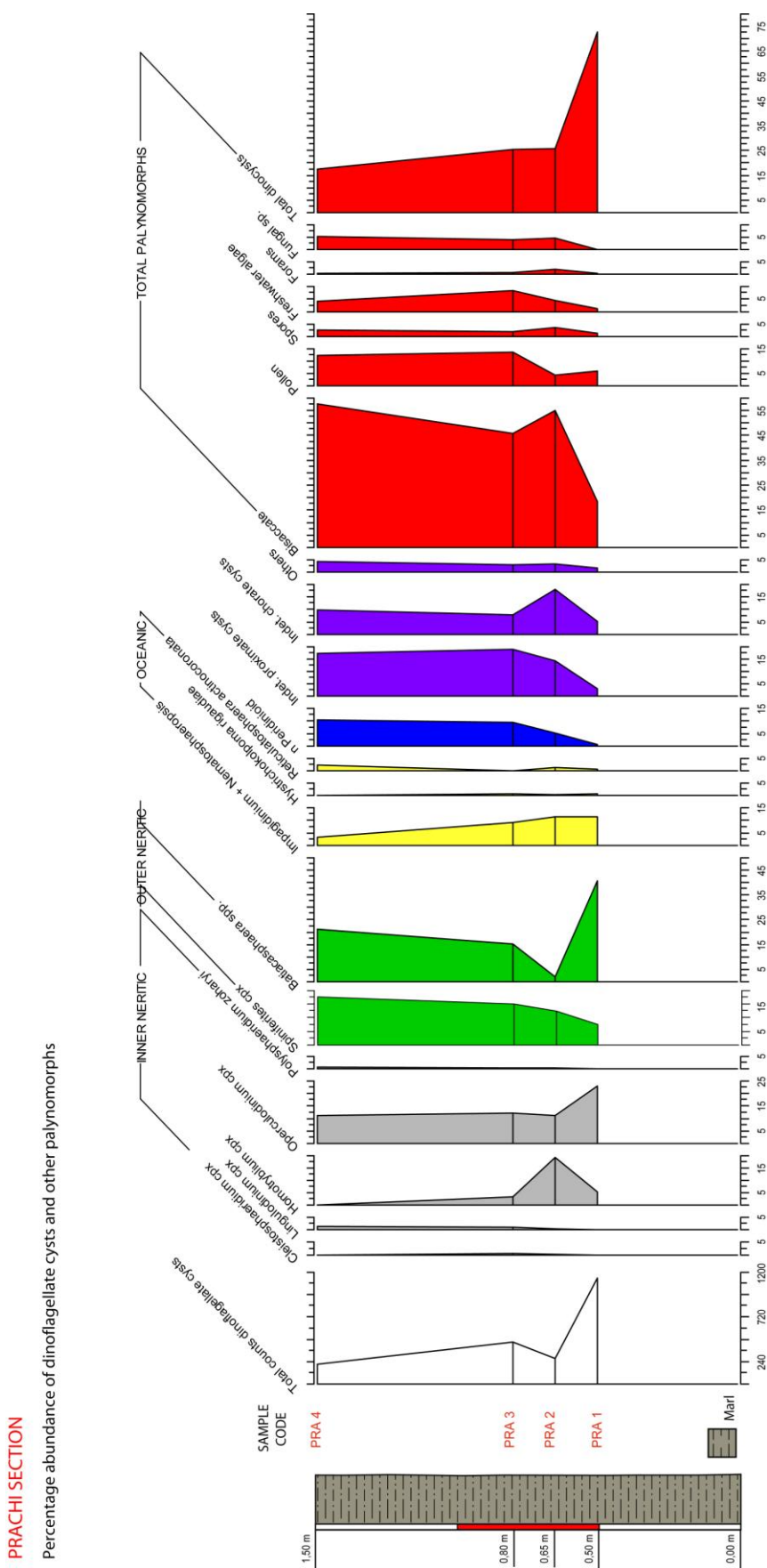


Figura 4.24. Percentuali di abbondanza delle dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Prachi. A sinistra è riportata la colonna a litostratigrafica con la posizione dei campioni.

Nell'associazione a dinocisti dell'affioramento di Prachi i gruppi con la percentuale maggiore sono: *Batiacasphaera* e *Spiniferites*, indicativi di ambiente neritico esterno (Wall et al., 1977; Brinkhuis, 1994; Brinkhuis & Schiøler, 1996; Dale, 1996; Powell et al., 1996; Rochon et al., 1999; van Mourik et al., 2001), *Operculodinium*, indicativo di ambiente neritico interno (e. g., Brinkhuis, 1994; Brinkhuis et al., 1998; Powell et al., 1996; van Mourik et al., 2001) e le dinocisti indeterminate con e senza processi.

Altri gruppi presenti nell'associazione sono quelli rappresentati dai generi: *Homotryblum*, indicativo di ambiente neritico interno ed elevata salinità (e. g., Powell et al., 1996; van Mourik et al., 2001), *Impagidinium* e *Nematosphaeropsis*, indicativi di ambiente oceanico e oligotrofia (e. g., Zevenboom, 1995; Dale, 1996; Peeters et al., 1998; Pross & Brinkhuis, 2005), e le dinocisti peridinioidi che forniscono un'indicazione di paleoproduttività marina (e. g., Eshet et al., 1994; Brinkhuis et al., 1998; van Mourik & Brinkhuis, 2000; van Mourik et al., 2001).

Nel grafico si può notare che la percentuale delle cisti peridinioidi aumenta linearmente dal basso verso l'alto mentre si ha una contemporanea riduzione della percentuale del gruppo *Impagidinium*, confermata anche dall'analisi quantitativa (numero dei vari gruppi di palinomorfi o singole specie per grammo di sedimento). Ciò farebbe presupporre un passaggio da acque profonde ed oligotrofiche ad acque più prossimali e maggiormente eutrofiche. La percentuale di *Spiniferites* presenta, però, un incremento lineare dal basso verso l'alto che sembra non confermare l'ipotesi precedente, la quale è avallata dall'analisi quantitativa, che mette in evidenza un effettivo andamento decrescente del morfogruppo *Spiniferites*, ed in particolare di *S. ramosus*, dal basso verso l'alto al pari del gruppo *Impagidinium*.

Le specie presenti in minor percentuale (<5% in totale) sono quelle appartenenti ai generi *Lingulodinium*, *Cleistosphaeridium*, la specie eurialina *Polysphaeridium zoharyi*, indicative di ambiente neritico interno (e. g., Brinkhuis et al., 1998; Powell et al., 1996; van Mourik et al., 2001; Pross & Schmiedl, 2002; Pross & Brinkhuis, 2005), e *Hystriochokolpoma rigaudiae*, indicativo di ambiente distale (e. g., Pross & Brinkhuis, 2005).

In corrispondenza del campione PRA 2 si osserva una notevole diminuzione della percentuale del gruppo *Batiacasphaera* (dal 40% al 2%). Questa diminuzione è evidenziata anche dall'analisi quantitativa. Il morfogruppo *Homotryblum* presenta un picco del 20% nel campione PRA 2 che cala al 3% nel campione seguente. Questo cambiamento fa desumere un aumento dell'instabilità marina e della salinità in corrispondenza di PRA 2. Anche l'analisi quantitativa mette in evidenza questo notevole calo di *Homotryblum* in PRA 3.

I pollini bisaccati di conifere occupano in media circa il 44% del totale dei palinomorfi (con un picco positivo del 57% al *top*). Il 35% circa della percentuale totale dei palinomorfi è costituito dai dinoflagellati (con un picco negativo del 17% al *top* e un picco positivo del 73% alla base). La restante percentuale si divide tra spore di alghe, spore di funghi, spore trilete di crittogame, pollini non saccati e gusci interni di foraminiferi.

I pollini non saccati presentano un picco negativo nel campione PRA 2 confermato anche dall'analisi quantitativa, la quale mette in evidenza un picco positivo dei pollini bisaccati nel campione PRA 2 e un calo lineare delle dinocisti dal basso verso l'alto.

In generale, è il campione alla base PRA 1 a mostrare le maggiori differenze rispetto ai seguenti e ciò potrebbe testimoniare un passaggio da un ambiente marino aperto e tendenzialmente oligotrofico (*Batiacasphaera* e *Spiniferites*) ad un ambiente più vicino alla costa, caratterizzato da instabilità ambientale e da un più elevato apporto di nutrienti dal continente.

4.3.3.6. Studio dell'associazione a dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Valle dello Stilaro sinistra

Lo studio dell'associazione a dinocisti della sezione campionata a sinistra della valle del fiume Stilaro, appartenente alla parte superiore della Formazione delle Arenarie a *Clypeaster*, è stato effettuato dall'analisi di sei campioni. Il numero di dinocisti totali conteggiate è in media pari a circa 350 per campione; solo nel campione VDS 5 sono state conteggiate 116 dinocisti.

I sei campioni analizzati hanno fornito associazioni a dinocisti ricche e in buon stato di preservazione caratterizzate, però, da una bassa diversità specifica (soli 28 taxa differenti).

Le percentuali delle singole specie o gruppi di dinocisti sono state calcolate sul totale delle dinocisti conteggiate per ogni campione preso in esame ed in seguito sono state rappresentate in un grafico che mostra le variazioni di percentuale per ogni livello fossilifero campionato (Fig. 4.25).

Utilizzando le percentuali delle dinocisti rinvenute nei vari campioni è stata in seguito effettuata, attraverso l'uso del software *C2 data analysis* (versione 1.6.3, Steve Juggins), un'analisi multivariata o *Principal Component Analysis* (PCA).

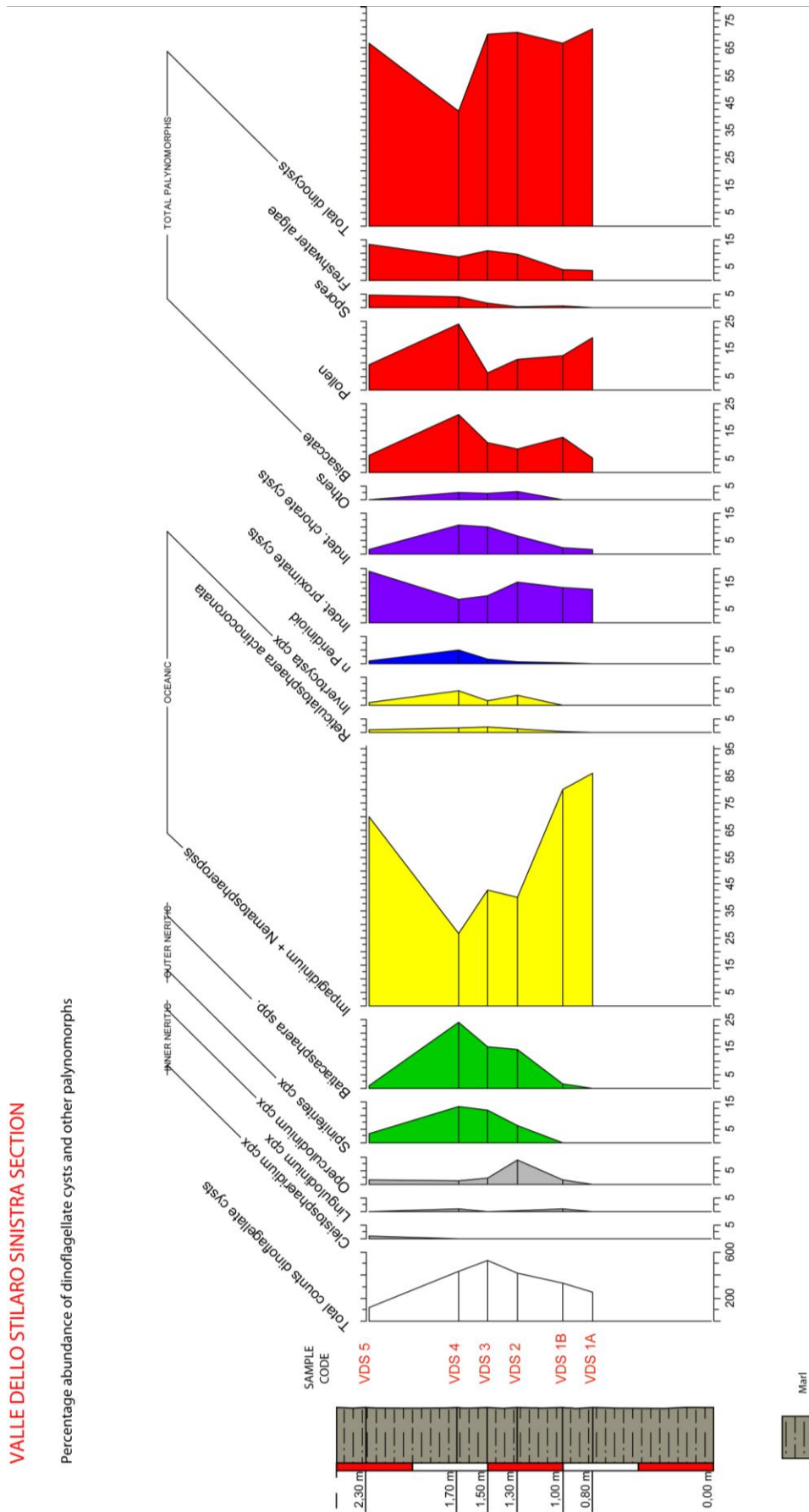


Figura 4.25. Percentuali di abbondanza delle dinocisti e degli altri palinomorfi della sezione di Valle dello Stilario sinistra. A sinistra è riportata la colonna a litostratigrafica con la relativa posizione dei campioni.

Nell'associazione a dinocisti della sezione a sinistra della Valle del fiume Stilaro è nettamente dominante il gruppo *Impagidinium*, con una percentuale che presenta un picco negativo del 27% nel campione VDS 4 e un picco positivo dell'86% alla base, indicativo di ambiente oceanico e oligotrofia (e. g., Zevenboom, 1995; Dale, 1996; Peeters et al., 1998; Pross & Brinkhuis, 2005).

Gli altri morfogruppi presenti con alta percentuale nell'associazione a dinocisti sono *Batiacasphaera* e *Spiniferites*, considerati indicativi di ambiente neritico esterno (Wall et al., 1977; Brinkhuis, 1994; Brinkhuis & Schiøler, 1996; Dale, 1996; Powell et al., 1996; Rochon et al., 1999; van Mourik et al., 2001), seguiti dalle dinocisti indeterminate con e senza processi.

Altre specie presenti con bassa percentuale sono quelle appartenenti ai generi *Operculodinium*, indicative di ambiente neritico interno (e. g., Brinkhuis, 1994; Brinkhuis et al., 1998; Powell et al., 1996; van Mourik et al., 2001), *Invertocysta*, la specie *Reticulatosphaera actinocoronata* indicative di ambiente oceanico (e. g., Pross & Brinkhuis, 2005) e le dinocisti peridinioidi che, seppur presenti in bassa percentuale, forniscono un'indicazione di paleoproduttività marina (e. g., Eshet et al., 1994; Brinkhuis et al., 1998; van Mourik & Brinkhuis, 2000; van Mourik et al., 2001).

Le specie presenti in minor percentuale sono quelle appartenenti ai generi *Lingulodinium* e *Cleistosphaeridium*, indicative di ambiente neritico interno (e. g., Brinkhuis et al., 1998; Powell et al., 1996; van Mourik et al., 2001; Pross & Schmiiedl, 2002; Pross & Brinkhuis, 2005). Le specie *Polysphaeridium zoharyi* e *Homotryblium* spp. sono del tutto assenti.

La percentuale di *Impagidinium* mostra un calo dall'80% al 40% in corrispondenza del campione VDS 2, simultaneo ad un incremento della percentuale dei morfogruppi *Operculodinium* (dall'1% al 9%), *Spiniferites* (dallo 0% al 6%) e *Batiacasphaera* (dal 2% al 14%). Da ciò si desume un cambiamento delle condizioni trofiche dell'ambiente deposizionale verso una maggiore eutrofia. Inoltre, nello stesso campione vi è un picco nella percentuale dei pollini, pertanto si desume anche una temporanea regressione marina.

L'analisi quantitativa (numero dei vari gruppi di palinomorfi o singole specie per grammo di sedimento) mette in evidenza un calo lineare del morfogruppo *Impagidinium* dal basso verso l'alto, un picco di *Spiniferites* nel campione VDS 3 a cui poi segue un calo lineare verso il top, un picco di *Batiacasphaera* nel campione VDS 4 a cui segue un calo netto nel campione al top e un picco in VDS 2 di *Operculodinium* a cui segue un calo lineare verso il tetto.

Le dinocisti occupano in media il 65% del totale dei palinomorfi, il 10% è costituito dai pollini bisaccati di conifere e la restante percentuale si divide tra spore di alghe, spore di funghi, spore trilete di crittogame, pollini e gusci interni di foraminiferi. I bisaccati presentano un picco positivo del 21% nel campione VDS 4 in concomitanza di un calo della percentuale delle dinocisti dal 70% al 40%. L'analisi quantitativa mette in evidenza un incremento delle dinocisti fino al campione VDS 3 in corrispondenza del quale vi è un picco seguito da un calo lineare fino al tetto della sezione. I bisaccati presentano un picco nel campione VDS 5 a cui segue una netta riduzione nel campione al top.

Nella pagina seguente è riportato il grafico dell'analisi multivariata o *Principal Component Analysis* (PCA) (Fig. 4.26).

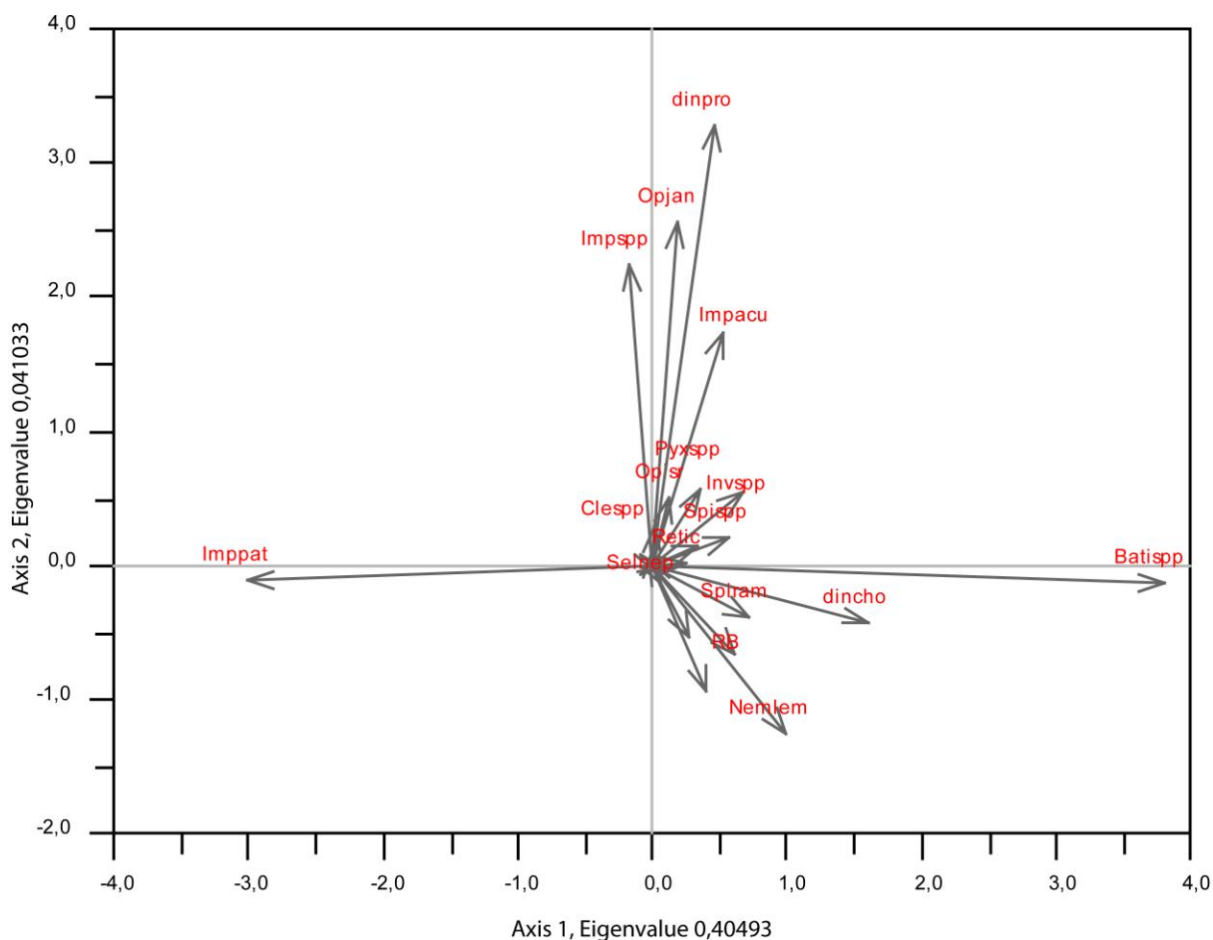


Figura 4.26. *Principal Component Analysis (PCA)* dell'associazione a dinocisti della sezione di Valle dello Stilaro sinistra. Le variabili più significative riportate nel grafico sono: Batispp=*Batiacasphaera* spp.; Opisr=*Operculodinium israelianum*; Opjan=*Operculodinium janduchenei*; Nemlem=*Nematosphaeropsis lemniscata*; RB=Round brown (cisti peridinioidi); Clespp=*Cleistosphaeridium* spp.; Selnep=*Selenopemphix nephroides*; Spispp=*Spiniferites* spp.; Spiram=*Spiniferites ramosus*; Invsp=*Invertocysta* spp.; Impsp=*Impagidinium* spp.; Impacu=*Impagidinium aculeatum*; Imppat=*Impagidinium patulum*; Retic=*Reticulosphaera actinocoronata*; Pyxsp=*Pyxidinospsis* spp.; dincho=dinocisti chorate indeterminate; dinpro=dinocisti proximate indeterminate

Nel grafico della PCA le specie meno indicative rappresentate da una minor lunghezza del segmento della freccia accumulate al centro dei due assi sono: *Selenopemphix nephroides* (Selnep), *Reticulosphaera actinocoronata* (Retic), *Spiniferites* spp. (Spispp), *Cleistosphaeridium* spp. (Clespp), *Invertocysta* spp. (Invsp), *Operculodinium israelianum* (Opisr) e *Pyxidinospsis* spp. (Pyxsp). Queste specie vanno a determinare il “rumore di fondo” e pertanto non hanno importanza significativa nell'interpretazione delle componenti principali.

Altamente correlate agli assi e con maggior peso sul *dataset* totale, invece, sono le cisti peridinioidi (RB), e le specie *Nematosphaeropsis lemniscata* (Nemlem), *Spiniferites ramosus* (Spiram), *Impagidinium* spp. (Impsp), *Operculodinium janduchenei* (Opjan), le dinocisti proximate

indeterminate (dinpro), *Impagidinium aculeatum* (Impacu), *Batiacasphaera* spp. (Batispp), *Impagidinium patulum* (Imppat) e le dinocisti chorate indeterminate (dincho).

La specie *Impagidinium patulum*, altamente oligotrofica, è la meglio correlata all'asse X, insieme al genere *Batiacasphaera* e alle dinocisti chorate indeterminate situati in posizione apposta.

Si desume pertanto che l'asse X potrebbe rappresentare le condizioni trofiche presenti nel bacino di sedimentazione. L'asse X mostra una chiara divergenza fra *Impagidinium* e *Batiacasphaera*, i quali potrebbero rappresentare il primo un ambiente oligotrofico e profondo e il secondo un ambiente eutrofico e più prossimale.

Non ci sono evidenze particolari sulla seconda componente principale indicata dall'asse Y, il cui valore dello score ne evidenzia la scarsa influenza

Va detto che in generale l'associazione a dinocisti presenta una bassa diversità specifica, essendo caratterizzata principalmente da *I. patulum* (fino all'85%), una specie altamente oligotrofica. A tal proposito bisogna considerare lo studio effettuato da Londeix et al. (2007) sui dinoflagellati del Messiniano della Sicilia occidentale (Bacino di Caltanissetta). L'autore riscontra dei picchi della percentuale di *I. patulum* nella Fm. di Terravecchia, dei Calcari di Base (circa 88%) e alla base della Fm. di Trubi (superiore al 95%) nel Zancleano basale.

Pertanto alte percentuali di *I. patulum* sembrerebbero correlate ai momenti di maggiore instabilità del bacino del Mediterraneo occidentale, in concomitanza delle fasi iniziali che precedono la Crisi di Salinità del Messiniano.

Dai risultati ottenuti attraverso questo studio si può ipotizzare per la sezione campionata a sinistra della Valle del fiume Stilaro un ambiente oceanico altamente oligotrofico, tenendo conto dell'altissima percentuale di *Impagidinium patulum*, che tende a condizioni eutrofiche e maggiormente prossimali nei campioni VDS 3 e VDS 4.

4.3.3.7. Considerazioni generali sugli affioramenti miocenici presi in esame in questo studio

Ai fini della comprensione generale degli ambienti calabresi che hanno caratterizzato la deposizione durante il Miocene è stata effettuata un'analisi multivariata complessiva (PCA) su tutti i campioni degli affioramenti presi in esame in questo studio (Fig. 4.27).

Ogni affioramento considerato è stato indicato con un simbolo differente riportato nella legenda in alto a destra. Le variabili maggiormente correlate agli assi X e Y sono state indicate con una sigla e sono rappresentate da: *Stoveracysta conerae* (Stocon), *Cleistosphaeridium* spp. (Clespp), *Spiniferites* spp. (Spispp), *Spiniferites ramosus* (Spiram), *Achomosphaera* spp. (Achsp), *Batiacasphaera* spp. (Batispp), *Impagidinium patulum* (Imppat), *Pyxidinosopsis* spp. (Pyxspp), dinocisti peridinioidi (RB) e dinocisti proximate indeterminate (dinpro).

Dal grafico è possibile desumere solo quale componente principale rappresenta l'asse X. Non ci sono, infatti, evidenze particolari sulla seconda componente principale indicata dall'asse Y: esso potrebbe rappresentare la paleoprofondità, ma come si vede il valore dello score per l'asse Y è molto basso.

Lungo l'asse X è evidente l'alta correlabilità positiva delle cisti peridinioidi (RB) e delle specie appartenenti al genere *Batiacasphaera* e la correlabilità negativa di *Impagidinium patulum*. Ciò fa desumere che l'asse X rappresenti le condizioni trofiche dell'ambiente deposizionale.

Tutti i campioni, fatta eccezione dei campioni di Stilo-Stignano, si sovrappongono tra loro mostrando condizioni generalmente oligotrofiche e dunque uno scarso apporto continentale nell'ambiente di sedimentazione. Va detto, però, che i campioni di Valle dello Stilaro sinistra sono quelli maggiormente oligotrofici. Soltanto i campioni dell'affioramento di Stilo-Stignano mostrano una variabilità decisamente maggiore lungo l'asse X che, se rappresentasse il livello trofico del bacino, porterebbe a desumere che i campioni di questa sezione indicano un ambiente molto più ricco di nutrienti rispetto ai campioni di tutte le altre sezioni analizzate.

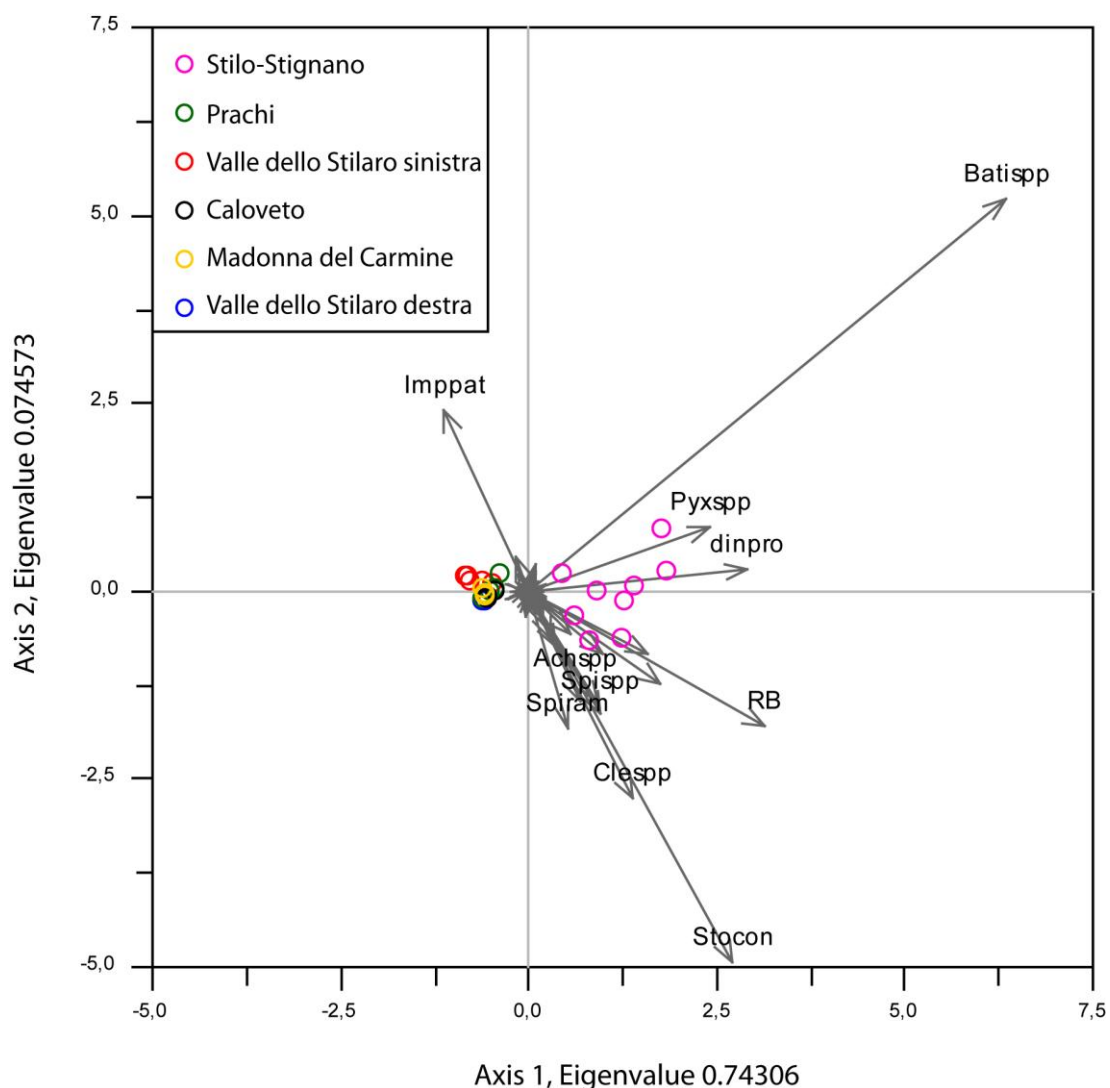


Figura 4.27. Principal Component Analysis (PCA) delle associazioni a dinocisti degli affioramenti miocenici calabresi presi in considerazione in questo studio. Le variabili più significative riportate nel grafico sono: Batispp=*Batiacasphaera* spp.; RB=Round brown (cisti peridinioidi); Clespp=*Cleistosphaeridium* spp.; Achspp=*Achomosphaera* spp.; Spispp=*Spiniferites* spp.; Spiram=*Spiniferites ramosus*; Imppat=*Impagidinium patulum*; Stocon=*Stoveracysta conerae*; Pyxspp=*Pyxidinospis* spp.; dincho=dinocisti chorate indeterminate; dinpro=dinocisti proximate indeterminate

4.4. Studio biostratigrafico e paleoecologico della successione marina miocenica della Calabria: sintesi dei risultati ottenuti e discussione

Le sezioni studiate in Calabria occupano un intervallo stratigrafico che si estende dalla biozona NN1 alla biozona NN11b. La sezione di Bovalino (BOV) ha invece restituito un'associazione a dinocisti cretacea (Albiano-Cenomaniano). Essendo questo studio focalizzato sul Miocene, si è solamente accennato nel paragrafo 4.3.2.1 alle implicazioni cronostatigrafiche del contenuto palinologico riscontrato nei campioni dell'affioramento di Bovalino tralasciando le caratteristiche paleoecologiche e paleoambientali da essi deducibili. L'intervallo stratigrafico più ampiamente documentato equivale a NN1-NN3 della zonazione a nannoplancton.

Da un punto di vista stratigrafico le associazioni delle sezioni di Valle dello Stilaro destra (VDS dx), Stilo-Stignano (SCO) e Madonna del Carmine (MDC) appartengono allo stesso complesso deposizionale Fm. di Stilo-Capo d'Orlando e biostratigraficamente sono inquadrare tra la biozona NN1 e la biozona NN3 (Aquitaniense-Burdigaliano medio).

Per l'analisi comparativa e l'attribuzione cronostatigrafica delle tre sezioni sono stati presi in considerazione i bioeventi di prima comparsa di alcune specie *index*: *Barssidinium taxandrianum*, *Palaeocystodinium golzowense* e *Systematophora urbinii* per la sezione di Valle dello Stilaro destra; *Barssidinium taxandrianum*, *Caligodinium pychnum*, *Chiropteridium galea*, *Cordosphaeridium cantharellus*, *Deflandrea phosphoritica*, *Palaeocystodinium golzowense*, *Stoveracysta conerae* e *Systematophora urbinii* per la sezione di Stilo-Stignano; *Cousteaudinium aubryae*, *Hystrichosphaeropsis obscura* e *Stoveracysta conerae* per la sezione di Madonna del Carmine. L'età che si può attribuire alla Formazione attraverso questo studio è compresa tra l'Aquitaniense basale (biozona a nannoplancton NN1) e il Burdigaliano medio (biozona NN3) e nelle associazioni delle sezioni si riconosce un *trend* cronostatigrafico che va da VDS dx a SCO a MDC. Merita di essere segnalata l'affinità compositiva delle associazioni della Fm. di Stilo-Capo d'Orlando con le associazioni riscontrate da Biffi & Manum (1988) nell'Appennino marchigiano e da Torricelli & Biffi (2001) nel Flysch Numidico tunisino.

In queste tre sezioni le associazioni a dinocisti sembrano appartenere al limite neritico interno-esterno. La diversità specifica appare mediamente alta in VDS dx e in SCO (rispettivamente 50 e 56 taxa differenti), mentre è piuttosto bassa in MDC (21 taxa). Le specie indicative di ambiente neritico interno (*Cleistosphaeridium* spp., *Homotryblium* spp., *Operculodinium* spp., *Lingulodinium machaerophorum*) costituiscono generalmente nelle tre sezioni circa il 45%. Le specie indicative di ambiente neritico esterno (*Spiniferites* spp., *Achomosphaera* spp. e *Batiacasphaera* spp.) sono presenti con percentuali medie che superano il 50% in tutte e tre le sezioni. Le specie tipicamente oceaniche (*Impagidinium* spp., *Nematosphaeropsis* spp., *Reticulosphaera actinocoronata* e *Hystrichokolpoma rigaudiae*) sono le meno rappresentate e non superano in genere circa il 10% del totale. Le cisti peridinioidi, l'insieme delle quali fornisce un'indicazione di paleoproduttività marina, arrivano ad un picco del 22% nella sezione di Stilo-Stignano e si mantengono inferiori al 10% nelle sezioni di Valle dello Stilaro destra e di Madonna del Carmine. Complessivamente si prefigura un ambiente di piattaforma con variabile influenza di apporto continentale di produttività che denunciano condizioni di instabilità ambientale della piattaforma. Questo aspetto è stato messo in evidenza in

particolar modo nella sezione di Stilo-Stignano nel paragrafo 4.3.3.2, con l'analisi puntuale e l'interpretazione dei dati quantitativi delle specie che possono essere indicative della profondità della colonna d'acqua. Le dinocisti occupano in media il 30% del totale dei palinomorfi. I palinomorfi di origine continentale infatti prevalgono. Più del 70% in media è costituito dai pollini bisaccati di conifere e la restante percentuale si divide tra resti di alghe, spore di funghi, spore trilete di crittogame, pollini e gusci interni di foraminiferi.

L'interpretazione paleoecologica basata sull'analisi delle associazioni a dinocisti trova riscontro con l'interpretazione data da Dominici & Sonnino (2009) sull'ambiente deposizionale della Fm. di Stilo-Capo d'Orlando.

Le sezioni di Caloveto (CLV), Prachi (PRA) e Valle dello Stilaro sinistra (VDS) appartengono alla Fm. delle Arenarie a *Clypeaster*. La diversità specifica nelle tre sezioni si mantiene mediamente alta o discreta: rispettivamente 36 taxa in CLV, 44 in PRA e 28 in VDS.

Da un punto di vista stratigrafico le specie *index* della sezione di Caloveto sono: *Barssidinium taxandrianum*, *Cerebrocysta poulsenii*, *Cousteaudinium aubryae*, *Hystrichosphaeropsis obscura*, *Melitasphaeridium choanophorum* e *Operculodinium janduchenei*, le quali permettono di attribuire il deposito all'intervallo NN5-NN6.

Nella sezione di Caloveto l'analisi paleoecologica ha messo in evidenza una variazione di ambiente deposizionale da lagunare salmastro, o da un ambiente marino costiero ristretto a un ambiente tipicamente marino con incremento del gruppo *Spiniferites* e *Batiacasphaera* fino a percentuali medie del 50%. Questo dato è in accordo con l'evoluzione deposizionale della formazione delle Arenarie a *Clypeaster* che è caratterizzata da sedimenti argillosi, lignitiferi e siltosi tipici di ambiente lagunare. Il deposito è anche da considerarsi il più antico all'interno di quelli esaminati nella Fm. delle Arenarie a *Clypeaster*.

L'andamento della concentrazione per grammo di sedimento del gruppo *Homotryblium* da 105 individui per grammo alla base della sezione verso valori assoluti molto bassi (19 individui per grammo di sedimento) in concomitanza del *trend* opposto del gruppo *Spiniferites* e delle cisti peridinioidi, viene qui riportato come esempio quasi scolastico di risposta delle specie alle variazioni ambientali, in particolare al parametro della salinità. La percentuale media di dinocisti conteggiate nei campioni sul totale dei palinomorfi è pari al 22%, i pollini bisaccati occupano il 69% del totale, i pollini non saccati occupano il 3%, le spore trilete occupano solo il 2% al pari delle spore di alghe. L'1% è costituito dai gusci interni di foraminiferi.

I campioni della sezione di Prachi appartengono all'intervallo NN7-NN10 sulla base delle specie *index*: *Achomosphaera andalousiensis*, *Edwardsiella sexispinosa*, *Hystrichosphaeropsis obscura*, *Melitasphaeridium choanophorum* e *Operculodinium janduchenei*.

L'analisi paleoecologica indica che le specie tipiche di acque oligotrofiche alla base della sezione vengono progressivamente sostituite da quelle eutrofiche. Le associazioni sono comunque caratteristiche di ambiente neritico esterno e le specie oceaniche non superano il 15%.

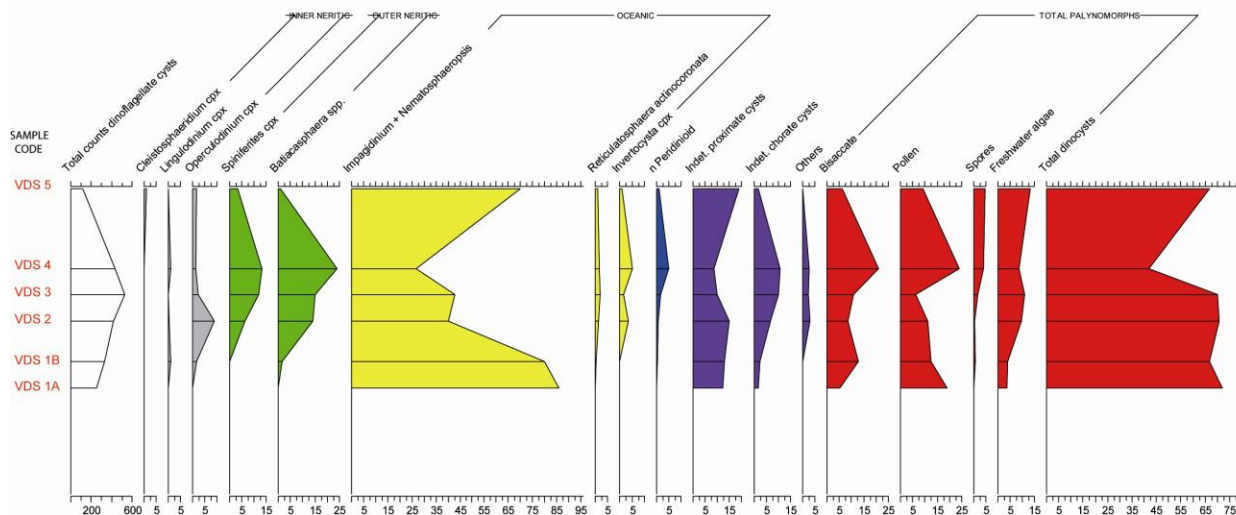
I pollini bisaccati di conifere occupano in media circa il 44% del totale dei palinomorfi. Il 35% circa della percentuale totale dei palinomorfi è costituito dai dinoflagellati. La restante percentuale si divide tra spore di alghe, spore di funghi, spore trilete di crittogame, pollini non saccati e gusci interni di foraminiferi.

La sezione di Valle dello Stilaro sinistra (VDS) presenta la più bassa diversità specifica riscontrata all'interno delle Arenarie a *Clypeaster* e le sue associazioni caratterizzano nettamente un ambiente marino profondo e oligotrofico (vedi Fig. 4.28).

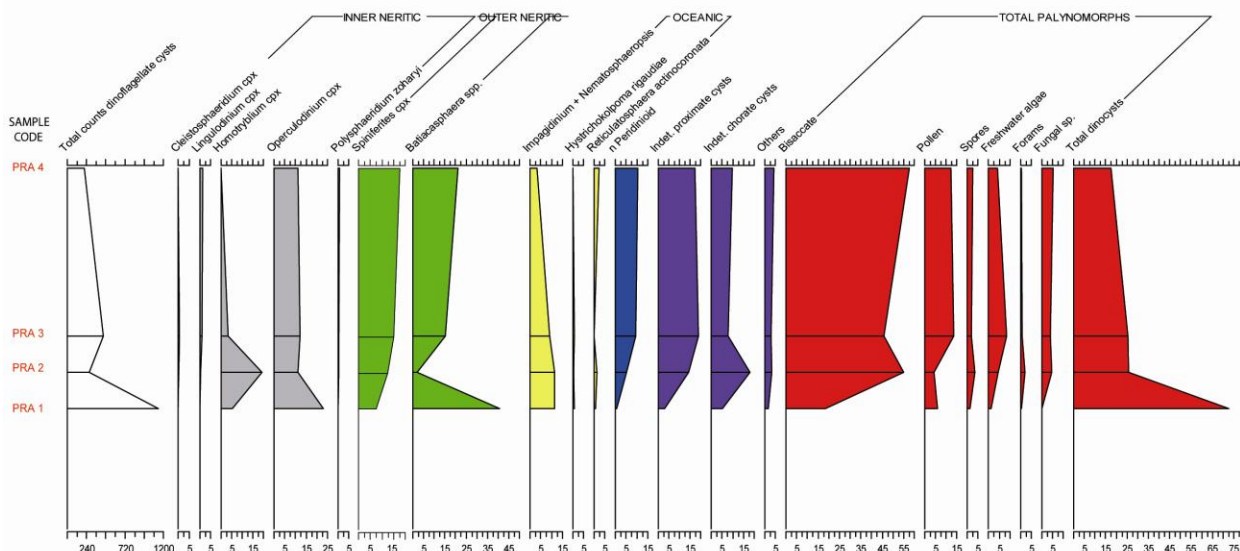
Le specie oceaniche (*Impagidinium patulum*, *Nematosphaeropsis* spp., *Nematosphaeropsis* spp.) oscillano tra il 30% e l'85% del totale dell'associazione. Le dinocisti occupano in media il 65% del totale dei palinomorfi, il 10% è costituito dai pollini bisaccati di conifere e la restante percentuale si divide tra spore di alghe, spore di funghi, spore trilete di crittogame, pollini e gusci interni di foraminiferi. I bisaccati presentano un picco positivo del 21% nel campione VDS 4 in concomitanza di un calo della percentuale delle dinocisti dal 70% al 40%.

Sulla base delle specie *index* (*Cerebrocysta poulsenii*, *Edwardsiella sexispinosa*, *Operculodinium janduchenei*, *Operculodinium piaseckii*, *Invertocysta lacrimosa* e *Invertocysta tabulata*) il deposito è riferibile all'intervallo NN11a-b (Tortoniano superiore). Le associazioni a dinocisti indicano un ambiente deposizionale oceanico ed oligotrofico: ciò trova forte riscontro in letteratura nelle associazioni della Sicilia occidentale (Bacino di Caltanissetta) della Fm. di Terravecchia, dei Calcari di Base e dei Trubi, le quali preludono e concludono la crisi di salinità messiniana (Londeix et al., 2007).

VALLE DELLO STILARO SINISTRA SECTION



PRACHI SECTION



CALOVETO SECTION

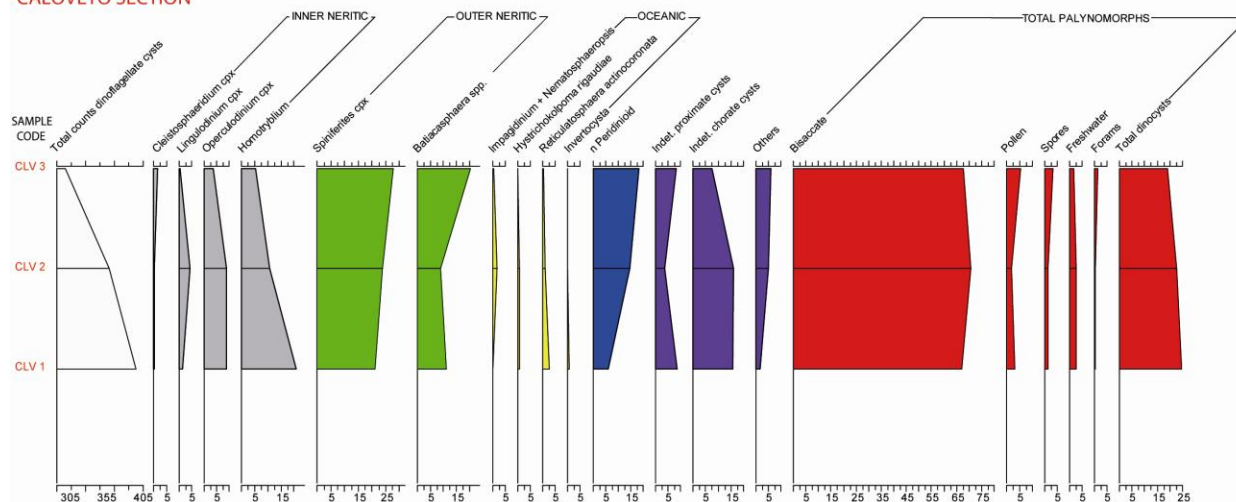


Figura 4.28. Percentuali delle dinocisti e degli altri palinomorfi nelle sezioni di Caloveto, Prachi e Valle dello Stilaro sinistra (Fm. delle Arenarie a *Clypeaster*).

4.4.1. Biostratigrafia della Calabria

Lo studio delle associazioni a dinocisti ha permesso di identificare un certo numero di bioeventi all'interno delle successioni.

Si tratta in alcuni casi di bio-orizzonti caratterizzati da un evento di comparsa o di scomparsa (FO – LO, *first occurrence* e *last occurrence*), in altri casi si tratta di *taxa range*.

Si è deliberatamente scelto di non suddividere la successione studiata in unità biostratigrafiche tradizionali (biozone) e di privilegiare l'uso dei bio-orizzonti e dei *taxa range* per eseguire correlazioni nell'area mediterranea (rapporto interno ENI, 2001) e nella scala globale (Tab. 3.13) (Brinkhuis et al., 2009) nell'evidenza di sincronicità dell'evento.

4.4.1.1. Eventi riconosciuti

Systematophora urbinii

Range. È osservata alla base della serie campionata sul lato occidentale della Valle del fiume Stilaro. *S. urbinii* è una specie mediterranea la cui estensione va da NN1 a NN3 (Biffi & Manum, 1988; Montanari et al., 1997; rapporto interno ENI, 1995).

Si accompagna nelle associazioni ad una *suite* di dinocisti tipiche del Miocene inferiore, composta da morfotipi di *Systematophora-Chiropteridium-Stoveracysta-Caligodinium*.

La transizione Oligocene-Miocene nel Bacino Piemontese e nel Bacino delle Marche è caratterizzata dall'*acme* di *Chiropteridium* (Brinkhuis et al., 1992). Per quanto riguarda la collocazione cronostratigrafica di questa sezione possiamo notare l'assenza di *S. conerae*, la cui FO anticipa la FO di *S. urbinii* e caratterizza la subzona Sco (Brinkhuis et al., 1992) calibrata alla cronozona C6An equivalente quindi al passaggio Aquitaniano-Burdigaliano.

Stoveracysta conerae

Range. È osservata dalla base della sezione di Stilo-Stignano e in tutta la sezione. In ambito mediterraneo la sua estensione caratterizza l'intervallo NN1-NN3 (Biffi & Manum, 1988; Montanari et al., 1997; rapporto interno ENI, 1995; Biffi & Torricelli, 2001).

La specie è accompagnata da una *suite* di dinocisti caratterizzata prevalentemente dai morfotipi di *Systematophora-Chiropteridium-Stoveracysta-Caligodinium*.

Cordosphaeridium cantharellus

Range. Si estende dal campione SCO 5 al campione SCO 11 della sezione di Stilo-Stignano. Mostra analogie di estensione alle sezioni della Sardegna meridionale caratterizzando l'intervallo NN2.

Caligodinium pychnum

Range. È osservata in tutta la sezione di Stilo-Stignano. In area mediterranea si estende dall'Oligocene superiore (NP25) fino al Burdigaliano superiore (base della nannozona NN4) (rapporto interno ENI, 2001).

Cousteadinium aubryae

Range. È osservata nella parte intermedia della sezione di Madonna del Carmine (Fm. di Stilo-Capo d'Orlando) e fino al tetto della sezione di Caloveto (Fm. delle Arenarie a *Clypeaster*). In area mediterranea l'evento è circoscritto all'intervallo NN4-NN6 (rapporto interno ENI, 2001).

Hystrichosphaera obscura

FO. È riscontrata alla base della sezione di Madonna del Carmine (Fm. di Stilo-Capo d'Orlando) e fino al tetto della sezione di Prachi (Fm. delle Arenarie a *Clypeaster*). In ambito mediterraneo la sua comparsa varia dall'Oligocene superiore (NP25) (Powell, 1986a), dal tetto di NN2 (Zevenboom, 1995) e dal tetto di NN3 (rapporto interno ENI, 2001). Alle medie latitudini Nord la FO di *H. obscura* cade all'interno della biozona NN2 (Munsterman & Brinkhuis, 2004) analogamente a quanto osservato in Sardegna.

Operculodinium janduchenei

FO. È osservata alla base della sezione di Caloveto (Fm. delle Arenarie a *Clypeaster*) fino al *top* della sezione di Valle dello Stilaro sinistra (Fm. delle Arenarie a *Clypeaster*). In area mediterranea e nel Bacino Piemontese la FO è alla transizione NN4-NN5. Al di fuori dell'area mediterranea la prima comparsa è riportata in NN8 (Poulsen et al., 1996).

Cerebrocysta poulsenii

FO. È osservata dalla base della sezione di Caloveto fino al suo *top*. In area mediterranea l'estensione è riportata nell'intervallo biozonale NN4-NN6, mentre a scala globale è compresa nell'intervallo NN4-NN7.

Achomosphaera andalousiensis

FO. È osservata alla base della sezione di Prachi (Fm. delle Arenarie a *Clypeaster*). La FO sia in area mediterranea che extra-mediterranea varia tra la parte alta di NN6 ed NN8 (Powell, 1986b; Poulsen et al., 1996; rapporto interno ENI, 2001; Dybkjær & Piasecki, 2008; Brinkhuis et al., 2009). L'estensione prosegue almeno fino a NN11.

Edwarsiella sexispinosa

FO. È osservata nella parte intermedia della sezione di Prachi e per tutta la sezione di Valle dello Stilaro sinistra.

E. sexispinosa è stratigraficamente distribuita dall'Oligocene superiore al Pliocene inferiore (Versteegh & Zevenboom, 1995). Nel Bacino Terziario Piemontese è presente a partire dal Serravalliano superiore e fino al Pliocene inferiore nell'Appennino emiliano (rapporto interno ENI, 1995); la sua massima diffusione in area mediterranea è a partire dal Tortoniano medio-superiore (intervallo biostratigrafico NN10-NN11).

La specie è accompagnata nelle associazioni ad una *suite* di dinocisti tipiche del Miocene superiore, composta prevalentemente da *Operculodinium janduchenei* e *Impagidinium aculeatum*, la

cui massima diffusione stratigrafica è a partire dal Serravalliano superiore (intervallo NN6-NN7 della zonazione a nanncoplancton).

Invertocysta tabulata

FO. È riscontrata alla base della sezione campionata sul lato orientale dello Valle dello Stilaro (Fm. delle Arenarie a *Clypeaster*). In area mediterranea la sua prima comparsa varia dalla biozona NN4 a NN5 e persiste fino a NN7-NN8 (Powell, 1986b; rapporto interno ENI, 1995). In area extra mediterranea la sua comparsa va dalla biozona NP25 a NN2 e persiste fino al Pliocene superiore. La specie è accompagnata nelle associazioni ad una *suite* di dinocisti tipiche del Miocene superiore, composta prevalentemente da *Edwarsiella sexispinosa*, *Operculodinium janduchenei* e *Impagidinium aculeatum*.

Invertocysta lacrymosa

FO. È riscontrata nel campione VDS 4 della sezione di Valle dello Stilaro sinistra (Fm. delle Arenarie a *Clypeaster*).

In area mediterranea la specie è ampiamente diffusa a partire dal Serravalliano superiore e per tutto il Tortoniano (rapporto interno ENI, 1995) ed è accompagnata da *Edwarsiella sexispinosa*, *Operculodinium janduchenei* e *Impagidinium aculeatum*.

Impagidinium patulum acme

Si riscontra nella porzione intermedia della sezione di Valle dello Stilaro sinistra un evento di *acme* della specie *I. patulum* fino all'85% del totale dell'associazione a dinocisti. Questo evento permette di assegnare la sezione appartenente alla Fm. delle Arenarie a *Clypeaster*, ad una fase precedente la crisi di salinità messiniana (Londeix et al., 2007).

In sintesi alla sezione campionata sul lato occidentale della Valle dello Stilaro (Formazione di Stilo-Capo d'Orlando) può essere attribuita un'estensione massima compresa tra le nannozone NN1 ed NN3.

Le marne della sezione di Stilo-Stignano mostrano una concomitanza di *taxa range* che consente un'affidabile attribuzione cronostratigrafica e correlazione biozonale: *S. conerae* - *S. urbinii*. Nella parte alta della sezione (SCO 9) si osserva *C. galea*, che in area mediterranea si estende da NP24 a NN2 (e. g. Biffi & Manum, 1988; Powell, 1986b). Questi tre taxa caratterizzano il Miocene inferiore e la transizione Oligocene-Miocene nei bacini terziari marchigiani e consentono di attribuire la sezione di Stilo-Stignano all'intervallo NN1-NN2 ed una probabile estensione all'Oligocene superiore (biozona NP25) della base della successione.

La sezione di Madonna del Carmine rappresenta, sulla base degli eventi a dinocisti, la porzione superiore della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (NN2-NN4), che alla luce di questi eventi si estende da probabile NP25 (Oligocene superiore) a NN4 compreso (Langhiano medio).

La sezione di Caloveto (Formazione delle Arenarie a *Clypeaster*) con tre eventi (FO di *C. poulsenii*, FO di *O. janduchenei* e LO di *C. aubryae*) mostra un'età compresa tra il Langhiano e il Serravalliano basale (intervallo zonale NN5-NN6). Alla sezione di Prachi, anch'essa appartenente alla Formazione delle Arenarie a *Clypeaster*, coi suoi tre eventi (FO di *A. andalousiensis*, FO di *E. sexispinosa* e LO di *H. obscura*), si può attribuire un intervallo cronologico compreso tra il Serravalliano superiore e il Tortoniano medio-superiore equivalente all'intervallo biostratigrafico NN7-NN10 della zonazione a nannoplancton.

Gli eventi riscontrati nella sezione campionata sul lato orientale della Valle del fiume Stilaro (*acme* di *I. patulum*, FO di *I. lacrymosa* ed FO di *I. tabulata*) permettono di attribuirle con certezza un intervallo cronostratigrafico equivalente alla biozona NN11 (passaggio Tortoniano-Messiniano).

Nella tabella della pagina seguente (Tab. 4.9) è riportato il quadro complessivo della posizione biostratigrafica delle sei sezioni mioceniche calabresi considerate in questo studio.

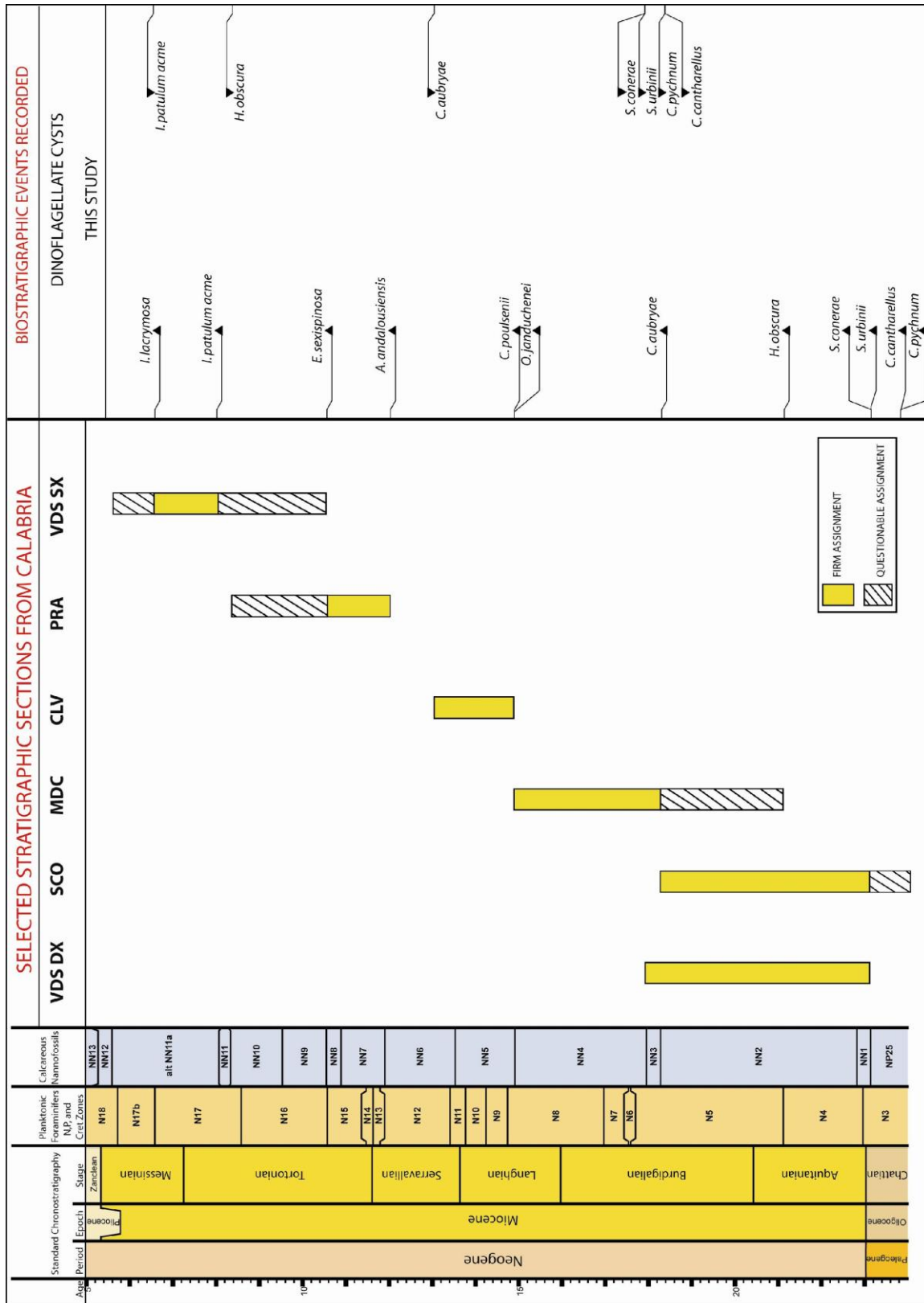


Tabella 4.9. Quadro complessivo della posizione biostratigrafica delle sezioni mioceniche calabresi considerate in questo studio.

Capitolo 5. Sintesi e discussione dei risultati ottenuti, comparazione tra Sardegna e Calabria nel Miocene e conclusioni

5.1. Comparazione e conclusioni

Per questo lavoro di tesi sono stati analizzati 84 campioni per il loro contenuto a dinoflagellati ed altri palinomorfi appartenenti a 6 sezioni e due sondaggi in Sardegna, e 7 in Calabria.

I risultati ottenuti derivano da conteggio di vetrini ottenuti mediante trattamento palinologico e successiva analisi di cisti di dinoflagellati, pollini, spore, funghi e alghe di acqua dolce. I dinoflagellati sono stati analizzati sia per ottenere informazioni stratigrafiche sia per analisi paleoambientali.

Ai fini dell'interpretazione paleoambientale, oltre all'analisi qualitativa (riconoscimento delle specie), è stata effettuata l'analisi quantitativa (numero dei vari gruppi di palinomorfi o singole specie per grammo di sedimento) per ogni campione delle sezioni prese in esame.

Attraverso questa analisi sono stati riconosciuti 102 taxa differenti nel totale delle associazioni a dinocisti studiate, i quali hanno permesso di avanzare delle ipotesi sulle caratteristiche paleoambientali nell'intervallo temporale considerato.

I paleoambienti individuati in Sardegna sono per lo più neritici interni, ad esclusione di Sestu e Capo San Marco le cui associazioni a dinocisti riscontrate indicano ambienti più distali (vedi i paragrafi precedenti 3.3.3.6 e 3.3.3.7).

In Sardegna le associazioni presentano netta prevalenza di specie tipicamente di piattaforma con scarse differenze tra loro. Le specie dominanti sono appartenenti ai generi *Spiniferites*, *Achomosphaera*, *Operculodinium* e *Cleistosphaeridium*. Si è registrata la massima influenza delle correnti fredde dell'Atlantico nel Mediterraneo occidentale nelle sezioni più antiche della successione (Ales, Barumini e Villanovafranca-Gesico).

In generale le associazioni delle sezioni calabresi rappresentano una maggiore diversità di paleoambienti variando da un ambiente lagunare ristretto (i. e., Caloveto) ad un ambiente di piattaforma interna (i. e. Stilo-Stignano) fino a francamente oceanico ed oligotrofico (Valle dello Stilaro sinistra). Nelle associazioni calabresi le specie dominanti appartengono ai generi *Stoveracysta*, *Spiniferites*, *Batiacasphaera* e *Impagidinium*.

Nella tabella della pagina seguente (Tab. 5.1) è presentato un quadro delle sezioni mioceniche analizzate in questo studio che include una lista di tutti i taxa di dinoflagellati ritrovati nei campioni, la loro presenza o assenza ed eventualmente le relative preferenze ecologiche.

	AA	BSG	VEG	FL	BNR #5	BNR #6	SSF	CSM	VDS DX	SCO	MDC	CLV	PRA	VDS SX
	NN1-NN2	NN2	NN2	NN4	NN4-NN5	NN4-NN5	NN5	NN11	NN1-NN3	NN1-NN2	NN2-NN4	NN5-NN6	NN7-NN10	NN11
<i>Callipodinium</i> spp.														
<i>Callipodinium psychrum</i>														
<i>Cleistosphaeridium</i> spp.														
<i>Cleistosphaeridium ancyreum</i>														
<i>Cleistosphaeridium diversispinosum</i>														
<i>Cleistosphaeridium placacanthum</i>														
<i>Citropendinium</i> spp.														
<i>Homotryblum</i> spp.														
<i>Homotryblum floripes</i> /H. tenuispinosum														
<i>Lingulodinium</i> spp.														
<i>Lingulodinium brevispinosum</i>														
<i>Lingulodinium machaerophorum</i>														
<i>Operculodinium</i> spp.														
<i>Operculodinium centrocarpum</i>														
<i>Operculodinium</i> sp. cf. <i>mirkinianum</i>														
<i>Operculodinium israelianum</i>														
<i>Operculodinium janducheni</i>														
<i>Operculodinium plaseckii</i> Zevenboom & Santarelli, 1995														
<i>Operculodinium</i> sp. cf. <i>placitum</i>														
<i>Polysphaeridium</i> spp.														
<i>Polysphaeridium zoharyi</i>														
<i>Operculodinium variabile</i> Zevenboom & Santarelli, 1995														
<i>Stoveracysta</i> spp.														
<i>Stoveracysta conerae</i>														
<i>Systematophora urbinii</i>														
<i>Achomosphaera</i> spp.														
<i>Achomosphaera andalousiensis</i>														
<i>Achomosphaera callosa</i>														
<i>Balticasphaera</i> spp.														
<i>Cordosphaeridium</i> spp.														
<i>Cordosphaeridium cantharellus</i>														
<i>Cordosphaeridium inodes</i> /C. <i>gracilis</i>														
<i>Spiniferites</i> spp.														
<i>Spiniferites bentonii</i>														
<i>Spiniferites ellipsoideus</i>														
<i>Spiniferites "granofurcosus" sensu Fensome & Williams, 2004</i>														
<i>Spiniferites membranaceus</i>														
<i>Spiniferites mirabilis</i>														
<i>Spiniferites ovalis</i>														
<i>Spiniferites pseudofurcatus</i>														
<i>Spiniferites ramosus</i>														
<i>Hystrichokolpoma</i> spp.														
<i>Hystrichokolpoma</i> sp. sensu Biffi & Manum, 1988														
<i>Hystrichokolpoma granulatum</i>														
<i>Hystrichokolpoma pusilla</i>														
<i>Hystrichokolpoma rigaudiae</i>														
<i>Impagidium</i> spp.														
<i>Impagidium aculeatum</i>														
<i>Impagidium minor</i>														
<i>Impagidium patulum</i> /I. <i>paradoxum</i>														
<i>Impagidium striatum</i>														
<i>Impagidium tectum</i>														
<i>Impagidium velorum</i>														
<i>Nematospaeropsis labyrinthus</i>														
<i>Nematospaeropsis lemniscata</i>														
<i>Nematospaeropsis "neva" sensu Fensome & Williams, 2004</i>														
<i>Tetraculospaera acinacoronata</i>														
<i>Barsidinium taxandrianum</i>														
<i>Briantidium</i> spp.														
<i>Deflandrea phosphorica</i>														
<i>Lejeunecysta</i> spp.														
<i>Selenopemphix armageddonensis</i>														
<i>Selenopemphix armata</i>														
<i>Selenopemphix brevispinosa</i>														
<i>Selenopemphix nephroides</i>														
<i>Selenopemphix quanta</i>														
<i>Wetzeliaella gochti</i>														
<i>Acanthaulax</i> spp.														
<i>Apteodinium</i> spp.														
<i>Cerebrocysta mediterranea</i> Biffi & Manum, 1988														
<i>Cerebrocysta poulsenii</i>														
<i>Chiropteridium</i> spp.														
<i>Chiropteridium galea</i>														
<i>Cousteaudinium aubryae</i>														
<i>Dapsilidium</i> spp.														
<i>Edwardsiella sexispinosa</i>														
<i>Exochosphaeridium insigne</i>														
<i>Hafniasphaera</i> spp.														
<i>Hystrichosphaeropsis obscura</i>														
<i>Hystrichostrogylon</i> spp.														
<i>Hystrichostrogylon "postinquinatum" sensu Fensome & Williams, 2004</i>														
<i>Invertocysta</i> spp.														
<i>Invertocysta lacrymosa</i>														
<i>Invertocysta tabulata</i>														
<i>Labyrinthidium truncatum</i>														
<i>Melittosphaeridium choanophorum</i>														
<i>Melittosphaeridium pseudocurvatum</i>														
<i>Minisphaeridium lafrictum</i>														
<i>Palaecocystodinium</i> spp.														
<i>Palaecocystodinium golzowense</i>														
<i>Palaecocystodinium striatogranulosum</i> Zevenboom & Santarelli, 1995														
<i>Palaecocystodinium ventricosum</i> Zevenboom & Santarelli, 1995														
<i>Pentadinium</i> spp.														
<i>Pentadinium taeniagerum</i>														
<i>Pyxidinopsis</i> spp.														
<i>Saturnodinium</i> sp. cf. <i>perforatum</i> sensu de Verteuil & Norris, 1996														
<i>Tectatodinium</i> spp.														
<i>Thalassiphora pelagica</i>														
<i>Thalassiphora rota</i>														
<i>Tuberculodinium vancamposeae</i>														
<i>Unipontidium aqueductum</i>														

■ Specie indicative di ambiente neritico interno ■ Cisti peridinoidi indicative di ambiente eutrofico
■ Specie indicative di ambiente neritico esterno ■ Specie non indicative di uno specifico ambiente
■ Specie indicative di ambiente oceanico

Tabella 5.1. Occurrence chart comparativa delle sezioni di Sardegna e Calabria con evidenza delle preferenze ecologiche delle specie. Le specie non indicative di uno specifico ambiente includono le specie rare (1 o 2 cisti in alcuni campioni della sezione), che non sono state considerate come indicatori di particolari ambienti. In grassetto sono indicate le specie *index*.

5.1.1. Eventi stratigrafici correlativi

Le sezioni della successione della Sardegna ricoprono quasi interamente il Miocene dall'Aquitaniense al Messiniano inferiore con una probabile estensione all'Oligocene superiore (biozona NP25) della base della successione. L'intervallo biostratigrafico meglio rappresentato si estende dalla biozona a nannoplancton NN1 alla biozona NN2 (Aquitaniense-Burdigaliano inferiore). L'intervallo compreso tra la biozona NN7 e la biozona NN10 della zonazione a nannoplancton (Tortoniano inferiore-medio) non è rappresentato.

Le sezioni della successione della Calabria occupano interamente il Miocene dall'Aquitaniense al Messiniano inferiore con probabile estensione alla biozona NP25 alla base. L'intervallo stratigrafico meglio rappresentato corrisponde a NN1-NN3 (Aquitaniense-Burdigaliano medio).

La Fm. di Stilo-Capo d'Orlando è stata assegnata in letteratura (Weltje, 1992; Cavazza et al., 1997; Courme & Mascle, 1988; Meulenkamp et al., 1986; Patterson et al., 1995; Bonardi et al., 2002; Heymes et al., 2008) ad età differenti e controverse. Questo studio dimostra che la Formazione ha una età riferibile al Chattiano superiore-Langhiano inferiore. Alla base, la mancanza di associazioni a dinocisti tipicamente ed esclusivamente oligoceniche suggerisce la sua appartenenza ad un tardo Oligocene. Ciò è testimoniato dalla composizione della *suite* a dinocisti che caratterizza in area mediterranea la transizione Oligocene-Miocene (morfogruppi *Systematophora-Chiropteridium-Stoveracysta-Caligodinium*).

Il quadro complessivo degli eventi della successione miocenica della Sardegna e della Calabria ha consentito di selezionarne un certo numero utili alla correlazione delle due aree che sono graficamente riportati nella Tabella 5.2.

- I. FAD di *C. cantharellus*
- II. FAD di *H. obscura*
- III. LAD di *C. cantharellus*
- IV. FAD di *O. janduchenei*, FAD di *C. poulsenii*,
- V. LAD di *H. obscura*

Dal quadro correlativo emerge che i due bacini presentano il maggior numero di eventi correlativi nel Miocene inferiore, Aquitaniense-Burdigaliano medio (FAD di *C. cantharellus* e *H. obscura*, LAD di *C. cantharellus*). Dopo un intervallo che include il Burdigaliano superiore e il Langhiano inferiore, si ritrova un altro evento correlativo costituito dalle FAD di *O. janduchenei* e *C. poulsenii*. Solo nel Messiniano inferiore è possibile definire un altro evento correlativo fra i due bacini (LAD di *H. obscura*).

Dall'unione dei dati biostratigrafici ottenuti e delle caratteristiche paleoambientali relative alle sezioni analizzate in Sardegna e in Calabria, è stato realizzato un tentativo di curva di variazione paleobatimetrica (del livello del mare) basato sulle informazioni ottenute mediamente da ogni sezione (Tab. 5.3).

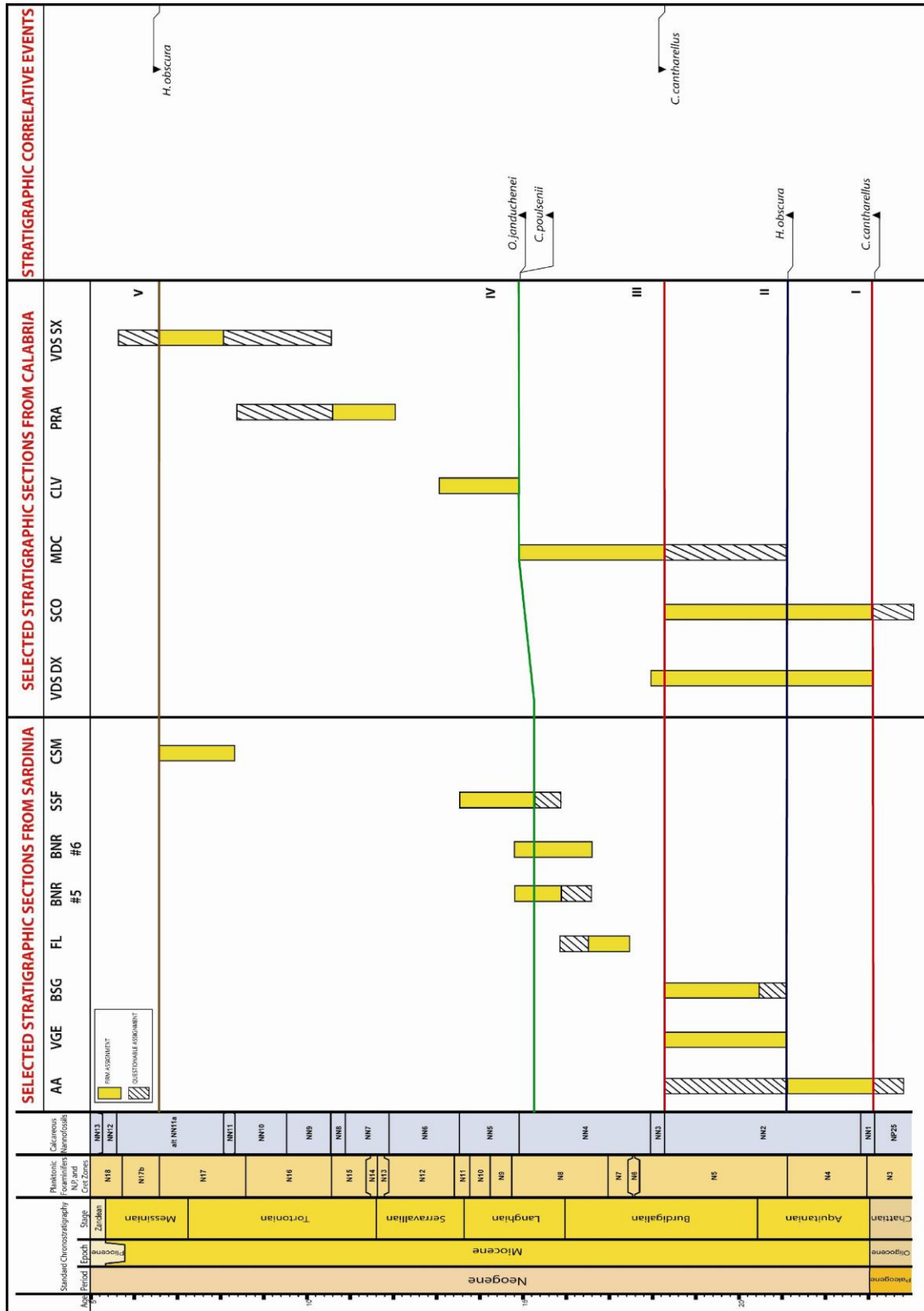


Tabella 5.2. Quadro complessivo della posizione biostratigrafica delle sezioni mioceniche sarde e calabresi considerate in questo studio con gli eventi stratigrafici correlativi.

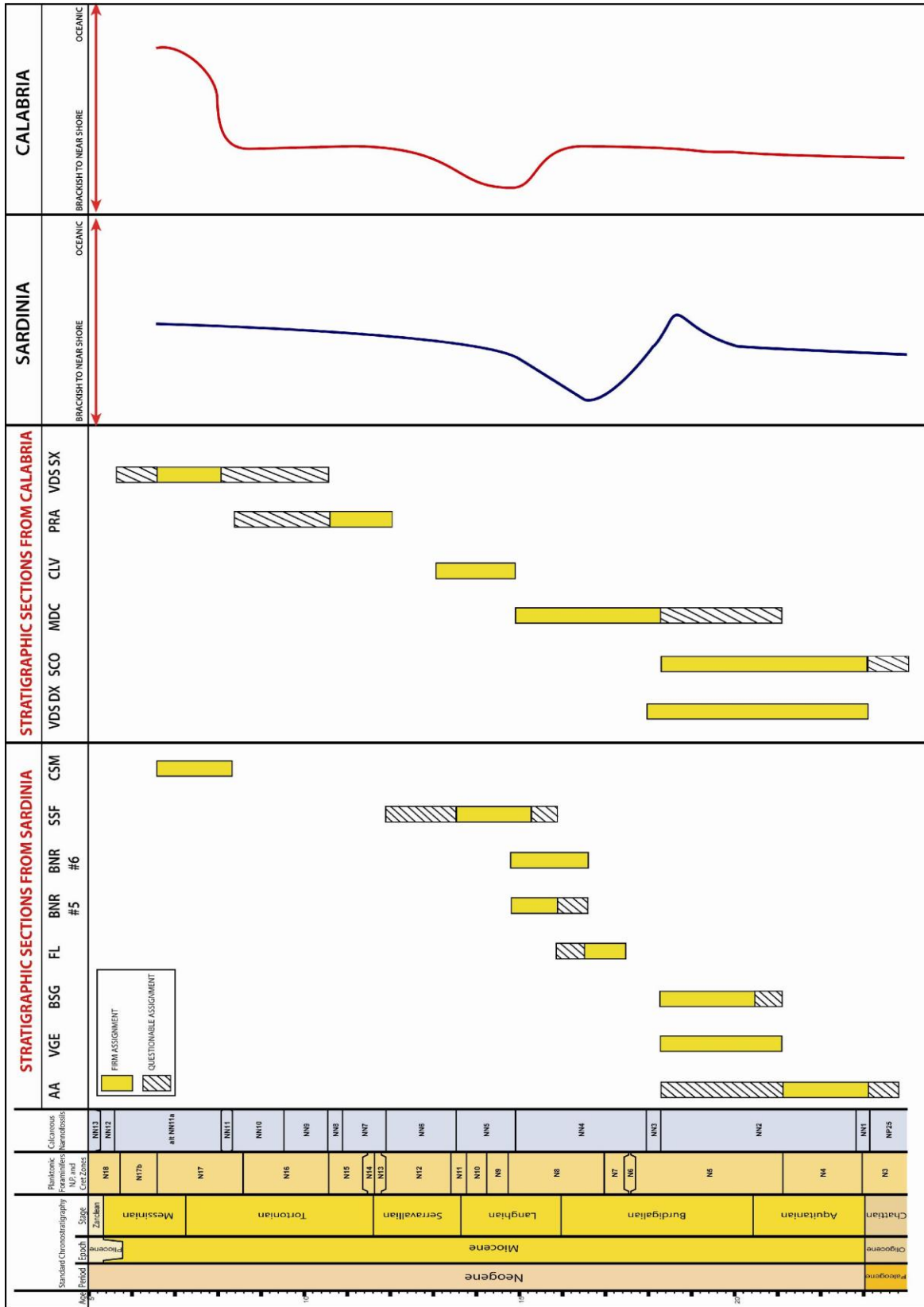


Tabella 5.3. Quadro complessivo della posizione biostratigrafica delle sezioni mioceniche sarde e calabresi considerate in questo studio e rappresentazione grafica della curva di tendenza della variazione ambientale calcolata sulle medie per sezione.

5.2. Sviluppi della ricerca

I dati raccolti in questa tesi hanno permesso di aumentare le informazioni, prima d'ora scarse e frammentarie, riguardanti l'evoluzione dei bacini della Calabria. Il contributo dato non ha esaurito tutta la problematica bio e cronostratigrafica legata alle formazioni calabresi (Fm. di Stilo-Capo d'Orlando e Fm. delle Arenarie a *Clypeaster*); dà tuttavia un contributo di attribuzione confermando i dati di alcuni autori (e. g., Bonardi et al., 2002; Cortese, 1895; Fucini, 1896).

Per quanto riguarda lo studio della successione marina miocenica della Sardegna, il contributo dato attraverso questa ricerca, conferma i dati di attribuzione stratigrafica di alcuni autori (e. g., Cherchi et al. 1985a, 1985b, 1985c; Cherchi et al., 2008; Corradini et al., 1985; Corradini, 1985; Iaccarino et al., 1985; Martini et al., 1992). Tuttavia, si riscontra la necessità di un approfondimento di parte della successione miocenica della Sardegna, in particolare per la Fm. delle Arenarie di Pirri, la Fm. delle Marne di Gesturi e della parte superiore della Fm. di Capo San Marco.

I dati presentati danno un contributo originale nella definizione dei paleoambienti delle successioni mioceniche della Sardegna e della Calabria, i quali non erano mai stati precedentemente interpretati attraverso analisi delle associazioni a dinocisti.

Per quanto riguarda gli aspetti correlativi dei bacini, i quali riguardano una tematica ampia nell'evoluzione geodinamica del Mediterraneo occidentale, questo studio ha individuato una notevole similarità tra la Fm. di Stilo-Capo d'Orlando in Calabria e le formazioni della Sardegna meridionale (Fm. delle Marne di Ales e Fm. della Marmilla) nell'intervallo Aquitaniano-Burdigaliano inferiore, anche come definizione del paleoambiente dedotto dalle associazioni a dinocisti. Le differenze più significative si riscontrano dopo il Burdigaliano medio.

In Calabria risulta necessario uno studio integrato a dinocisti e nannoplancton della Fm. di Stilo-Capo d'Orlando, dove nel Burdigaliano non risultano presenti foraminiferi planctonici significativi.

Benché lo studio delle associazioni a dinocisti evidenzi paleoambienti per lo più di piattaforma e fondamentalmente un clima temperato caldo, ulteriori studi multi-*proxies* e un'analisi geochimica della materia organica potrebbero migliorare la ricostruzione paleoambientale fornendo ulteriori dati di temperatura, paleonutrienti, etc.

Da un punto di vista dell'evoluzione paleoclimatica nel Miocene, inoltre, la tesi non ha potuto sviluppare lo studio riguardante in particolare l'*optimum climaticum* del Miocene medio (OC).

Sia con la geochimica della materia organica che con la valutazione delle flore continentali, per altro molto abbondanti sia nelle sezioni sarde che nelle sezioni calabresi a partire dall'Aquitano fino al Messiniano, questo argomento potrebbe costituire uno sviluppo ideale della ricerca da affrontare nell'immediato futuro.

TAVOLE

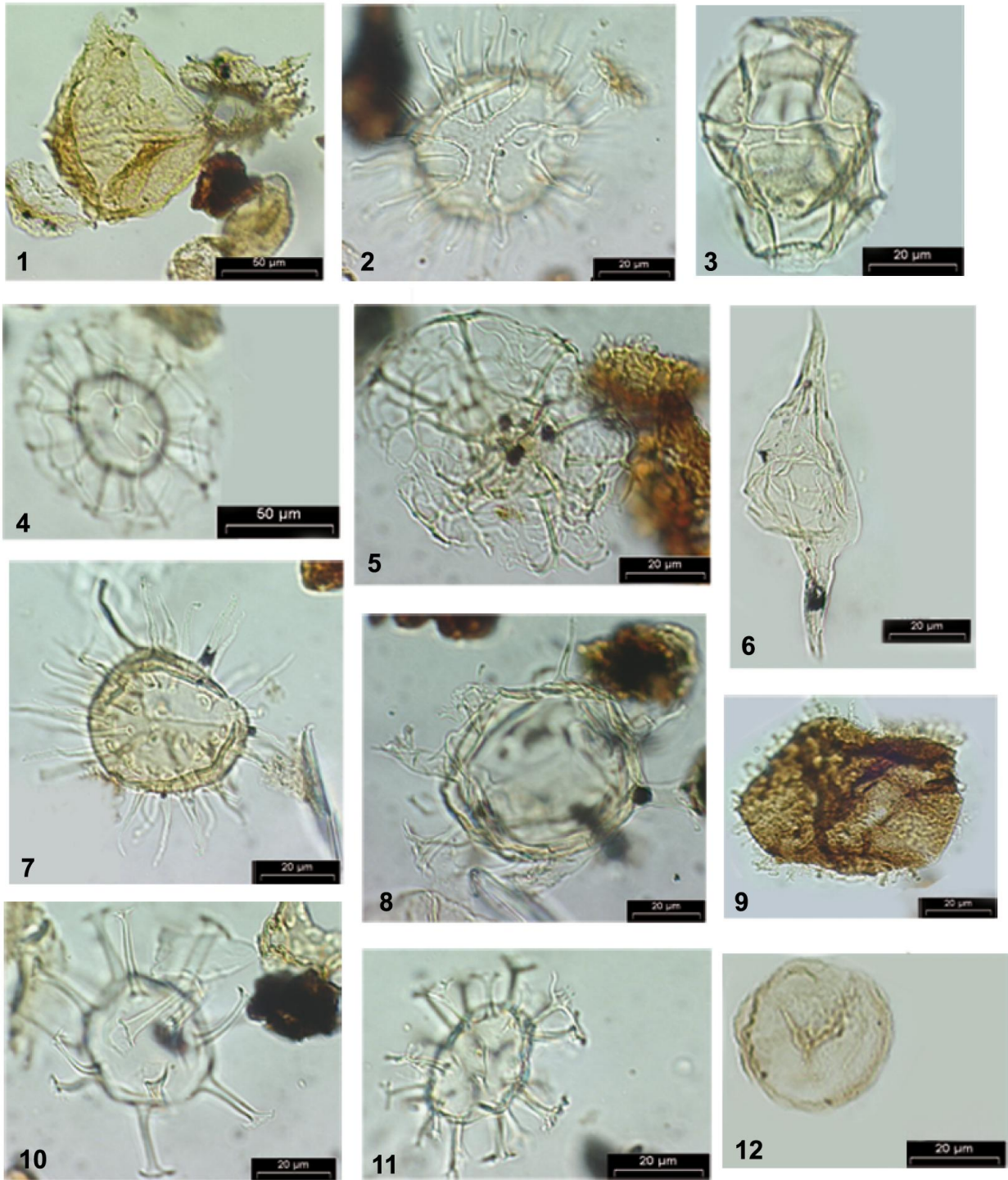


PLATE 1

1. *Criboperidinium* spp., sample VGE3; 2. *Cleistosphaeridium placacanthum*, sample SSF1 ;
 3. *Hystrichosphaeropsis obscura*, sample CSM2; 4. *Nematosphaeropsis labyrinthus*, sample CSM2;
 5. *Reticulosphaera actinocoronata*, sample SSF5; 6. *Palaeocystodinium striatogranulosum*, sample SSF1;
 7. *Lingulodinium machaerophorum*, sample SSF2; 8. *Hystrichokolpoma rigaudiae*, sample SSF2;
 9. *Barssidinium taxandrianum*, sample VGE2; 10. *Homotryblium tenuispinosum*, sample CSM2;
 11. *Achomosphaera andalusiensis*, sample CSM2; 12. *Selenopemphix nephroides*, sample SSF7

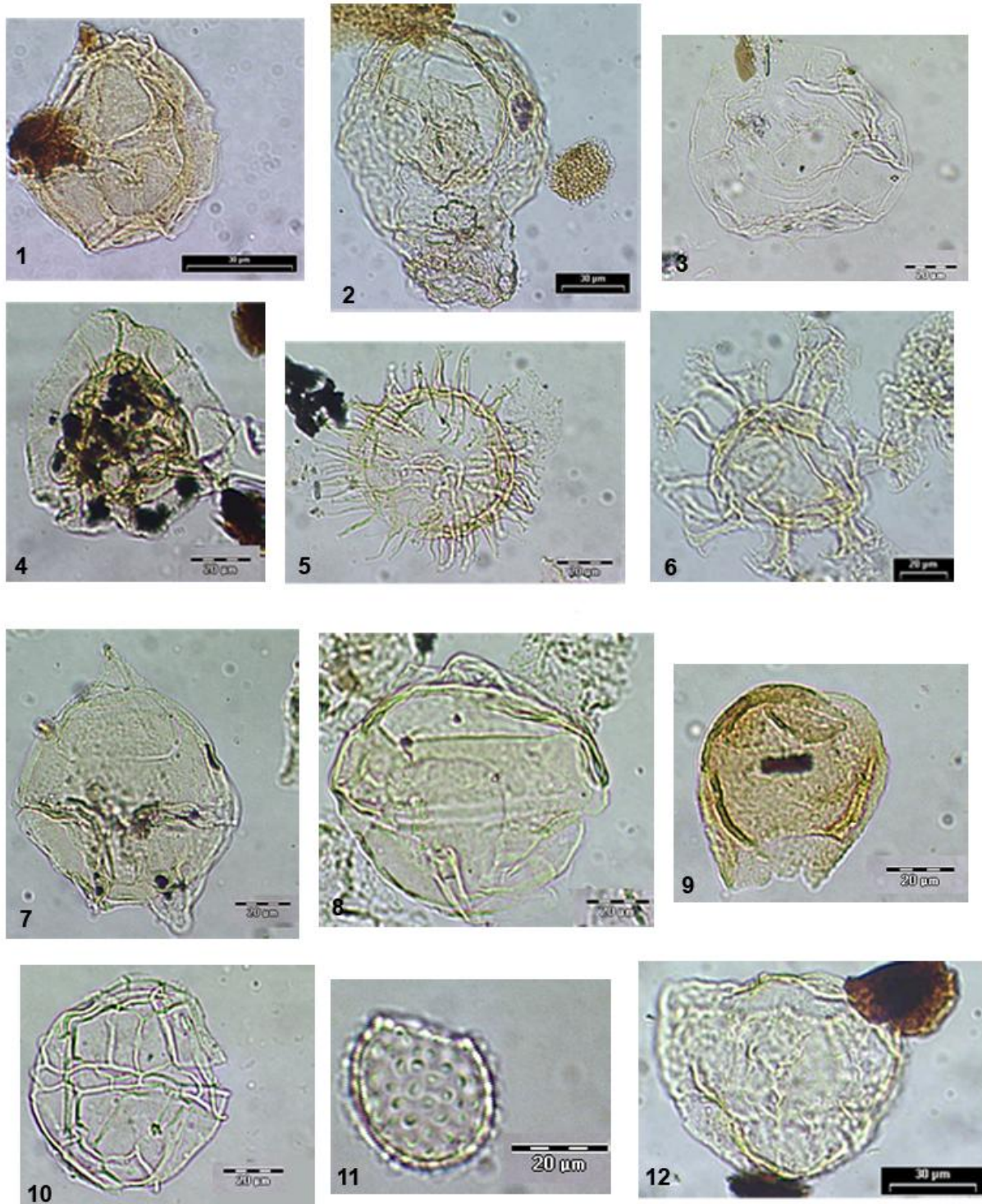


PLATE 2

1. *Impagidinium tectum*, sample SC07 ; 2. *Thalassiphora pelagica*, sample SC05;
3. *Invertocysta lacrymosa*, sample VDS4; 4. *Cousteaudinium aubryae*, sample CLV3;
5. *Cleistosphaeridium ancyreum*, sample; 6. *Cordosphaeridium cantharellus*, sample SC011;
7. - 8. *Deflandrea phosphoritica*, sample SC09, SC011; 9. *Caligodinium pychnum*, sample SC05;
10. *Impagidinium patulum*, sample VDS1B; 11. *Operculodinium janduchenei*, sample PRA4;
12. *Stoveracysta conerae*, sample SC010

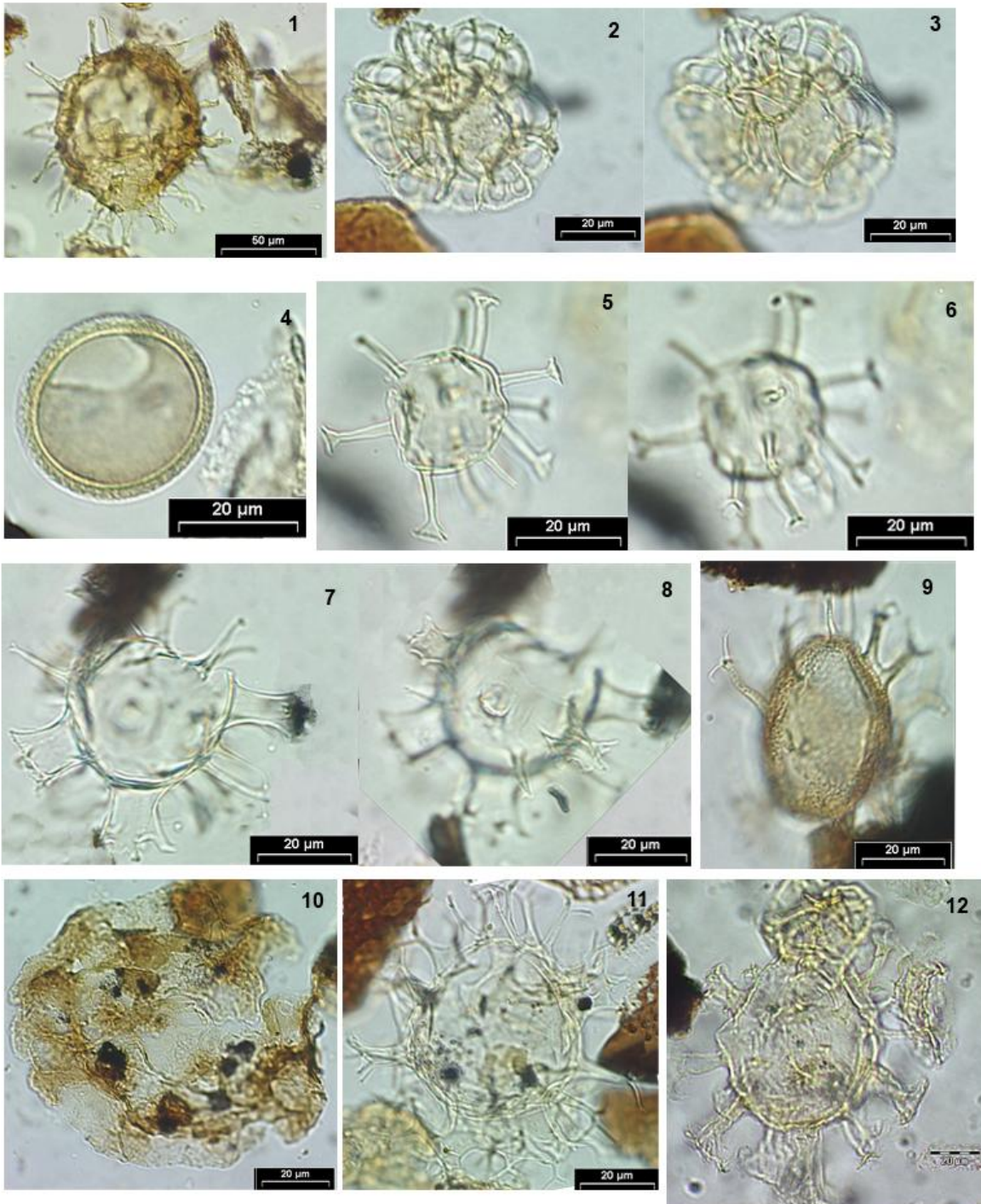


PLATE 3

1. *Exochosphaeridium insigne*, sample VGE1; 2. - 3. *Unipontidinium aquaeductum*, sample SSF2;
4. *Tectatodinium pelitum*, sample CSM2; 5. - 6. *Melitasphaeridium choanophorum*, sample CSM3;
7. - 8. *Hystrichokolpoma rigaudiae*, sample SSF3; 9. *Hafniasphaera* sp., sample CSM1;
10. *Tuberculodinium vancampoeae*, sample VGE2; 11. *Spiniferites mirabilis*, sample SSF1;
12. *Cordosphaeridium cantharellus*, sample AA3

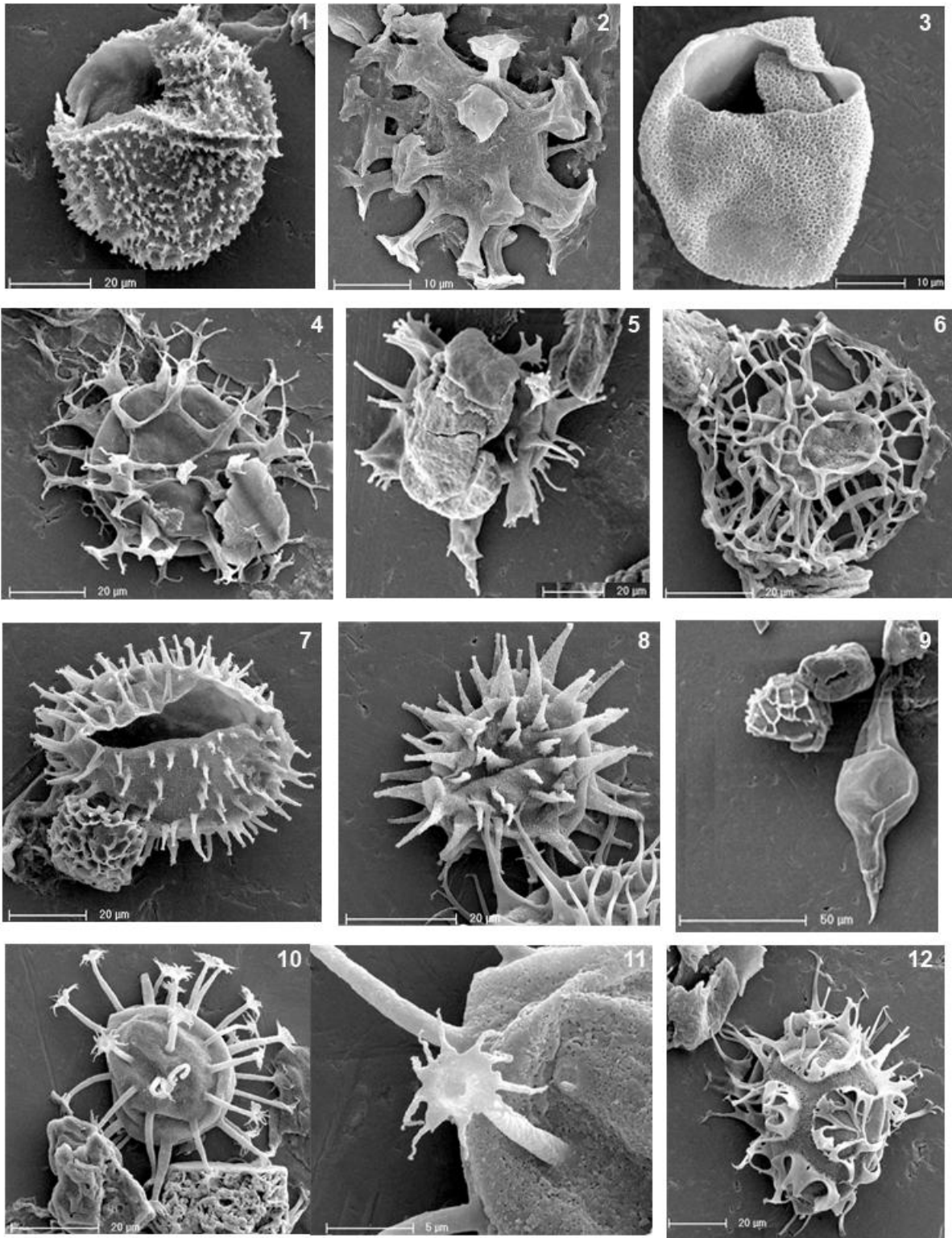


PLATE 4

1. *Acanthaulax* spp., sample SSF1; 2. *Minisphaeridium latirictum*, sample SSF2;
 3. *Muraticysta microornata*, sample SSF1; 4. *Spiniferites ramosus*, sample SSF1;
 5. *Hystrichokolpoma rigaudiae*, sample SSF2; 6. *Nematosphaeropsis "nexa"*, sample SSF1;
 7. *Operculodinium centrocarpum*, sample SSF5; 8. *Dapsilidinium* spp., sample SSF6;
 9. *Palaeocystodinium striatogranulosum*, sample SSF1; 10. - 11. *Melitasphaeridium choanophorum*, sample SSF1;
 12. *Cleistosphaeridium placacanthum*, sample SSF1

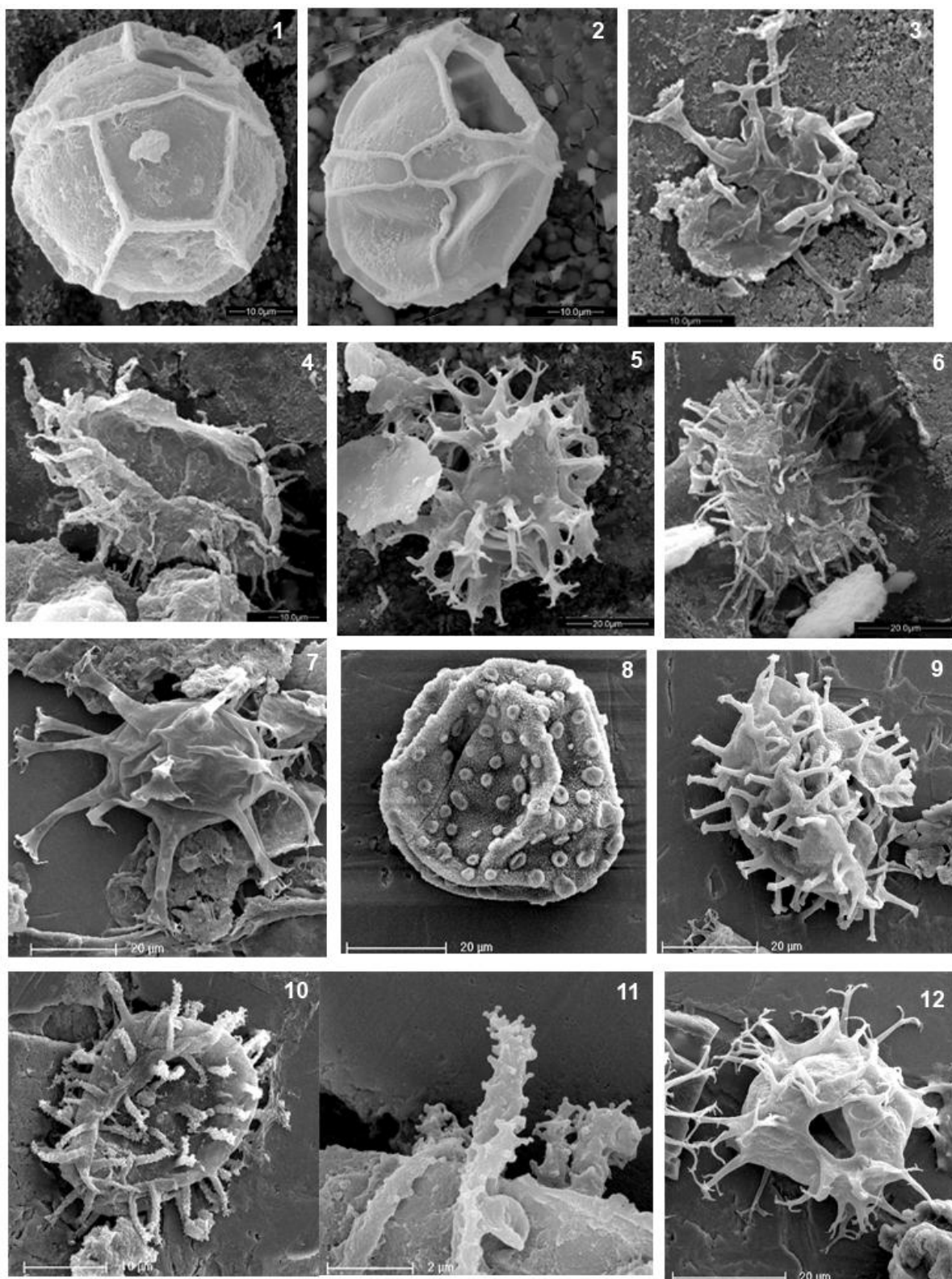


PLATE 5

1. - 2. *Impagidinium patulum*, sample VDS3; 3. *Reticulosphaera actinocoronata*, sample SCO5;
 4. *Lingulodinium machaerophorum*, sample SCO8; 5. *Hystrihostrogylon* spp., sample VDS3;
 6. *Operculodinium centrocarpum*, sample SCO8; 7. *Homotryblum tenuispinosum*, sample SSF1;
 8. *Operculodinium janduchenei*, sample SSF6; 9. *Polysphaeridium zoharyi*, sample SSF3;
 10. - 11. *Nannobarbophora gedlii* (acritarc), sample SSF2; 12. *Spiniferites ramosus*, sample SSF7

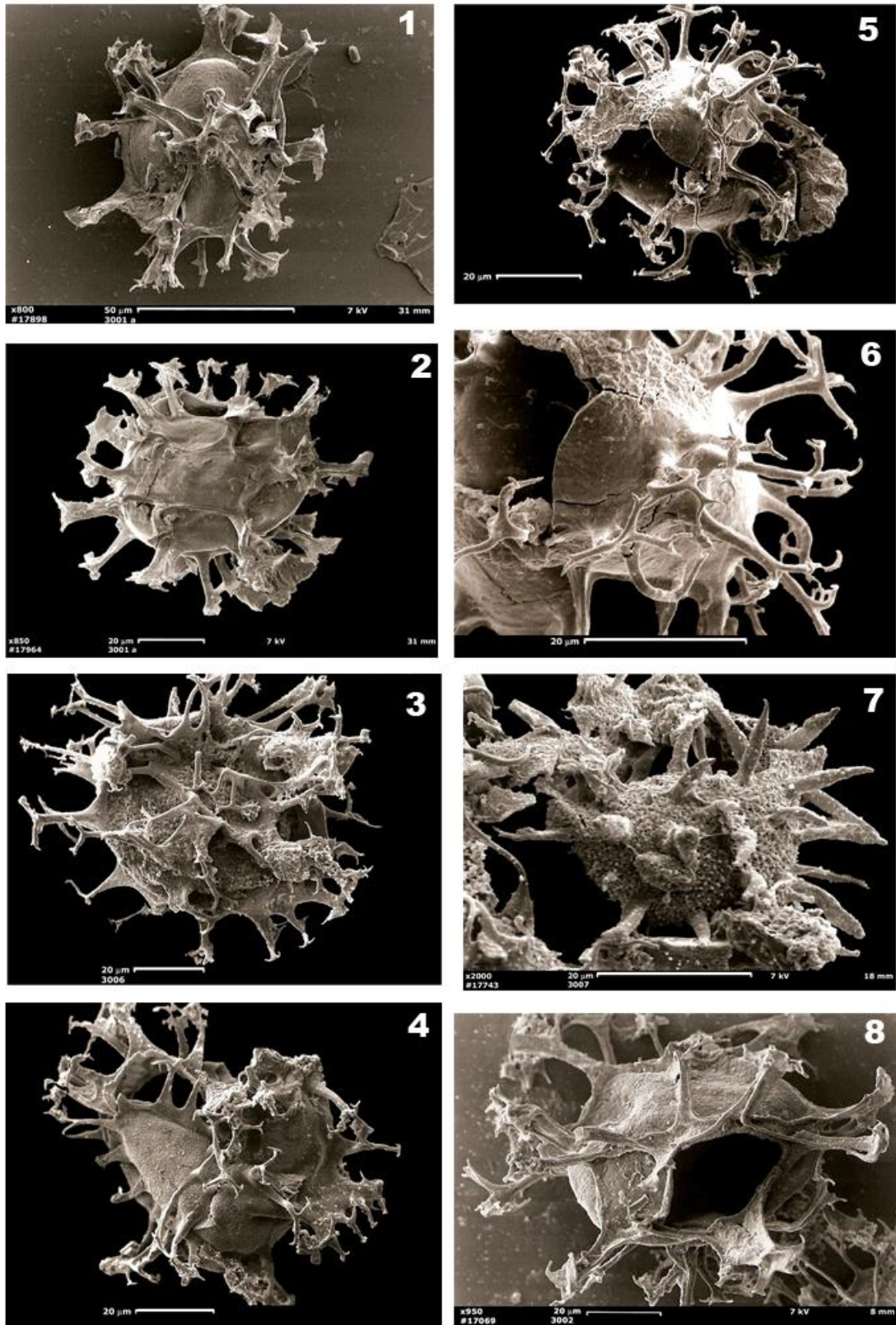


PLATE 6

1. - 2. *Spiniferites pseudofurcatus*, sample BNR6 3;
 3. - 4. *Spiniferites mirabilis*, sample BNR5 2; 5. - 6. *Achomosphaera* sp., sample BNR6 3;
 7. *Lingulodinium machaerophorum*, sample BNR5 3; 8. *Spiniferites ramosus*, sample BNR6 4

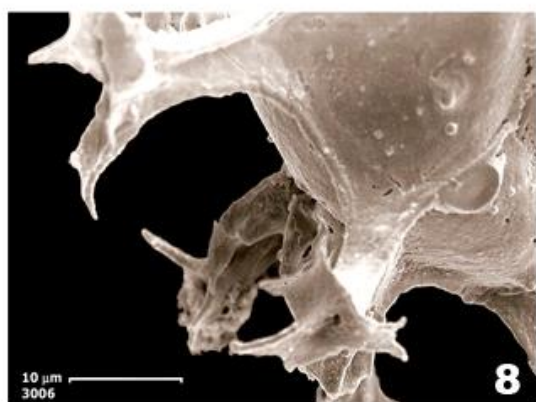
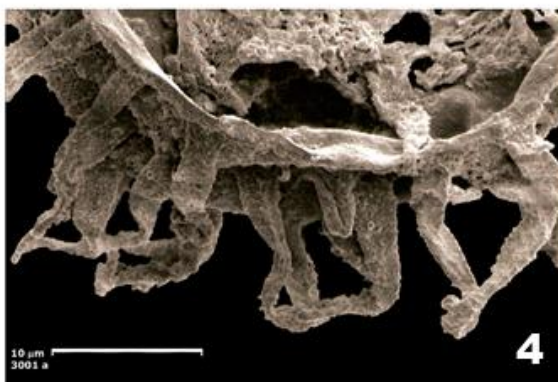
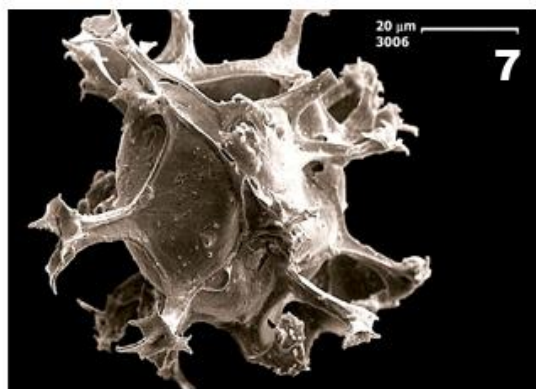
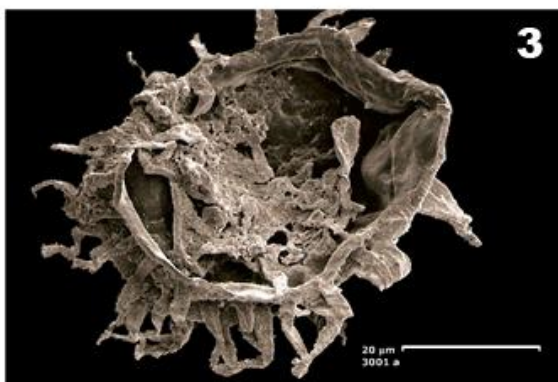
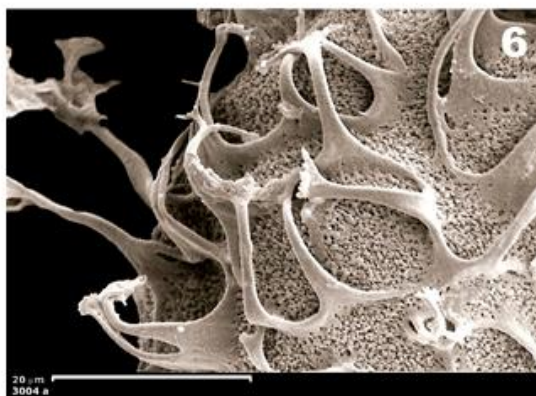
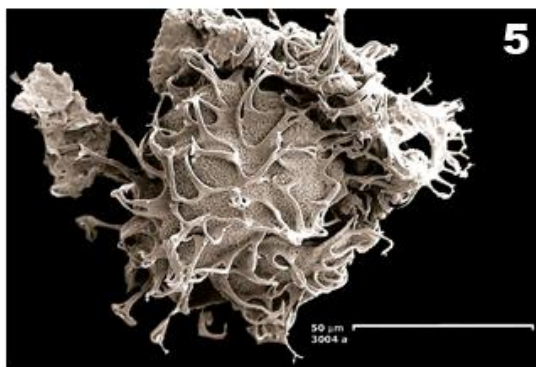
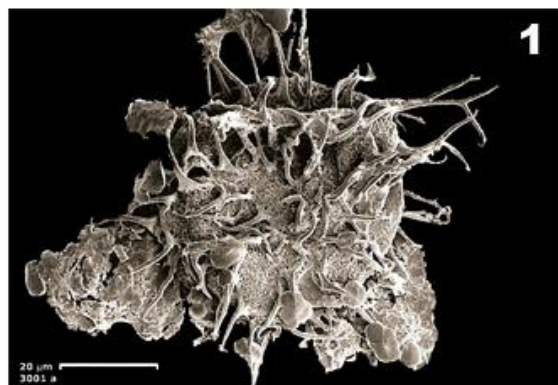


PLATE 7

1. - 2. - 5. - 6. *Cleistosphaeridium diversispinosum*, sample BNR6 3, BNR6 6;
3. - 4. *Lingulodinium machaerophorum*, sample BNR6 3;
7. - 8. *Spiniferites pseudofurcatus*, sample BNR5 2

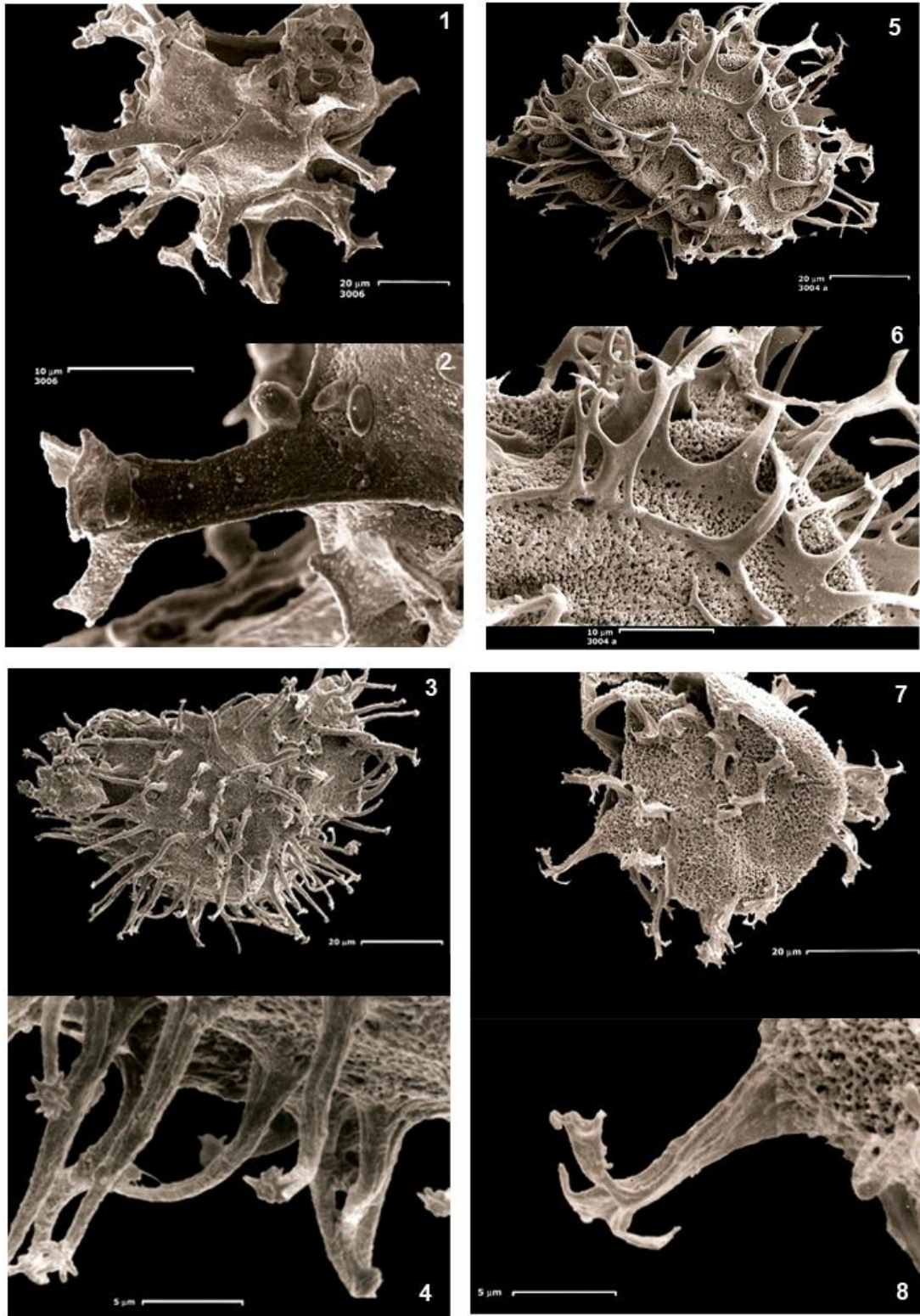


PLATE 8

1. - 2. *Spiniferites pseudofurcatus*, sample BNR5 2 ; 5. - 6. *Cleistosphaeridium placacanthum*, sample BNR6 6;
 3. - 4. *Operculodinium centrocarpum*, sample BNR6 3; 7. - 8. *Achomosphaera callosa*, sample BNR6 3

Bibliografia

- Abrahams, M.V. & Townsend, L.D., 1993. Bioluminescence in dinoflagellates: a test of the burglar alarm hypothesis. *Ecology*, 74(1): 258-260.
- Alberti, G., 1961. Zur Kenntnis mesozoischer und alttertiärer Dinoflagellaten und Hystrichosphaerideen von Nord-und Mitteldeutschland sowie einigen anderen europäischen Gebieten. *Palaeontographica*, Abteilung A 116: 1-58, pls 1-2.
- Alvarez, W., 1972. Rotation of the Corsica-Sardinia microplate. *Nature Phys. Sc.*, 235, p. 103-105, London.
- Alvarez, W., 1976. A former continuation of the Alps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 891-896.
- Alvarez, W., Cocozza, T. & Wezel, F. C., 1974. Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal. *Nature*, 248, 309-314.
- Amodio-Morelli, L., Bonardi, G., Colonna, V., Dietrich, D., Giunta, G., Ippolito, F., Liguori, V., Lorenzoni, S., Paglionico, A., Perrone, V., Piccarreta, G., Russo, M., Scandone, P., Zanettin Lorenzoni, E., Zuppetta, A., 1976. L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide. *Mem. Soc. Geol. It.*, 17, 1-60.
- Anderson, D. M., 1994. Red tides. *Scientific American* 271: 52-58.
- Anderson, D. M. & Keafer, B. A., 1987. An endogenous annual clock in the toxic marine dinoflagellate *Gonyaulax tamarensis*. *Nature*, 325: 616-617.
- Anderson, D. M., Kulis, D. M. & Binder, B. J., 1984. Sexuality and cyst formation in the dinoflagellate *Gonyaulax tamarensis*: cyst yield in batch cultures. *J. Phycol.*, 20: 418-425.
- Anderson, D. M. & Lindquist, N. L., 1985. Time-course measurements of phosphorus depletion and cyst formation in the dinoflagellate *Gonyaulax tamarensis* Lebour. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, 86: 1-13.
- Anderson, D. M., Lively, J. J., Reardon, E. M. & Price, C. A., 1985. Sinking characteristics of dinoflagellate cysts. *Limnol. Oceanogr.*, 30(5): 1000-1009.
- Anderson, D. M. & Stolzenbach, K. D., 1985. Selective retention of two dinoflagellates in a well-mixed estuarine embayment: the importance of diel vertical migration and surface avoidance. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 25: 39-50.

- Anderson, D. M., Taylor, C. D. & Armbrust, E. V., 1987. The effects of darkness and anaerobiosis on dinoflagellate cyst germination. *Limnol. Oceanogr.*, 32(2): 340-351.
- André, J.-P., Saint Martin, J.-P., Moissette, P., Garcia, F., Cornée, J.-J. & Ferrandini, M., 2004. An unusual Messinian succession in the Sinis Peninsula, western Sardinia, Italy *Sedimentary Geology* 167: 41–55.
- Assorgia, A., Barca, S., Casu, L., Cipollari, P., Cosentino, D., Guerrera, F., Serra, M., Spano, C. & Tramontana, M., 1997a. Convegno-Escursione nella Marmilla “La Fossa Sarda nell’ambito dell’evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale. Libro Guida e Riassunti”, Villanovaforru (CA), 19-22 Giugno 1997, 44-55.
- Assorgia, A., Barca, S., Casula, G. & Spano, C., 1988. Le successioni sedimentarie e vulcaniche del Miocene nei dintorni di Giave e Cossoine (Logudoro, Sardegna NW). *Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.*:26, 75-107, Cagliari.
- Assorgia, A., Barca, S. & Spano, C., 1997b. A synthesis on the Cenozoic stratigraphic, tectonic and volcanic evolution in Sardinia (Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*: 116, 407-420, Roma.
- Bakken, K. & Dale, B., 1986. Dinoflagellate cysts in Upper Quaternary sediments from southwestern Norway and potential correlations with the oceanic record. *Boreas*, 15: 185-190.
- Baldwin, R. P., 1987. Dinoflagellate resting cysts isolated from sediments in Malborough Sounds, New Zealand. *New. Zeal. Journ. Mar. Freshw. Res.*, 21: 543-553.
- Balech, E., 1980. On thecal morphology of dinoflagellates with special emphasis on cingular and sulcal plates. *Anal. Centro Cs. Mar y Limnol., Univ. Nac. Auton. Mexico* 7 (1), 57–68.
- Barbera, C. & Tavernier, A., 1990a. Paleoecologia della successione miocenica di Vibo Valentia. In Robba E. (ed.), *Atti Quarto Simp. Ecol. Paleoecol. Com. Bent.*, Sorrento, 1988, 233-245.
- Barbera, C. & Tavernier, A., 1990b. Osservazioni paleoambientali su un banco di ostriche del Tortoniano di Capo Vaticano (Calabria, Italia). *Atti Congr. Sorrento 29-31 maggio 1987, Lavori S.I.M. Napoli*, 1990, 23, 409-416.
- Barberi, F. & Cherchi, A. 1980. Excursion sur le Mésozoïque et le Tertiaire de la Sardaigne. *Livret-guide. C.I.E.S.M., C.N.R.; P.F. Geodinamica*, pubbl. 345, pp. 127, Cagliari.
- Barbieri, R. & d’Onofrio, S., 1985. Benthic Foraminifera of the Fangario Formation (Cagliari, Sardinia). *Boll. Soc. Paleont. It.*: 23, 439-437, Modena.

- Barbieri, R., d'Onofrio, S., Martini, E. & Murru, M., 1985. Middle Miocene of Fangario (Cagliari). "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 314-318.
- Below, R., 1981a. Dinoflagellaten-Zysten aus dem oberen Hauterive bis unteren Cenoman Süd-West-Marokkos. *Palaeontographica*, Abteilung B, v.176, p.1-145, pl.1-15.
- Below, R. & Kirsch, K. H., 1997. Die Kerogen-Fazies der Tonstein-Blattertonstein-Rhythmite des Ober-Barreme/Unter-Apt im Niedersächsischen Becken (Norddeutschland) am Beispiel der Bohrung Hoheneggelsen KB 50. *Palaeontogr. Abt. B* 242, 1-90.
- Benedek, P. N., 1972. Phytoplanktonen aus dem Mittel-und Oberoligozän von Tönisberg (Niederrheingebiet). *Palaeontographica*, Abt. B, 137:1-71.
- Benedek, P. N. & Sarjeant, W. A. S., 1981. Dinoflagellate cysts from the Middle and Upper Oligocene of Tönisberg (Niederrheingebiet): a morphological and taxonomic restudy. *Nova Hedwigia* 35: 313-356.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C., III, & Aubry, M.-P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M.-P., and Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. Spec. Publ.—SEPM (Soc. Sediment. Geol.), 54: 129-212.
- Berggren, W. A. & van Couvering, J. A., 1978. Biochronology. In G.V. Cohee, M.F. Glaessner, and H.D. Hedberg (editors), *Contributions to the geologic time scale: 39-55*. Tulsa, OK: American Association of Petroleum Geologists.
- Biffi, U. & Manum, S. B., 1988. Late Eocene – Early Miocene dinoflagellate cyst stratigraphy from the Marche Region (central Italy). *Boll. Soc. Paleont. It.*, v. 27, n° 2, p. 163-212, pl. 1-15.
- Binder, B. J., 1986. The physiology of dormancy and germination in cysts of the marine dinoflagellate *Scropsiella trochoidea*. Doctoral Thesis, Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts Institute of Technology, 181 pp.
- Binder, B. J. & Anderson, D. M., 1986. Green light mediated photomorphogenesis in a dinoflagellate resting cyst. *Nature*, 322: 659-661.
- Binder, B. J. & Anderson, D. M., 1990. Biochemical composition and metabolic activity of *Scropsiella trochoidea* (Dinophyceae) resting cysts. *J. Phycol.*, 26: 289-298.

- Blanco, J., 1995. Cyst production in four species of neritic dinoflagellates. *J. Plankton Res.*, 17(1): 165-182.
- Blow, W. H., 1969. Late Middle Miocene to recent planktic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. first Intern. Conf. on Planktic Microfossils, Geneva, 1967*, 1, 199-422.
- Boccaletti, M., Nicolich, R. & Tortorici, L., 1984, The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean. *Mar. Geol.*, 55: 219-245.
- Bonaduce, G. & Russo, A., 1985. The Miocene Ostracoda of Sardinia. *Boll. Soc. Paleont. It.*: 23, 421-437, Modena.
- Bonardi, G., Cavazza, W., Perrone, V. & Rossi, S., 2001: Calabria-Peloritani terrane and northern Ionian Sea. In: G.B. Vai & I.P. Martini (eds.) *Anatomy of a Mountain: the Apennines and adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publisher, London, 287 - 306.
- Bonardi, G., Compagnoni, R., del Moro, A., Messina, A. & Perrone, V., 1987. Riequilibrizioni tettonometamorfiche alpine nell'Unità dell'Aspro-monte, Calabria meridionale. *Rend. Soc. It. Min. Petr.* 42, 301.
- Bonardi, G., de Capoa, P., di Staso, A., Martín-Martín, M., Martín-Rojas, I., Perrone, V. & Tent-Manclús, J.E., 2002. New constraints to the geodynamic evolution of the southern sector of the Calabria-Peloritani arc (Italy), *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 334, pp. 423-430.
- Bonardi, G., de Vivo, B., Giunta, G. & Perrone, V., 1982b. I conglomerati rossi dei Monti Peloritani e considerazioni sull'Unità di Novara, *Boll. Soc. Geol. It.* 101, 157-172.
- Bonardi, G., de Vivo, B., Lima, A. M., Perrone, V. & Zuppetta, A., 1982a. Mineralizzazioni dell'arco calabro-peloritano. Ipotesi genetiche e quadro evolutivo. *Boll. Soc. Geol. It.* 101, 141-155.
- Bonardi, G., Giunta, G., Liguori, V., Perrone, V., Russo, M. & Zuppetta, A., 1976. Schema geologico dei Monti Peloritani. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 95, 49-74.
- Bonardi, G., Giunta, G., Perrone, V., Russo, M., Zuppetta, A. & Ciampo, G., 1980. Osservazioni sull'evoluzione miocenica dell'Arco Calabro-Peloritano nel Miocene Inferiore: la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando, *Boll. Soc. Geol. It.* 99, 365-393.
- Bonfiglio, L., 1966. Rilievi preliminari sulla tettonica del cristallino nella zona a NW di Catanzaro (Triangolo: Zagarise, Racise, Miglierina). *Boll. Soc. Geol. It.*, 85, 91-102.

- Boni, L., Ceredi, A., Guerrini, F., Milandri, A., Pistocchi, R., Poletti, R. & Pompei, M., 2000. Toxic *Protoceratium reticulatum* (Peridinales, Dinophyta) in the north-western Adriatic Sea (Italy). In: Hallegraeff, G.M., Blackburn, S.I., Bolch, C.J., Lewis, R.J. (Eds.), Harmful Algal Blooms, Proceedings of the IX International Conference on Harmful Algal Blooms. UNESCO, Paris, pp. 137e140.
- Borsi, S. & Dubois, R., 1968. Données géochronologiques sur l'histoire hercynienne et alpine de la Calabre centrale. C.R. Acad. Sc. Paris, 266, 72-75.
- Bostick, N. H., 1971. Thermal alteration of clastic organic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks. Geosci. Man, 3:83-92.
- Boullin, J.P., 1984. Nouvelle interprétation de la liason Apennin-Maghrebides en Calabre: consequences sur la palaeogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes. Rev. Géol. Dyn. Géog. Phys., 25: 321-338.
- Boullin, J.-P., Majesté-Menjoulas, C., Ollivier-Pierre, M.-F., Tambareau, Y., Villatte, J., 1985. Transgression de l'Oligocène inférieur (formation de Palizzi) sur un karst à remplissage bauxitique dans les zones internes calabro-péloritaines (Italie), C. R. Acad. Sci. Paris, série II 301, 415–420.
- Bousquet, J. C. & Grandjacquet, C., 1969. Structure de l'Apennin Calabro-Lucanien (Italie méridionale). C.R. Acad. Sc. Paris, 268, 13-16.
- Bradford, M. R., 1975. New dinoflagellate cyst genera from the recent sediments of the Persian Gulf. Can. J. Bot. 53, 3064-3074.
- Brenner, W., 2001. Organic-walled microfossils from the central Baltic Sea, indicators of environmental change and base for ecostratigraphic correlation. Baltica 14, 40– 51.
- Brideaux, W. W., 1977, Taxonomy of Upper Jurassic-Lower Cretaceous microplankton from the Richardson Mountains, District of Mackenzie, Canada. Geological Survey of Canada, Bulletin, no.281, p.1-89, pl.1-16.
- Brinkhuis, H., 1994. Late Eocene to Early Oligocene dinoflagellate cysts from the Priabonian type area (northeast Italy): biostratigraphy and palaeoenvironmental interpretation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 107: 121-163.
- Brinkhuis, H. & Biffi, U., 1993. Dinoflagellate cysts stratigraphy of the Eocene/Oligocene transition in central Italy. Marine Micropalaeontology, 22: 131-183.

- Brinkhuis, H., Bujak, J. P., Smit, J., Versteegh, G. J. M., Visscher, H., 1998. Dinoflagellate-based sea surface temperature reconstructions across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 141 (1-2), 67-83.
- Brinkhuis, H., Bujak, J. P., Smit, J., Versteegh, G. J. M. & Visscher, H., 1998. Dinoflagellate-based sea surface temperature reconstructions across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 141 (1/2): 67-83. [NSG: 980404]
- Brinkhuis, H. & Schiøler, P., 1996. Palynology of the geulhemmerberg cretaceous/tertiary boundary section (Limburg, SE Netherlands). *Geologie en Mijnbouw* 75 (2-3), 193-213.
- Brinkhuis, H. et alii, 2009. Miocene dinocyst events, ADVANCED COURSE in Jurassic-Cretaceous-Cenozoic ORGANIC-WALLED DINOFLAGELLATE CYSTS, Urbino, Italy, July 17-21, 2009.
- Brosius, M. 1963. Plankton aus dem nordhessischen Kasseler Meeressand (Oberoligozän). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 114: 32–56.
- Bujak, J. P., Downie, C., Eaton, G. L. & Williams, G. L. 1980. Dinoflagellate cysts and acritarchs from the Eocene of southern England. *Special Papers in Palaeontology* 24: 1–100.
- Burrus, J., 1984. Contribution to the geodynamic synthesis of the Provençal Basin (northwestern Mediterranean). *Marine Geology*: 55, 247-270, Amsterdam.
- Burton, A. N., 1971. Carta geologica della Calabria alla scala 1:25.000. Relazione generale, Cassa per il Mezzogiorno, Servizio Bonifiche, Roma.
- Campisi, B., 1977. Le argille scagliose di Moio e di Floresta (Sicilia nordorientale). *Geol. Rom.* 16, 113–130.
- Caire, A., Glangeaud, L., & Grandjacquet, C., 1960. Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2, 915.
- Cande, S.C. & Kent, D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6093-6095.
- Carmignani, L., Barca S., Disperati L., Fantozzi P., Funedda A., Oggiano G & Pasci S., 1994. Tertiary compression and extension in the Sardinian basement., *Boll. Geof. Teor. Appl.*, Trieste, 36 (141-144), 46-62.

- Carmignani, L., Decandia, F.A., Disperati, L., Fantozzi, P.L., Lazzarotto, A., Liotta, D. & Oggiano, G., 1995. Relationship between the Tertiary structural evolution of the Sardinia- Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines. *Terra Nova*: 7, 128-137, Oxford.
- Carmignani, L., Funedda, A., Oggiano, G. & Pasci, S., 2004. Tectonosedimentary evolution of southwest Sardinia in the Paleogene: Pyrenaic or Apenninic Dynamic? *Geodinamica Acta*, 17 (4), 275-287.
- Carmignani, L. & Kligfield, R. 1990. Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex. *Tectonics*: 9, 1275-1303, Washington.
- Carmignani, L., Oggiano, G., Barca, S., Salvadori, I., Conti, P., Eltrudis, A., Funedda, A., & Pasci, S., 2001, *Geologia della Sardegna: note illustrative alla carta geologica della Sardegna in scala 1:200.000. Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia. Vol. LX. Servizio Geologico Nazionale. Volume monografico, 283 pp. Poligrafico e zecca dello Stato, Roma.*
- Caro, Y., 1973. Contribution à la connaissance des dinoflagellés du Paléocène-Eocène inférieur des Pyrénées espagnoles; *Revista Española de Micropaleontología*, 5:329-372, pl. 1-5.
- Carone, G., 1996. *Metaxytherium medium* (Desmarest) 1822 (Dugongidae, Sirenia, Mammalia), delle arenarie tortoniane di Cessaniti (Calabria, Italia). *Atti Soc. It. Sci. Nat. Museo Civ. St. Nat. Milano*, 137, 91-100.
- Casu, L., Chicca, E., Eltrudis, A. & Serra, M., 1996. Corso di perfezionamento in Stratigrafia del sedimento. Università degli studi di Cagliari. Analisi lito-biostratigrafica di una successione del Miocene della Marmilla (Barumini, Sardegna centro-meridionale), lavoro non pubblicato, 66 pp.
- Cavazza, W., Blenkinsop, J., DeCelles, P., Patterson, R.T., Reinhardt, E., 1997. Stratigrafia e sedimentologia della sequenza sedimentaria Oligocenico-Quaternaria del Bacino Calabro-Ionico, *Boll. Soc. Geol. It.* 116, 51–77.
- Cavazza, W., DeCelles, P. G., 1993. Miocene submarine canyons and associated sedimentary facies in southeastern Calabria, southern Italy. *Geol. Soc. Am. Bull.* 105, 1297–1309.
- Cello, G., Morten, L. & de Francesco, A.M., 1991. The tectonic significance of the Diamante-Terranova Unit (Calabria, Southern Italy) in the Alpine evolution of the Northern sector of the Calabrian Arc. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 110, 65-694.

- Châteauneuf, J. J., Gruas-Cavagnetto, C., 1978. Les zones de Wetzeliellaceae (Dinophyceae) du bassin de Paris. Comparaison et corrélations avec les zones du Paléogène des bassins du Nord-Ouest de l'Europe. Bull. BRGM (2me Sér.) Section IV, pp. 59–93.
- Cherchi, A., 1974. Appunti biostratigrafici sul Miocene della Sardegna (Italia). Inter. Nèogène Medit., Lyon-1971, Mem. B.R.G.M.: 78, 433-445, Orleans.
- Cherchi, A., 1983. Presenza di Ilerdiano a Alveolinidae ed Orbitolitidae nel bacino paleogenico del Sulcis (Sardegna sudovest). Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.: 22, 107-119, Sassari.
- Cherchi, A., 1985a. Introduction to the Geology of Sardinia. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 9-30.
- Cherchi, A. 1985b. Micropaleontological Researches in Sardinia. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 1-338.
- Cherchi, A., 1985c. Oligo-Miocene Basin. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 87-101.
- Cherchi, A., Corradini, D., d'Onofrio, S., Iaccarino, S., Martini, E., Murru, M. & Russo, A., 1985a. Burdigalian-Langhian of Tuili-Giara d i Gesturi. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 262-277.
- Cherchi, A., d'Onofrio, S., Martini, E., Matteucci, R., Murru, M. & Russo, A., 1985b. Lower Pliocene of Capo San Marco. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 302-313.
- Cherchi, A., d'Onofrio, S., Martini, E. & Murru, M., 1985c. Tortonian of S. Giovanni Sinis. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, 285-288.
- Cherchi, A., d'Onofrio, S., Martini, E., Murru, M., Robba, E. & Russo, A., 1985d. Messinian of Capo S. Marco section. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 289-301.
- Cherchi, A., Mancin, N., Montadert, L., Murru, M., Putzu, M. T., Schiavinotto, F., Verrubbi, V., 2008. The stratigraphic response to the Oligo-Miocene extension in SW Europe and Western Mediterranean from observations on the Sardinia (Italy) graben system, Bull. Soc. géol. Fr., 2008, t. 179, n° 3, pp. 267-287.

- Cherchi, A., Marini, A., Murru, M. & Robba, E., 1978a. Stratigrafia e paleoecologia del Miocene superiore della penisola del Sinis (Sardegna occidentale). Riv. It. Paleont. Strat.: 84, 973-1036, Milano.
- Cherchi, A. & Martini, E., 1981. Calcareous nannoplankton and planctonic foraminifera of the Messinian and basal Pliocene from Capo San Marco (W Sardinia). Géol. Médit., 8 (2), 109-120.
- Cherchi, A. & Montadert, L., 1982. The oligo-miocene rift of Sardinia and the early history of the western Mediterranean basin. Nature: 298, 736-739, London.
- Cherchi, A. & Montadert, L., 1984. Il sistema di rifting oligomiocenico del Mediterraneo occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul Terziario sardo. Mem. Soc. Geol. It.: 24, 387-400, Roma.
- Cipollari, P., 1997a. Biostratigrafia dei nannofossili calcarei delle "Argille di Fanagario". "La Fossa Sarda nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale. Libro Guida e Riassunti", Villanovaforru (CA), 19-22 Giugno 1997, 74.
- Cipollari, P., 1997b. Nuovi dati sulla biostratigrafia del Miocene superiore della Penisola del Sinis (Sardegna occidentale). "La Fossa Sarda nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale. Libro Guida e Riassunti", Villanovaforru (CA), 19-22 Giugno 1997, 76.
- Cita, M. B., 1973. Mediterranean evaporite: paleontological arguments for a deep-basin desiccation model. Messinian events in the Mediterranean. 206-228, Amsterdam.
- Cita, M. B., Premoli Silva, I. & Rossi, R., 1965. Foraminiferi planctonici del Tortoniano-tipo. Riv. Ital. Paleontol., 71(1): 217--308.
- Colonna, V. & Piccareta, G., 1975a. Metamorfismo di alta pressione/bassa temperatura nei micascisti di Zangarona-levoli-Monte Dondolo (Sila Piccola, Calabria). Boll. Soc. Geol. It., 94, 17-25.
- Colonna, V. & Piccarreta, G., 1975b. Schema strutturale della Sila Piccola Meridionale. Boll. Soc. Geol. It., 94, 3-16
- Comaschi Caria, I., 1958. I microfossili del Miocene di Fangario (Cagliari). Boll. Soc. Geol. It.: 77, 1-32, Roma.
- Cookson, I. C. & Eisenack, A., 1965. Microplankton from the Browns Creek clays, SW Victoria. Proceedings of the Royal Society of Victoria 79: 119-131.

- Corradini, D., 1985. Dinoflagellate cysts from the Miocene of Sardinia (Italy). Istituto di Paleontologia dell'Università di Modena, Bollettino della Società Paleontologica Italiana, 23 (2): 413-420.
- Corradini, D., d'Onofrio, S., Iaccarino, S., Martini, E., Murru, M. & Russo, A., 1985. Middle Miocene of Sestu Quarry. "19th European Micropaleontological Colloquium-Guide Book", AGIP, Sardinia, October 1-10, 1985, 305-338.
- Cortese, E., 1895. Descrizione geologica della Calabria. Mem. descr. Carte Geol. d'Italia. 9, 310 p.
- Costa, L. I., Denison, C. & Downie, C., 1978. The Palaeocene-Eocene boundary in the Anglo-Paris Basin; Journal of the Geological Society of London, 135:261-264.
- Costa, L. I. & Downie, C., 1976. The distribution of the dinoflagellate *Wetzeliella* in the Palaeogene of north-western Europe. Palaeontology 19, pp. 591–614.
- Costa, L. I. & Müller, C., 1978. Correlation of Cenozoic dinoflagellate and nannoplankton zones from the NE Atlantic and NW Europe, Newsletters on Stratigraphy, 7:65-72.
- Costas, E. & Varela, M., 1989. A circannual rhythm in cyst formation and growth rates in the dinoflagellate *Scripsiella trochoidea* Stein. Chronobiol., 16: 265-270.
- Cotecchia, V., 1963. I terreni sedimentari dei dintorni di Cariati, Scala Coeli e Pietrapaola, al margine nord-orientale della Sila (Calabria). Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 24: 1-40.
- Cotecchia, V. & Valentini, G., 1966. Geologia, erosione, condizioni di stabilità e possibilità di sbarramento della media valle del F. Sini (Lucania). Geol. Appl. E Idrogeol., I, pp.179 – 219.
- Courme M. D. & Mascle, G., 1988. Nouvelles données stratigraphiques sur les séries oligo-miocènes des unités siciliennes: consequences paléogéographiques, Bull. Soc. géol. France 8, 105–118.
- Crouch, E. M., Brinkhuis, H., Visscher, H., Adatte, T. & Bolle, M.-P., 2003a. Late Paleocene–early Eocene dinoflagellate cyst records from the Tethys: further observations on the global distribution of *Apectodinium*. In: Wing, S.L., Gingerich, P.D., Schmitz, B., Thomas, E. (Eds.), Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene. Special Paper – Geological Society of America 369, 113– 131.
- Crouch, E. M., Dickens, G. R., Brinkhuis, H., Aubry, M.-P., Hollis, C. J., Rogers, K. M. & Visscher, H., 2003b. The *Apectodinium* acme and terrestrial discharge during the Paleocene– Eocene Thermal Maximum: new palynological, geochemical and calcareous nannoplankton

- observations at Tawanui, New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194, 387–403.
- Dale, B., 1976. Cyst formation, sedimentation, and preservation: factors affecting dinoflagellate assemblages in Recent sediments from Trondheimsfjord. Norway. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 22: 39-60.
- Dale, B., 1983. Dinoflagellate resting cysts: "benthic plankton". In: G.A. Fryxell (Editor), *Survival strategies of the algae*. Cambridge University Press, New York, pp. 69-136.
- Dale, B., 1992a. Dinoflagellate contributions to the open ocean sediment flux. In: B. Dale and A.L. Dale (Editors), *Ocean Biocoenosis Series, 5: Dinoflagellate Contributions to the Deep Sea*. Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, pp. 1-23.
- Dale, B., 1996. Dinoflagellate cyst ecology: modeling and geological applications. In: J. Jansonius and D.C. McGregor (Editors), *Palynology: principles and applications*, Vol. 3. AASP Foundation, Salt Lake City, pp. 1249-1275.
- Dale, B., Dale, A. L. & Jansen, J. H. F., 2002. Dinoflagellate cysts as environmental indicators in surface sediments from the Congo deep-sea fan and adjacent regions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 185, 309-338.
- Dale, B. & Fjellsa, A., 1994. Dinoflagellate cysts as paleoproductivity indicators: state of the art, potential and limits. In: Zahn, R., Pedersen, T.F., Kaminski, M.A., Labeyrie, L. (Eds.), *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change*. Springer, Berlin, pp. 521–537.
- Daniel, J.-M., Jolivet, L., Goffe, B. & Poinssot, C., 1996. Crustal-scale strain partitioning: footwall deformation below the Alpine Oligo-Miocene detachment of Corsica. *J. Struct. Geol.*:18, 41-59, Oxford.
- Davey, R. J., 1971. Palynology and palaeo-environmental studies, with special reference to the continental shelf sediments of South Africa. In: A. Farinacci and R. Matteucci (Editors), *Proceedings of the Second Planktonic Conference, Roma 1970*, Vol. 1. Technoscienza, Rome, pp. 331-347.
- Davey, R. J., 1974. Dinoflagellate cysts from the Barremian of the Speeton Clay, England. In *Symposium on Stratigraphic Palynology*. Birbal Sahni Institute of Palaeobotany, Special Publication 3: 41–75.

- Davey, R. J., 1979. Marine Apto–Albian palynomorphs from Holes 400A and 402A, IPOD Leg 48, northern Bay of Biscay. Deep Sea Drilling Project, Washington, Initial Reports 48: 547–577.
- Davey, R. J. & Rogers, J., 1975. Palynomorph distribution in Recent offshore sediments along two traverses off South West Africa. *Mar. Geol.*, 18: 213-225.
- Davey, R. J. & Verdier, J.-P., 1974. Dinoflagellate cysts from the Aptian type sections at Gargas and La Bédoule, France. *Palaeontology*, v.17, p.623-653, pl.91-93.
- Davey, R. J., & Williams, G. L., 1966a. The genera *Hystriosphera* and *Achomosphaera*. In Davey, R. J., Downie, C., Sarjeant, W. A. S., and Williams, G. L. (Eds.), *Studies on Mesozoic and Cenozoic Dinoflagellate Cysts*. *Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol.*, 3 (Suppl.):28–52.
- Davey, R. J., & Williams, G. L., 1966b. The genus *Hystriospheridium* and its allies. In Davey, R. J., Downie, C., Sarjeant, W. A. S., and Williams, G. L. (Eds.), *Studies on Mesozoic and Cainozoic Dinoflagellate Cysts*. *Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol.*, 3 (Suppl.):53–106.
- de Capoa, P., Guerrera, F., Perrone, V. & Serrano-Lozano, F., 1997. New biostratigraphic data on the Frazzanò Formation (Longi–Taormina Unit): consequences on the deformation age of the Calabria–Peloritani Arc Southern Sector, *Riv. Ital. Paleont. Strat.* 103, 343–356.
- Deflandre, G. & Cookson, I. C., 1955. Fossil microplankton from Australian Late Mesozoic and Tertiary sediments. *Australian Journal of Marine and Freshwater Research* 6: 242–313, pls 1–9.
- Dercourt, J., Ricou, L. E. & Vrielynck, B., eds., 1993, *Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps*: Editions Gauthier-Villars, Paris, 307 p.
- Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sorokhtin, O., Geyssant, J., Lepvrier, C., Sborshschikov, I. V., Boulin, J., Biju-Duval, B., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Westphal, M. & Laver, J. P., 1985. Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. géol. France* 1, 637-652.
- de Vernal, A., Matthiessen, J., Mudie, P. J., Rochon, A., Boessenkool, K. P., Eynaud, F., Grøpsfeld, K., Guiot, J., Hamel, D., Harland, R., Head, M. J., Kunz-Pirrung, M., Loucheur, V., Peyron, O., Pospelova, V., Radi, T., Turon, J.-L. & Voronina, E., 2001. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new “n-677” data base and its application for quantitative paleoceanographic reconstruction. *J. Quat. Sci.*, 16(7): 681-698.

- de Vernal, A. & Mudie, P. J., 1989a. 23. Late Pliocene to Holocene palynostratigraphy at ODP Site 645, Baffin Bay; in SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B. et al., Ocean Drilling Program, Proceedings, Scientific Results, 105:387-399, pl. 1,2.
- de Vernal, A. & Mudie, P. J., 1989b. 24. Pliocene and Pleistocene palynostratigraphy at ODP Sites 646 and 647, eastern and southern Labrador Sea; in SRIVASTAVA, S. P., ARTHUR, M., CLEMENT, B. et al., Ocean Drilling Program, Proceedings, Scientific Results, 105: 401-422, pl. 1-5.
- de Vernal, A. & Mudie, P. J., 1992. Pliocene and Quaternary dinoflagellate cyst stratigraphy in the Labrador Sea: paleoenvironmental implications. In: Head, M. J., Wrenn, J. H. (Eds.), Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cysts and Acritarchs. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, pp. 329– 436.
- de Vernal, A., Rochon, A., Turon, J.-L. & Matthiessen, J., 1997. Organic-walled dinoflagellate cysts: palynological tracers of sea-surface conditions in middle to high latitude marine environments. *Geobios* 30, 905–920.
- de Vernal, A., Rochon, A., Turon, J.-L. & Matthiessen, J., 1998. Organic-walled dinoflagellate cysts: palynological tracers of sea-surface conditions in middle to high latitude marine environments. *Geobios* 30, 905-920.
- de Vernal, A., Turon, L. & Guiot, J., 1994. Dinoflagellate distribution in high-latitude marine environments and quantitative reconstruction of sea-surface salinity, temperature and seasonality. *Can. J. Earth Sci.*, 31: 48-62.
- de Verteuil, L. & Norris, G., 1996. Middle to Upper Miocene *Geonettia clineae*, an opportunistic coastal embayment dinoflagellate of the *Homotryblum* complex. *Micropalaeontology* 42, 263–284.
- Devillers, R. & de Vernal, A., 2000. Distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments of the North Atlantic in relation to nutrient content and productivity in surface waters. *Mar. Geol.*, 166: 103-124.
- Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. H. W., Knott, S. D., 1989. Kinematics of the Western Mediterranean, in Coward, M.P., Dietrich, D. and Park, R.G., eds., *Alpine Tectonics: Geol. Soc. London Spec. Publ. no. 45*, pp. 421-443.
- Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. F. & Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3137-3180.

- Dietrich, D., Lorenzoni, S., Scandone, P., Zanettin Lorenzoni, E. & Di Pierro, M., 1977. Contribution to the knowledge of the tectonic units of Calabria. Relationships between composition of K-white micas and metamorphic evolution. *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 1976, 193-217.
- Dietrich, D. & Scandone, P., 1972. The position of the basic and ultrabasic rocks in the tectonic units of the Southern Apennines. *Atti Accad. Pontan.*, n.s., 21, 15 pp.
- Dodge, J. D. & Harland, R., 1991. The distribution of planktonic dinoflagellates and their cysts in the eastern and northeastern Atlantic Ocean. *New. Phytol.*, 118: 593-603.
- Doglioni, C., Harabaglia, P., Merlini, S., Mongelli, F., Peccerillo, A. & Piromallo, C., 1999. Orogens and slabs vs their direction of subduction. *Earth Science Reviews*, 45, 167-208.
- Doglioni, C., Merlini, S. & Cantarella, G., 1999. Foredeep geometries at the front of the Apennines in the Ionian sea (central Mediterranean). *Earth & Planetary Science Letters*, 168, 3-4, 243-254.
- Dominici, R. & Sonnino, M., 2009. The Stilo-Capo d'Orlando Formation (Miocene, Southern Italy). 27th IAS Meeting of Sedimentology 2009, Alghero-Italy. *Book of Abstracts*, 500.
- Drugg, W. S. & Loeblich, A. R. Jr., 1967. Some Eocene and Oligocene phytoplankton from the Gulf Coast, U.S.A. *Tulane Studies in Geology* 5:181–194.
- Duffield, S. L. & Stein, J. A., 1986. Peridiniacean-dominated dinoflagellate cyst assemblages from the Miocene of the Gulf of Mexico shelf, offshore Louisiana. *Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Contrib. Ser. 17*, pp. 27–45.
- Dybkjær, K., 2004. Morphological and abundance variations in *Homotryblium*-cyst assemblages related to depositional environments; uppermost Oligocene–Lower Miocene, Jylland, Denmark. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 206, 41–58.
- Dybkjær, K. & Piasecki, S., 2008. A new Neogene biostratigraphy for Denmark. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* 15, 29–32.
- Eaton, G. L., Fensome, R. A., Riding, J. B. & Williams, G. L., 2001. Re-evaluation of the status of the dinoflagellate cyst genus *Cleistosphaeridium*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 219: 171–205.
- Edwards, L. E. & Andrieu, V. A. S., 1992. Distribution of selected dinoflagellate cysts in modern marine sediments. In *Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cysts and Architeuthids* (Head, M. J. & Wrenn, J. H., editors), 259-288. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas.

- Ehrenberg, C. G., 1838. Über das Massenverhältniss der jetzt lebenden Kiesel-Infusorien und über ein neues Infusorien-Conglomerat als Polierschiefer von Jastraba in Ungarn. Königlich Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Abhandlungen, 1836 1: 109–135, pls 1–2.
- Eisenack, A., 1954b. Mikrofossilien aus Phosphoriten des samländischen Unteroligozäns und über die Einheitlichkeit der Hystrichosphaerideen. *Palaeontographica*, Abt. A, 105:49–95.
- Eisenack, A. & Cookson, I. C., 1960. Microplankton from Australian Lower Cretaceous sediments. *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, v.72, p.1-11, pl.1-3.
- Eisenack, A. & Gocht, H., 1960. Neue Namen für einige Hystrichosphären der Bernsteinformation Ostpreußens. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte* 1960, 511-518.
- Eldrett, J., 2003. Reconstructing Eocene to Oligocene oceanographic events in the Norwegian-Greenland Sea using integrated micropalaeontological, geochemical and magnetic analyses. Thesis, University of Southampton.
- Ellegaard, M., Lewis, J. & Harding, I., 2002. Cyst–theca relationship, life cycle, and effects of temperature and salinity on the cyst morphology of *Gonyaulax baltica* sp. Nov. (*Dinophyceae*) from the Baltic Sea area. *J. Phycol.* 38, pp. 775–789.
- ENI, 1995. DES 91, Stratigrafia con i palinomorfi. Atlante dei dinoflagellati miocenici. Autori: Biffi, U & Torricelli, S. Rapporto interno non pubblicato.
- ENI, 2001. Schema bio-cronostratigrafico del Miocene (area Mediterranea). Rapporto Interno non pubblicato.
- Escard, R., 1986. Modèles sédimentaires et réservoirs sableux potentiels associés aux blocs basculés du rift oligo-miocène sarde (Blocs de Grighine, d'Isili et de Donori), pp. Institut Français du Pétrole, Rapport 35054, Paris.
- Eshet, Y., Almogi, L. A., Bein, A., 1994. Dinoflagellate cysts, paleoproductivity and upwelling systems; a late Cretaceous example from Israel. *Marine Micropaleontology* 23 (2), 231– 240.
- Esper, O. & Zonneveld, K. A. F. Distribution of organic-walled dinoflagellate cysts in surface sediments of the Southern Ocean (eastern Atlantic sector) between the subtropical Front and the Weddell Gyre. *Marine Micropaleontology* 46: 177-208
- Evitt, W. R., 1963. A discussion and proposals concerning fossil dinoflagellates, hystrichospheres and acritarchs. *Proc. Nat. Acad. Sci. Washington*, 49: 158-164, 298-302.

- Evitt, W. R. 1967. Dinoflagellate studies. II. The archeopyle. Stanford University Publications, Geological Sciences 10/3:83 p.
- Evitt W. R., 1985. Sporopollenin dinoflagellate cysts. Their morphology and interpretation. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation.
- Faccenna, C., Mattei, M., Funiciello, R. & Jolivet, L., 1997. Styles of back-arc extension in the Central Mediterranean, *Terra Nova*, 9, 126–130.
- Fensome, R. A., MacRea, R. A., Moldowan, J. M., Taylor, F. J. R. & Williams, G. L., 1996a. The early Mesozoic radiation of dinoflagellates. *Paleobiology*, 22(3): 329-338.
- Fensome, R. A., Riding, J. B. & Taylor, F. J. R., 1996b. Dinoflagellates. In: J. Jansonius and D.C. McGregor (Editors), *Palynology: principles and applications*, Vol. 1. AASP Foundation, Salt Lake City, pp. 107-169.
- Fensome, R. A., Taylor, F. J. R., Norris, G., Sarjeant, W. A. S., Wharton, D. I. & Williams, G. L., 1993. *Micropaleontology, Special Publication, 7: A classification of modern and fossil dinoflagellates*. Sheridan Press, Hanover, 351 pp.
- Fensome, R. A. & Williams, G. L. 2004. *The Lentin and Williams Index of fossil dinoflagellates: 2004 edition*. American Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series 42: 1–909.
- Ferretti, M. P., Rook, L. & Torre, D., 2003. *Stegotetrapelodon (Proboscidea, Elephantidae) from the Late Miocene of Southern Italy*. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 23(3), 659-666.
- Fornaciari, E., di Stefano, A., Rio, D. & Negri, A., 1996. Middle Miocene quantitative calcareous nanofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology* 42:137–63. CrossRef, CSA.
- Fornaciari, E. & Rio, D., 1996. Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nanofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology*, 42:1-36.
- Francolini, L. & Mazzei, R., 1991. Inquadramento bio-cronostratigrafico delle tufiti marine del Miocene inferiore affioranti nell'area di Castelsardo (Sardegna settentrionale). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A: 98, 327-338, Pisa*.
- Fucini, A., 1896. *Studi geologici del circondario di Rossano in Calabria*. 89 pp., 2 tt., Tip. Galàtola, Catania.

- Funedda, A., Oggiano, G. & Pasci, S., 2000. The Logudoro basin: a key area for the Tertiary tectono-sedimentary evolution of North Sardinia, *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 119 (2000), 31-38, 11 ff., 1 tav. f. t.
- Gaines, G. & Taylor, F. J. R., 1984. Extracellular digestion in marine dinoflagellates. *J. Plankton Res.*, 6(6): 1057-1061.
- Ghezzi, G. & Bayliss, D.D., 1964. Uno studio del Flysch nella regione calabro-lucana. Stratigrafia, tettonica e nuove idee sul Miocene dell'Appennino meridionale. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, 84 (1963): 3-64, 10 figg., 8 tav., Roma.
- Ghisetti, F., 1979. Evoluzione neotettonica dei principali sistemi di faglie della Calabria centrale. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 98, 387-430.
- Ghisetti, F., Pezzino, A., Atzori, P. & Vezzani, L., 1991. Un approccio strutturale per la definizione della linea di Taormina: risultati preliminari. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 47:273-289.
- Ghisetti, F. & Vezzani L., 1982. Strutture tensionali e compressive indotte da meccanismi profondi lungo la linea del Pollino (Appennino meridionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 101, 285-440.
- Giunta, G. & Nigro, F., 1999. Tectono-sedimentary constraints to the Oligocene-to-Miocene evolution of the Peloritani thrust belt (NE Sicily), Elsevier Science B.V. All rights reserved. PII: S0040-1951 (99) 00283-8
- Godhe, A., Norén, F., Kulenstierna, M., Ekberg, C. & Karlson, B., 2001. Relationship between planktonic dinoflagellate abundance, cysts recovered in sediment traps and environmental factors in the Gullmar Fjord, Sweden. *J. Plankton Res.*, 23(9): 923-938.
- Gocht, H. 1969. Formengemeinschaften alttertiären Mikroplanktons aus Bohrproben des Erdölfeldes Meckelfeld bei Hamburg. *Palaeontographica*, Abteilung B 126: 1-100, pls 1-11.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., & Smith, A. G., compilers, 2004. *Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, 589 pp.
- Grandjacquet, C. & Grandjacquet, M. J., 1962. Géologie de la zone de Diamante-Verbicaro (Calabre). *Geol. Romana*, 1, 297-312.
- Grandjacquet, C. & Mascle, G., 1978. The structure of the Ionian Sea, Sicily and Calabria-Lucania. In Nairn A.E.M., Kanes W.H. & STEHLI F.G: Eds.- *The Ocean Basins and Margins*, 4b, 257-329.

- Grøpsfeld, K. & Harland, R., 2001. Distribution of modern dinoflagellate cysts from inshore areas along the coast of southern Norway. *J. Quat. Sci.*, 16(7): 651-659.
- Habib, D. 1972. 10. Dinoflagellate stratigraphy Leg 11, Deep Sea Drilling Project. Deep Sea Drilling Project, Washington, Initial Reports 11: 367–425.
- Haccard, D., Lorenz, C. & Grandjaquet, C., 1972. Essai sur l'evolution tectogénétique de la liaison Alpes-Appennines (de la Ligurie à la Calabre). *Mem. Soc. Geol. It.*, 11: 309-381.
- Hansen, J. W., 1977. Dinoflagellate stratigraphy and echinoid distribution in Upper Maastrichtian and Danian deposits from Denmark. *Bull. Geol. Soc. Denmark* 26 (1977), pp. 1–26.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: *Science*, v. 235, p. 1156-1167.
- Harland, R., 1979. Dinoflagellate biostratigraphy of Neogene and Quaternary sediments at Holes 400/400A in the Bay of Biscay (Deep Sea Drilling Project Leg 48). In Montadert, L., Roberts, D.G., et al., *Init. Repts. DSDP, 48: Washington (U.S. Govt. Printing Office)*, 531-545.
- Harland R., 1981. Cysts of the colonial dinoflagellate *Polykrikos schwartzii* Bütschli 1873 (Gymnodiniales), from Recent sediments, Firth of Forth, Scotland. *Palynology*, 5:65-79.
- Harker, S. D., Sarjeant, W. A. S. & Caldwell, W. G. E., 1990. Late Cretaceous (Campanian) organic-walled microplankton from the Interior Plains of Canada, Wyoming and Texas: Biostratigraphy, paleontology and paleoenvironmental interpretation. *Palaeontographica B* 219, pp. 1–243.
- Head, M. J., 1996. Modern dinoflagellate cysts and their biological affinities. In: J. Jansonius and D.C. McGregor (Editors), *Palynology: principles and applications*, Vol. 3. AASP Foundation, Salt Lake City, pp. 1197-1248.
- Head, M. J., Gibbard, P. & Salvador, A., 2008. The Tertiary: a proposal for its formal definition, *Episodes*, Vol. 31, no. 2. 248-250.
- Head, M. J., Norris G. & Mudie, P. J., 1989a. New species of dinocysts and a new species of acritarch from the upper Miocene and lowermost Pliocene, ODP Leg 105, Site 646, Labrador Sea. In: *Proc. ODP Sci. Results 105 (1989a)*, pp. 453–466.
- Head, M. J., Norris G. & Mudie, P. J., 1989b. Palynology and dinocyst stratigraphy of the upper Miocene and lowermost Pliocene, ODP Leg 105, Site 646, Labrador Sea. In: *Proc. ODP Sci. Results 105 (1989b)*, pp. 423–451. View Record in Scopus | Cited By in Scopus (26)

- Head, M. J., Norris G. & Mudie, P. J., 1989c. Palynology and dinocyst stratigraphy of the Miocene in ODP Leg 105, Hole 645E, Baffin Bay. In Srivastava, S.P., Arthur, M.A., Clement, B., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 105: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 467–514.
- Heidmann, J. C., 1982. Étude du rift oligo-miocène de Sardaigne (région de Nureci-Genoni-Gesturi-Villanovatulo). Thèse, Ecol. Nat. Sup. Pétrol. Mot.
- Heilmann-Clausen, C., 1985. Dinoflagellate stratigraphy of the uppermost Danian to Xpresian in the Viborg I borehole, Central Jylland, Denmark. Danmarks Geologiske Undersøgelse, 7, 69, Series A.
- Heilmann-Clausen, C. 1988., The Danish subbasin, Palaeogene dinoflagellates, neogene dinoflagellates. In: Vinken, R. (ed.) The Northwest European Tertiary basin, 100, 51–53, Geologisches Jahrbuch, Reihe A.
- Heymes, T., Bouillin, J.-P., Pécher, A., Monié, P. & Compagnoni, R., 2008. Middle Oligocene extension in the Mediterranean Calabro-Peloritan belt (southern Italy): Insights from the Aspromonte nappes pile. Tectonics, Vol. 27, TC2006, doi:10.1029/2007TC002157, 2008.
- Hilgen, F. J., Krijgsman, W., Raffi, I. Turco, E. & Zachariasse, W.J., 2000c. Integrated stratigraphy and astronomical calibration of the Serravallian/Tortonian boundary section at Monte Gibliscemi (Sicily, Italy). Marine Micropaleontology 38:181–211. CrossRef.
- Howard, M. D. A, Silver, M. & Kudela, R. M., 2008. Yessotoxin detected in mussel (*Mytilus californicus*) and phytoplankton samples from the U.S. west coast, Harmful Algae, 7, 646-652.
- Iaccarino, S., d'Onofrio, S. & Murru, M., 1985. Miocene foraminifera of several sections of the Marmilla area (Central Western Sardinia). Boll. Soc. Paleont. It.: 23, 395-412, Modena.
- Iakovleva, A. I., Brinkhuis, H. & Cavagnetto, C., 2001. Late Palaeocene–early Eocene dinoflagellate cysts from the Turgay Strait, Kazakhstan; correlations across ancient seaways. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 172, 243– 268.
- Letto, A. & Letto, F., 1998. Sviluppo e annegamento di un sistema carbonatico piattaforma bacino nel Trias Superiore della Catena Costiera Calabrese. Boll. Sc. Geol. It., 117, 313-331;
- Imbrie, J. & Kipp, N. G., 1971. A new micropaleontological method for quantitative palaeoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core. In: K. Turekian (Editor), The Late Cenozoic glacial ages. Yale University New Press, New Haven, pp. 71-181. (N)
- Ippolito, F. & Lucini, P., 1957. Il flysch nell'Appennino meridionale. Boll. Soc. Geol. It., 75 (3) (1956).

- Ishikawa, A. & Taniguchi, A., 1996. Contribution of benthic cysts to the population dynamics of *Scrippsiella* spp. (Dinophyceae) in Onagawa Bay, northeast Japan. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 140: 169-178.
- Islam, M. A., 1984. A study of Early Eocene palaeoenvironments in the Isle of Sheppey as determined from microplankton assemblages composition. *Tertiary Res.* 6, 11– 21.
- Jacobson, D. M. & Anderson, D. M., 1986. Thecate heterotrophic dinoflagellates: feeding behaviour and mechanisms. *J. Phycol.*, 22: 249-258.
- Jacobson, D. M. & Anderson, D. M., 1996. Widespread phagocytosis of ciliates and other protists by marine mixotrophic and heterotrophic thecate dinoflagellates. *J. Phycol.*, 32: 279-285.
- Jan du Chêne, R. E., 1977. Étude palynologique du Miocène supérieur Andalou (Espagne). *Rev. Espan. Micropaleontol.*, 9:97–114.
- Jan du Chêne, R. E., & Adediran, S. A., 1984, Late Paleocene to early Eocene dinoflagellates from Nigeria: *Cahiers de Micropaléontologie*, v. 3, p. 5–38.
- Jan du Chêne, R. E. & Londeix, L. 1988. Données nouvelles sur *Achomosphaera andalousiense* Jan du Chêne, 1977, kyste de dinoflagellé fossile. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-production Elf-Aquitaine* 12: 237–250.
- Jansonius, J., 1986. Re-examination of Mesozoic Canadian dinoflagellate cysts published by S.A.J. Pocock (1962, 1972). *Palynology*, v.10, p.201-223, pl.1-6.
- Jansonius, J. & McGregor, D. C. (Editors), 1996. *Palynology: Principles and applications*, American association of stratigraphic palynologists foundation ed. Publishers press, Salt Lake City, 1287 pp.
- Jaramillo, C. & Oboh-Ikuenobe, F. 1999. Sequence Stratigraphic Interpretations from Palynofacies, Dinocyst and Lithological data of Upper Eocene-Lower Oligocene Strata in Southern Mississippi and Alabama, U.S. Gulf Coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 145: 259-302.
- Johnson, J. G., 1992. Belief and Reality in Biostratigraphic Zonation, *Newsletters on Stratigraphy* 26 (1992), pp. 41–48.
- Jolivet, L., Daniel, J. M & Fournier, M., 1991. Geometry and kinematics of extension in Alpine Corsica. *Earth Planet. Sci. Lett.*: 104, 278-291, Amsterdam.

- Klumpp, B., 1953. Beitrag zur Kenntnis der Mikrofossilien des mittleren und oberen Eozän. *Palaeontographica A*, 103:307–406.
- Knox, R. W. O'B., Morton, A. C. & Hariand, R. 1981: Stratigraphical Relationships of Palaeocene Sands in the UK Sector of the Central North Sea. In: IJing, L. V. & Hobson, G. D. (eds.y. *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe*. Institute of Petroleum, London, 267-281.
- Kofoid, C. A., 1907a. The plates of *Ceratium* with a note on the unity of the genus. *Zool. Anz.*, 32, 7: 177-183.
- Kofoid, C. A., 1907b. Dinoflagellata of the San Diego region, III. Descriptions of new species. Contributions from the Laboratory of the Marine Biological Association of San Diego. XII. University of California Publications, 3, 13: 299-340, pl. 22-33.
- Kofoid, C. A., 1907c. New species of dinoflagellates. Reports of the Scientific Results of the Expedition to the Eastern Tropical Pacific from October, 1904, to March, 1905. IX. Bulletin of the Museum of Comparative Zoology at Harvard College, 50, 6: 163-207, pl. 1-18.
- Kofoid, C. A., 1909. On *Peridinium steinii* Jörgensen, with a note on the nomenclature of the skeleton of the Peridinidae. *Archiv für Protistenkunde* 16: 25-47, + 1 pl (pl. II).
- Kokinos, J. P., 1994. Studies on the cell wall of dinoflagellate resting cysts: morphological development, ultrastructure, and chemical composition. Ph.D. Thesis, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, 222 pp. (WHOI-94-10)
- Kokinos, J. P. & Anderson, D. M., 1995. Morphological development of resting cysts in cultures of the marine dinoflagellate *Lingulodinium polyedrum* (= *L. machaerophorum*). *Palynology*, 19: 143-166.
- Köthe, A., 1990. Paleogene dinoflagellates from northwest Germany: biostratigraphy and paleoenvironment. *Geologisches Jahrbuch Reihe A* 118:3–111.
- Kouli, K., Brinkhuis, H. & Dale, B., 2001. *Spiniferites cruciformis*: a fresh water dinoflagellate cyst? *Review of Palaeobotany and Palynology* 113, 273–286.
- Kremp, A. & Anderson, D. M., 2000. Factors regulating germination of resting cysts of the spring bloom dinoflagellate *Scrippsiella hangoei* from the northern Baltic Sea. *J. Plankton Res.*, 22(7): 1311-1327.

- Kremp, A. & Heiskanen, A.-S., 1999. Sexuality and cyst formation of the spring-bloom dinoflagellate *Scrippsiella hangoei* in the coastal northern Baltic Sea. *Mar. Biol.*, 134: 771-777.
- Kunz-Pirrung, M., Matthiessen, J. & de Vernal, A., 2001. Late Holocene dinoflagellate cysts as indicators for short-term climate variability in the eastern Laptev Sea (Arctic Ocean). *J. Quat. Sci.*, 16(7): 711-716.
- Lacombe, O. & Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24, TC1003, 10.1029/2004TC001673.
- Lee, J.-B. & Yoo, K.-I., 1991. Distribution of dinoflagellate cysts in Masan Bay, Korea. *J. Oceanol. Soc. Korea*, 26(4): 304-312.
- Lee, M. S., Qin, G., Nakanishi, K. & Zagorski, M. G., 1989. Biosynthetic studies of brevetoxins, potent neurotoxins produced by the dinoflagellate *Gymnodinium breve*. *J. Am. Chem. Soc.*;111:6234–6241.
- Leereveld, H., 1995. Dinoflagellate cysts from the Lower Cretaceous Rio Argos succession (SE Spain). *LPP Contrib. Ser. 2*, p. 176.
- Lentin, J. K., & Williams, G. L., 1981. Fossil dinoflagellates: index to genera and species, 1981 edition. *Geol. Surv. Can., Rep. Ser.*, B-R-81-12:1–345.
- Lentini, F., 1979. Le unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino Lucano). *Geol. Romana*, 18, pp. 215-224.
- Lentini, F., Catalano, S. & Carbone, S., 2000. Carta geologica della Provincia di Messina. Scala 1:50.000, S.El.Ca., Firenze.
- Leone, F., Pontillo, C. & Spano, C. 1992. Benthic paleocommunities of the middle-upper Miocene lithostratigraphic units from the Cagliari hills (Southern Sardinia, Italy). In: CARMIGNANI, L. & SASSI, F.P. (Eds.), *Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Coccozza*. IGCP Project No. 276, Newsletter, 5, 151-158, Siena.
- Leone, F., Sanna, M. L. & Spano, C., 1984. Successioni stratigrafiche del Miocene inferiore a nord della Giara di Gesturi (Sardegna centrale). *Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.*: 23, 21-44, Sassari.
- Lessard, E. J. & Swift, E., 1985. Species-specific grazing rates of heterotrophic dinoflagellates in oceanic waters, measured with a dual-label radioisotope technique. *Mar. Biol.*, 87: 289-296.

- Lewitus, A. J., Glasgow, H. B. J. & Burkholder, J.-A. M., 1999. Kleptoplastidy in the toxic dinoflagellate *Pfiesteria piscicida* (Dinophyceae). *J. Phycol.*, 35: 303-312.
- Lewis, J., Ellegaard, M., Hallett, R. I., Harding, I. & Rochon, A. 2003. Environmental control of cyst morphology in gonyaulacoid dinoflagellates. Nagasaki, Japan, p. additional abstract.
- Lewis, J. & Hallett, R. I., 1997. *Lingulodinium polyedrum* (*Gonyaulax polyedra*) a blooming dinoflagellate, *Oceanogr. Mar. Biol.: Annu. Rev.* 35 (1997), pp. 97–161.
- Lewis, J., Rochon, A. & Harding, I., 1999. Preliminary observations of cyst-theca relationships in *Spiniferites ramosus* and *Spiniferites membranaceus* (Dinophyceae). *Grana* 38, 113– 124.
- Lieberman, O. S., Shilo, M. & van Rijn, J., 1994. The physiological ecology of a freshwater dinoflagellate bloom population: vertical migration, nitrogen limitation, and nutrient uptake kinetics. *J. Phycol.*, 30: 964-971.
- Londeix, L., Benzakour, M., Suc, J.-P. & Turon, J.-L., 2007. Messinian paleoenvironments and hydrology in Sicily (Italy): The dinoflagellate cyst record, *Geobios* 40 (2007), pp. 233–250.
- Lorenzoni, S. & Zanettin Lorenzoni, E., 1983. Note illustrative della carta geologica della Sila alla scala 1:200.000:Memorie di Scienze Geologiche dell'Università di Padova, V.36.
- Loutit, T. S., Hardenbol, J., Vail, P. R., & Baum, G. R., 1988, Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences, in Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., and van Wagoner, J. C., eds., *Sea-Level Changes: An Integrated Approach: SEPM, Special Publication 42*, p. 183–213.
- Louwey, S., 2002. Dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Upper Miocene Deurne Sands (Diest Formation) of northern Belgium, southern North Sea Basin. *Geological Journal* 37, 55–67.
- Louwey, S., 2005. The Early and middle Miocene transgression at the southern border of the North Sea Basin (northern Belgium). *Geological Journal*, v. 40, pp. 441-456.
- Louwey, S., de Coninck, J. & Verniers, J., 2000. Shallow marine lower and middle Miocene deposits at the southern margin of the North Sea Basin (northern Belgium): dinoflagellate cyst biostratigraphy and depositional history. *Geological Magazine* 137:381–394.
- Louwey, S., Foubert, A., Mertens, K., van Rooij, D., & the IODP Expedition 307 Scientific Party, 2008. Integrated stratigraphy and palaeoecology of the lower and middle Miocene of the Porcupine Basin. *Geol. Mag.*, 145(3):321–344.

- Lucas-Clark, J., 1984. Morphology of species of *Litosphaeridium* (Cretaceous, Dinophyceae). *Palynology*, v.8, p.165-193, pl.1-5.
- Malinverno, A. & Ryan, W. B. F., 1986. Extension in Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere, *Tectonics* 5, 227-254.
- Mangerud, J., Gulliksen, S., Larsen, E., Longva, O., Miller, G. H., Sejrup H. P. & Sønstergaard, E., 1981, A Middle Weichselian ice-free period in Western Norway: the Ålesund Interstadial. *Boreas* 10, pp. 447–462.
- Mangerud, J., Sønstergaard, E., Sejrup, H.-P. & Haldorsen, S., 1981. A continuous Eemian-Early Weichselian sequence containing pollen and marine fossils at Fjosanger, western Norway. *Boreas* 10, pp. 137–208.
- Mantell, G. A., 1854. *The medals of creation; or, first lessons in geology and the study of organic remains*. Second Edition. Henry G. Bohn: London, 930 pp., 6 pls (in two volumes).
- MARGO Project Members (Waelbroeck, C., Paul, A., Kucera, M., Rosell-Melé, A., Weinelt, M., Schneider, R., Mix, A. C., Abelmann, A., Armand, L., Bard, E., Barker, S., Barrows, T. T., Benway, H., Cacho, I., Chen, M. T., Cortijo, E., Crosta, X., de Vernal, A., Dokken, T., Duprat, J., Elderfield, H., Eynaud, F., Gersonde, G., Hayes, A., Henry, M., Hillaire-Marcel, C., Huang, C. C., Jansen, E., Juggins, S., Kallel, N., Kiefer, T., Kienast, M., Labeyrie, L., Leclaire, H., Londeix, L., Mangin, S., Matthiessen, J., Marret, F., Meland, M., Morey, A. E., Mulitza, S., Pflaumann, U., Pisias, N. G., Radi, T., Rochon, A., Rohling, E. J., Saffi, L., Schäfer-Neth, C., Solignac, S., Spero, H., Tachikawa, K., Turon, J. L.), 2009. Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum. *Nature Geoscience* 2, 127 - 132 (2009).
- Marret, F. & de Vernal, A., 1997. Dinoflagellate cyst distribution in surface sediments of the southern Indian Ocean. *Mar. Micropaleontol.*, 29: 367-392.
- Marret, F & Zonneveld, A.F. K., 2003, Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution. *Review of Palaeobotany and Palynology* 125, 1-200.
- Martini, E. 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In; Farinacci, A. (ed.): Proc. 2nd Planktonic Conf. Roma 1970. Vol. 2. Technoscienza, Roma, 735-785.
- Martini, I. P., Oggiano, G. & Mazzei, R., 1992. Siliciclastic-carbonate sequences of Miocene grabens of Northern Sardinia, Western Mediterranean Sea. *Sedimentary Geology*: 76, 63-78, Amsterdam.

- Martini, I. P., Tongiorgi, M., Oggiano, G. & Coccozza, T. 1991. Ordovician alluvial fan to marine shelf transition in SW Sardinia, Western Mediterranean Sea: tectonically ("Sardic phase") influenced clastic sedimentation. *Sedimentary Geology*: 72, 97-115, Amsterdam.
- Matsuoka, K. & Bujak, J. P., 1988. Cenozoic dinoflagellate cysts from the Navarin Basin, Norton Sound and St. George Basin, Bering Sea. Nagasaki University, Faculty of Liberal Arts, Natural Science, Bulletin 29: 1–147.
- Matsuoka, K. & Fukuyo, Y., 1994. Geographical distribution of the toxic dinoflagellate *Gymnodinium catenatum* Graham in Japanese coastal waters. *Botanica Marina*, 37:100 – 112.
- Matthiessen, J., 1991. Dinoflagellaten-Zysten im Spätquartär des europäischen Nordmeeres: Palökologie und Paläo-Ozeanographie. GEOMAR Report 7, Kiel, 115 pp.
- Matthiessen, J., 1994. Distribution patterns of dinoflagellate cysts and other organic walled microfossils in Recent Norwegian-Greenland Sea sediments. *Mar. Micropaleontol.*, 24: 307-334.
- Matthiessen, J. & Brenner, W., 1996. Chlorococcalalgen und dinoflagellaten-zysten in rezenten sedimenten des Greifswalder Boddens (sudliche Ostsee). *Senckenbergiana maritima* 27: 33–48.
- Mazzei, R. & Oggiano, G., 1990. Messa in evidenza di due cicli sedimentari nel Miocene dell'area di Florinas (Sardegna settentrionale), *Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A*, 97, 119-147 pp.
- Maxia, C. & Pecorini, G., 1969. La zona di Castelsardo: la meno incompleta serie miocenica della Sardegna. *Giorn. di Geol.*: 35, 345-357, Bologna.
- McMinn, A., 1989. Late Pleistocene dinoflagellate cysts from Botany Bay, New South Wales, Australia. *Micropaleontology*, 35(1): 1-9.
- Meulenkamp, J.E., Hilgen, X. & Voogt, E., 1986. Late Cenozoic sedimentary-tectonic history of the Calabrian Arc, *Giorn. Geol.* 48, 345–359.
- Mertens, K. N., Ribeiro, S., Bouimetarhan, I., Caner, H., Combourieu-Nebout, N., Barrie Dale, B., de Vernal, A., Ellegaard, M., Filipova, M., Godhe, A., Goubert, E., Grøsfjeld, K., Holzwarth, U., Kotthoff, U., Leroy, S. A. G., Londeix, L., Marret, F., Matsuoka, K., Mudie, P.J., Naudts, L., Peña-Manjarrez, J. L., Persson, A., Popescu, S.-M., Pospelova, V., Sangiorgi, F., van Der Meer, M. T. J., Vink, A., Zonneveld, K. A. F., Vercauteren, D., Vlassenbroeck V., & Louwye, S., 2009. Process length variation in cysts of a dinoflagellate, *Lingulodinium machaerophorum*,

- in surface sediments investigating its potential as salinity proxy, *Mar. Micropal.* 70, pp. 54–691.
- Messina, A., Bonardi, G., Compagnoni, R., Russo, S., de Francesco, A. M. & Donati, G., 1992. Riconoscimento di un'unità di basso-medio grado affiorante nell'area di S. Lucia del Mela (Peloritani Nord-occidentali). *Atti Convegno "Giornate di studio su Metamorfismo, Magmatismo ed evoluzione dell'Arco Calabro-Peloritano"*. Messina, 13-17 ottobre, 1992, 50-51.
- Messina, A., Compagnoni, R., de Francesco, A. M., Giacobbe, A. & Russo, S., 1990. Alpine metamorphic overprint in the Aspromont Nappe of Northeastern Peloritani Mts. (Calabria-Peloritani Arc. Southern Italy). *Boll. Soc.Geol. It.*, 109, 655-673.
- Messina, A., Compagnoni, R., Perrone, V. & de Francesco, A. M., 1996a. The Mela Unit: a new medium-grade metamorphic unit in the Peloritani Mts. (Calabrian-Peloritan Arc, Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*, 115.
- Moldowan, J. M. & Talyzina, N. M., 1998. Biochemical evidence for dinoflagellate ancestors in the Early Cambrian. *Science*, 281: 1168-1170.
- Montanari, A., Bice, D. M., Capo, R., Coccioni, R., Deino, A., de Paolo, D. J., Emmanuel, L., Monechi, S., Renard, M. & Zevenboom, D., 1997. Integrated stratigraphy of the Chattian to mid-Burdigalian pelagic sequence of the Contessa Valley (Gubbio, Italy). In: Montanari, A. et al. (eds). *Developments Palaeontol. Stratigr.* 15: 249-277.
- Montesor, M., Procaccini, G., Stoecker, D. K., 1999. *Polarella glacialis*, gen. nov., sp. nov. (Dinophyceae): Suessiaceae are still alive! *Journal of Phycology*, Volume 35 Issue 1, Pages 186-197.
- Montesor, M., Zingone, A. & Sarno, D., 1998. Dinoflagellate cyst production at a coastal Mediterranean site. *J. Plankton Res.*, 20(12): 2291-2312.
- Moratti, G. & Chalouan, A., (eds) 2006. *Tectonics of the western Mediterranean and North Africa*, Geological Society of London, special publication n. 262, London.
- Morgenroth, P., 1966a. Mikrofossilien und Konkretionen des nordwesteuropäischen Untereozäns. *Palaeontographica*, Abt. B, 119:1–53.
- Moissette, P., 1993. Bryozoan assemblages in Messinian deposits of western Algeria. *Lethaia* 26, 247–259.

- Moissette, P., 2000. Changes in bryozoan assemblages and bathymetric variations. Examples from the Messinian of northwest Algeria. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 155, 305– 326.
- Mouradian, M., Panetta, R.J., de Vernal, A., Gelin, Y., 2007. Dinosterols or dinocysts to estimate dinoflagellate contributions to marine sedimentary organic matter? *Limnology and Oceanography* 52, 2569–2581.
- Mudie, P. J., 1992. Circum-arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis. In: M.J. Head and L.H. Wrenn (Editors), *Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cysts and Acritarchs*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, pp. 347-390.
- Munsterman, D. K. & Brinkhuis, H. 2004. A southern North Sea Miocene dinoflagellate cyst zonation. *Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw* 83, 267–85.
- Musa, E., 2001. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Sassari. Studio tassonomico, biostratigrafico e paleoambientale dei dinoflagellati fossili della Formazione di Borutta, lavoro non pubblicato, 96 pp.
- Negretti, B., Philippe, M., Soudet, H. J., Thomassin, B. A. & Oggiano, G., 1990. *Echinometra miocenica* Loriol, echinide miocène synonyme d'*Echinometra matthaei* (Blainville), actuel: biogéographie et paléoécologie. *Geobios*: 23, 445-459, Lyon.
- Nehring, S., 1994. Spatial distribution of dinoflagellate resting cysts in recent sediments of Kiel Bight, Germany (Baltic Sea). *Ophelia* 39 (2), 137–158.
- Neri, C., Gramigna, P., Guido, A., Perri, E. & Rao, A., 2005a. Paleoenvironmental evolution of the Upper Miocene fossil-bearing site of Cessaniti (Central Calabria). Abstract, Giornate di Paleontologia, Urbino, 20-22 Maggio 2005.
- Neri, C., Gramigna, P., Guido, A., Perri, E., Rao, A. & Romano, C., 2005b. Depositional and diagenetic history of the Upper Miocene (Tortonian) fossil-bearing deposits in the M.te Poro area (Central Calabria). Abstract, Quinto Forum Italiano di Scienze della Terra, Spoleto, 21-23 Settembre 2005.
- Nicotera, P., 1959. Rilevamento geologico del versante settentrionale del M. Poro (Calabria). *Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli*, 7 (4), 92 p.
- Nuzzo, L. & Montresor, M., 1999. Different excystment patterns in two calcareous cyst-producing species of the dinoflagellate genus *Scrippsiella*. *J. Plankton Res.*, 21(10): 2009-2018.

- Odin, G. S., Assorgia, A., Barca, S., Porcu, A., Spano, C., Hernandez, J. & Cosca, M., 1994. Ar/Ar geochronology of a Burdigalian tuff from central-northern Sardinia. *Giorn. Di Geol.*: 56/1, 185-197, Bologna.
- Oggiano, G., 1987. La pianura costiera turritana (Sardegna settentrionale), 1:50.000, S.E.L.C.A., Firenze.
- Oggiano, G., Funedda, A., Carmignani, L. & Pasci, S., 2009. The Sardinia-Corsica microplate and its role in the Northern Apennine Geodynamics: new insights from the Tertiary intraplate strike-slip tectonics of Sardinia, *Ital.J.Geosci. (Boll.Soc.Geol.It.)*, Vol. 128, No. 2 (2009), pp. 527-539, 12 figs. (DOI: 10.3301/IJG.2009.128.2.527).
- Oggiano, G., Pasci, S. & Funedda, A., 1995. Il bacino di Chilivani-Berchidda: un esempio di struttura trastensiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale. *Boll. Soc. Geol. It.*: 114, 465-475, Roma.
- Ogniben, L., 1955. Le argille scagliose del Crotonese. *Mem. Note. Ist. Geol. Appl. Napoli*, 6 (2), 72 pp.
- Ogniben, L., 1960. Nota illustrativa allo schema geologico della Sicilia nord-orientale, *Riv. Miner. Sic.* 11 183–212.
- Ogniben, L., 1969. Schema introduttivo alla geologia del Confine calabro-lucano. *Mem. Soc. Geol. It.*, 8: 453-763.
- Ogniben, L., 1973. Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni. *Geol. Romana*, 12: 243-585.
- Okada, H. & Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Mar. Micropaleontol.*, 5:321-325.
- Olli, K. & Anderson, D. M., 2002. High encystment success of the dinoflagellate *Scrippsiella* cf. *lachrymosa* in culture experiments. *J. Phycol.*, 38: 145-156.
- Ostenfeld, C. H., 1903. Plankton from the sea around the Færøes. In: Warming, E. (Ed.), *Botany of the Færøes*. Nordisk Forlag, Copenhagen, pp. 588-611.
- Paglione, A. & Piccarreta, G., 1977. Le unità del F. Pomo e di Castagna nelle Serre settentrionali (Calabria). *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 1976, 27-37.

- Pais, J., 1978., Primeira caracterizacao de dinoflagelados dos niveis mais baixos da serie miocenica de Lisboa: Ciencias da Terra, v. 4, pp. 31-46, 2 pls., 2 text-figs., Lisboa.
- Papazzoni, C. & Sirotti, A., 1999. *Heterostegina papyracea*, Sequenza, 1880 from the upper Miocene of Cessaniti (Vibo Valentia, Calabria, southern Italy). Boll. Soc. Paleont. It., 38, 15-21.
- Pasci, S., 1997. Tertiary transcurrent tectonics of North-Central Sardinia. Bull. Soc. géol. France: 168, 301-312, Paris.
- Pata, O., 1955. Le argille scagliose del versante sud-orientale della Calabria Ulteriore. Giacitura-litologia-genesi-cronologia-tettonica. Boll. Serv. Geol., 77 (1), 59-112.
- Patterson, R. T., Blensikop, J. & Cavazza, W., 1995. Planktic foraminiferal biostratigraphy and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic stratigraphy of the Oligocene-to-Pleistocene sedimentary sequence in the southeastern Calabrian microplate, southern Italy, J. Paleontol. 69, 7-20.
- Pecorini, G., 1972a. La trasgressione pliocenica nel Capo S. Marco (Oristano, Sardegna occidentale). Boll. Soc. Geol. It.: 91, 365-372, Roma.
- Pecorini, G., 1974b. Sui tufi pomicei langhiani della Sardegna meridionale. Boll. Soc. Geol. It.: 93, 1001-1012, Roma.
- Pecorini, G. & Pomesano Cherchi, A., 1969. Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna). Mem. Soc. Geol. It.: 8, 421-451, Roma.
- Persson, A., 2001. On the ecology of cyst-producing dinoflagellates on the Swedish west coast. Ph.D. Thesis, Department of Marine Botany, Göteborg University, 115 pp.
- Persson, A., Godhe, A. & Karlson, B., 2000. Dinoflagellate cysts in Recent sediments from the West Coast of Sweden. Bot. Mar., 43: 69-79.
- Peeters, F. J. C., Hoek, R. P., Brinkhuis, H., Wilpshaar, M., de Boer, P. L., Krijgsman, W. & Meulenkaamp, J. E., 1998. Differentiating glacio-eustasy and tectonics; a case study involving dinoflagellate cysts from the Eocene-Oligocene of the Pindos Foreland Basin (NW Greece). Terra Nova 10, 245– 249.
- Peyron, O. & de Vernal, A., 2001. Application of artificial neural networks (ANN) to high-latitude dinocyst assemblages for the reconstruction of past sea-surface conditions in Arctic and sub-Arctic seas. J. Quat. Sci., 16(7): 699-709.

- Pfiester, L. A. & Anderson, D. M., 1987. Dinoflagellate life-cycles and their environmental control. In: F.J.R. Taylor (Editor), *Botanical Monographs*, 21: The biology of dinoflagellates. Blackwell Scientific Publishers, Oxford, pp. 611-648.
- Piasecki, S. 1980. Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Miocene Hodde and Gram Formations, Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 29, 53–76.
- Platt, J. P. & Compagnoni, R., 1990. Alpine ductile deformation and metamorphism in a Calabrian basement nappe (Aspromonte, south Italy). *Eclogae Geologicae Helvetiae*. Vol. 83, pp. 41-58.
- Pomesano Cherchi, A. 1968b. Studio stratigrafico e micro paleontologico del Pozzo "Oristano 1" (Sardegna), *Atti dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università degli Studi di Cagliari*, 61, pp. 63, Cagliari
- Pomesano Cherchi, A., 1971a. Microfaune planctoniche di alcune serie mioceniche del Logudoro (Sardegna). "Proceed 2nd Planktonic Conf.", Roma, 1003-1016.
- Pomesano Cherchi, A., 1971b. Studio stratigrafico e micropaleontologico del Pozzo Oristano 1 (Sardegna). *Mem. Soc. Geol.It.*: 10, 1-16, Roma.
- Porcu, A., 1972. Geologia della Media Valle del Tirso (Sardegna centrale). *Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.*: 10, 43-63, Sassari.
- Porcu, A., 1983. Geologia del Graben di Ottana (Sardegna centrale). *Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari*: 53, 1-32, Cagliari.
- Poulsen, N. E., Manum, S. B., Williams, G. L. & Ellegaard, M., 1996. Tertiary dinoflagellate biostratigraphy of Sites 907, 908, and 909 in the Norwegian-Greenland Sea: Proceedings of the Ocean Drilling Program; Scientific results, North Atlantic-Arctic gateways I; covering Leg 151 of the cruises of the drilling vessel JOIDES Resolution, St. John's Harbor, Newfoundland, to Reykjavik, Iceland, sites 907-913, 24 July-24 September 1993, v. 151, p. 255-287.
- Powell, A. J., 1986a. Latest Paleogene and earliest Neogene dinoflagellate cysts from the Lemme Section, northwest Italy; in: WRENN, J. H., et al., *Papers from the first Symposium on Neogene Dinoflagellate Cyst Biostratigraphy*; American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series, 17:83-104, pl. 1-7.
- Powell, A. J., 1986b. A dinoflagellate cyst biozonation from the Late Oligocene to Middle Miocene succession of the Langhe region, northwest Italy in: WRENN, J. H., et al., *Papers from the first Symposium on Neogene Dinoflagellate Cyst Biostratigraphy*; American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series, 17:105-127, pl. 1-5.

- Powell, A. J., 1986c. The stratigraphic distribution of late Miocene dinoflagellate cysts from the Castellanian Superstage Stratotype, Northwest Italy; in: WRENN, J. H. et al., Papers from the first Symposium on Neogene Dinoflagellate Cyst Biostratigraphy; American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series, 17:129-149, pl. 1-6.
- Powell, A. J., 1992b. Dinoflagellate cysts of the Tertiary System; in: POWELL, A. J. (ed), A stratigraphic index of dinoflagellate cysts; British Micropalaeontological Society, Publication Series, Chapman & Hall, London, p. 155-229, pl. 4.1-4.11.
- Powell, A. J., Brinkhuis, H. & Bujak, J. P., 1996. Upper Paleocene–Lower Eocene dinoflagellate cyst sequence biostratigraphy of southeast England. In: Knox, R.W.O'B., Corfield, R.M., Dunay, R.E. (Eds.), Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe, Geological Society Spec. Pub., vol. 101, pp. 145– 183. London.
- Principi, P., 1940. Sulla estensione dell'Oligocene nell'Appennino meridionale. Boll. Soc. Geol. It., 59 (2):167-204, 1 tav., Roma.
- Principi, G. & Treves, B., 1984. Il sistema Corso-Appenninico come prisma d'accrescimento. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini. Mem. Soc. Geol. It., 28: 549-576.
- Pross, J., 2001a. Dinoflagellate cyst biogeography and biostratigraphy as a tool for palaeoceanographic reconstructions: an example from the Oligocene of western and northwestern Europe. In: Luterbacher, H., Pross, J., Wille, W. (Eds.), Studies in dinoflagellate cysts in honour of Hans Gocht. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, pp. 207-219.
- Pross, J., 2001b. Paleo-oxygenation in Tertiary epeiric seas: evidence from dinoflagellate cysts. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 166, 369-381.
- Pross, J., Houben, A. J. P., van Simaëys, S., Williams, G. L., Kotthoff, U., Coccioni, R., Wilpshaar, M. & Brinkhuis, H., 2009. Umbria–Marche revisited: A refined magnetostratigraphic calibration of dinoflagellate cyst events for the Oligocene of the Western Tethys. Review of Palaeobotany and Palynology, Volume 158, Issues 3-4, January 2010, Pages 213-235.
- Pross, J. & Schmiedl, G., 2002. Early Oligocene dinoflagellate cysts from the Upper Rhine Graben (SW Germany): paleoenvironmental and paleoclimatic implications. Marine Micropaleontology 45, 1 – 24.
- Quitow, H., 1935. Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete, 25 Abh. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Math-Phys. Kl., III Folge, 179p.

- Raffi, I., Mozzato, C., Fornaciari, E., Hilgen, F. J. & Rio, D., 2003. Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology for the Mediterranean region. *Micropaleontology* 49(1): 1-26.
- Raffi, I. & Flores, J. A., 1995. Pleistocene through Miocene calcareous nannofossils from eastern equatorial Pacific Ocean (LEG 138). *Proceedings of the ODP, Scientific Results* 138:233–286. College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- Rao, A., Gramigna, P. & Neri, C., 2007. Aspetti sedimentologici e biostratigrafici della sezione neogenica di Piscopio nell'area di Monte Poro, Vibo Valentia (Calabria), *Geologica Romana* 40, 147-161.
- Redini, R., 1940. Sul wolframio connesso ai minerali manganesiferi e sull'età di talune formazioni terziarie della Sardegna settentrionale. *Boll. R. Uff. Geol. Ital.*, 65 (3) : 1-44, Roma.
- Rehault, J.-P., Boillot, G. & Mauffret, A., 1984. The Western Mediterranean basin geological evolution. *Marine Geology*: 55, 447-477, Amsterdam.
- Reichart, G.-J. & Brinkhuis, H., 2003. Late Quaternary *Protoperidinium* cysts as indicators of paleoproductivity in the northern Arabian Sea. *Marine Micropaleontology* 49 (4), 303-315.
- Reichart, G.-J., Brinkhuis, H., Huiskamp, F. & Zachariasse, W. J., 2004. Hyperstratification following glacial overturning events in the northern Arabian Sea. *Paleoceanography* 19 (2), PA2013 1-8.
- Reid, J. R., 1974. Gonyaulacacean dinoflagellate cysts from the British Isles. *Nova Hedwigia Beih.* 25, 579-627.
- Richardson, K., 1997. Harmful or exceptional phytoplankton blooms in the marine ecosystem. In: J.H.S. Blaxter and A.J. Southward (Editors), *Advances in Marine Biology*, Vol. 31. Academic Press, San Diego, pp. 301-385.
- Robba, E. & Spano, C., 1978. Gasteropodi pelagici nel Miocene medio del Campidano meridionale (Sardegna). *Riv. It. Paleont. Strat.*: 84, 751-796, Milano.
- Rochon, A., de Vernal, A., Sejrup, H.-P. & Hafliðason, H., 1998. Palynological evidence of climatic and oceanographic changes in the North Sea during the last deglaciation. *Quat. Res.*, 49: 197-207.
- Rochon, A., de Vernal, A., Turon, J.-L., Matthiessen, J. & Head, M., 1999. Distribution of Recent Dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. *AASP Contr. Ser.*, 35: 1-150.

- Roda, C., 1964. Distribuzione e facies dei sedimenti neogenici nel Bacino Crotonese. *Geol. Romana*, 3, 319-366.
- Roda, C., 1965. Il calcare portlandiano a Dasycladacee di M. Mutolo (Reggio Calabria), *Geol. Romana* 4, 259–290.
- Rosenbaum, G. & Lister, G. S., 2004. Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics* 23, TC1013, doi: 10.1029/2003TC001518.
- Rossignol, M., 1962. Analyse pollinique de sédiments marins quaternaires en Israël. II. Sédiments pleistocènes. *Pollen Spores* 4, 121-149.
- Rossignol, M., 1963. Aperçus sur le développement des Hystrichosphères. - *Bull. Mus. Nat. Histoire Naturelle*, Paris, ser. 2, 35 : 207-12.
- Rossignol, M., 1964. Hystrichosphères du Quaternaire en Méditerranée orientale, dans les sédiments Pléistocènes et les boues marines actuelles. *Rev. Micropaléont.*, 7(2): 83-99.
- Salvador, A., ed., 1994. *International Stratigraphic Code*. Second ed. The Geological Society of America.
- Sangiorgi, F., 2000. Tesi di Dottorato XIII° ciclo, Università degli Studi di Bologna. Cisti di dinoflagellate in sedimenti recenti e antichi del Mare Adriatico e loro significato ambientale e paleoambientale, climatico e paleoclimatico, lavoro non pubblicato, 232 pp.
- Sangiorgi, F., Dinelli, E. & Gabbianelli, G. 2001. Coupling dinoflagellate cysts and geochemistry in the north Adriatic sediments: clues to pollution and eutrophication. 36th CIESM (Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la Mer Méditerranée) Congress Proceedings (Monte-Carlo) Monaco, 36, 416.
- Sangiorgi, F., Dinelli, E., Maffioli, P., Capotondi, L., Giunta, S., Morigi, C., Principato, M. S., Negri, A., Emeis, K. C. & Corselli, C., 2006. Geochemical and micropaleontological characterisation of a Mediterranean sapropel S5: A case study from core BAN89GCO9 (south of Crete): *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v. 235, no. 1-3, p. 192-207.
- Sangiorgi, F. & Donders, T. H., 2004. Reconstructing 150 years of eutrophication in the north-western Adriatic Sea (Italy) using dinoflagellate cysts, pollen and spores. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 60, 69e79.

- Sangiorgi, F., Fabbri, D., Comandini, M., Gabbianelli, G. & Tagliavini, E., 2005. The distribution of sterols and organic-walled dinoflagellate cysts in surface sediments of the North-western Adriatic Sea (Italy). *Estuarine Coastal and Shelf Science* 64, 395–406.
- Sarjeant, W. A. S., 1970. The genus *Spiniferites* Mantell, 1850 (Dinophyceae). *Grana* 10: 74–78.
- Scandone, P., 1979. Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc. *Boll. Soc. Geol. It.*, 98: 27-34.
- Scandone, P., 1982. Structure and evolution of the Calabrian Arc. *Earth Evolution Sciences*, 3: 172-180.
- Schneider, R. R., Schulz, H. D. & Hensen, C., 2000. Marine carbonates: their formation and destruction. In: H. D. Schulz and M. Zabel (Editors), *Marine Geochemistry*. Springer, Berlin, pp. 283-307.
- Schnepf, E. & Elbrächter, M., 1992. Nutritional strategies in dinoflagellates. A review with emphasis on cell biological aspects. *Eur. J. Protistol.*, 28: 3-24.
- Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kissling, E., & Schuster, R., 2004. TRANSMED Transects IV, V, and VI - The Alps and their forelands, in Cavazza, W., Roure, F., Spakman, Stampfli, G.M. and Ziegler, P. A., eds., *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle: Heidelberg, Springer-Verlag*.
- Selli, R., 1957. Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale. *Giorn. Geol.*, Ser. 2, 26, 1-54.
- Selli, R., 1962. Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale, *Mem. Soc. Geol. It.*, 3, 737-789.
- Setiawan, J. R., 1983. Foraminifera and microfacies of the type Priabonian, *Utrecht Micropaleontological Bulletins* 29, pp. 1–161.
- Sluijs, A., Pross, J., Brinkhuis, H., 2005. From greenhouse to icehouse; organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Paleogene. *Earth-Science Reviews* 68 (3-4), 281-315.
- Smith, A. G. & Woodcock, N. H., 1982. Tectonic syntheses of the Alpine-Mediterranean region: a Review. In: Berckhemer, H., K. Hsu (eds): *Alpine-Mediterranean geodynamics - Geodynamics Ser. 7, AGU, (Washington): 83-89*.
- Sonneman, J. A. & Hill, D. R. A., 1997. A taxonomic survey of cyst-producing dinoflagellates from Recent sediments of Victorian coastal waters, Australia. *Bot. Mar.*, 40: 149-177.

- Spano, C., 1989a. I Molluschi del Langhiano superiore-Serravalliano inferiore del Cagliariitano (Sardegna meridionale). 1°- I Bivalvi. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A: 96, 333-397, Pisa.
- Spano, C., 1989b. Macrofauna circalitorale del Pliocene inferiore di Capo S. Marco (Sardegna occidentale). Riv. It. Paleont. Strat.: 95, 137-172, Milano.
- Spano, C., 1990. I Molluschi del Langhiano superiore-Serravalliano inferiore del Cagliariitano (Sardegna meridionale). 2°- I Gasteropodi. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.: 27, 25-76, Sassari.
- Spano, C. & Asunis, M.I., 1984. Ricerche biostratigrafiche nel settore di Castelsardo (Sardegna settentrionale). Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.: 23, 45-74, Sassari.
- Spano, C. & Furina, B., 1988. Osservazioni paleoecologiche sulle paleocomunità del Tortonianiano di Capo San Marco (Sardegna centro-occidentale). Atti Quarto Simposio di Ecol. e Paleoecol. delle Comunità Bentoniche – Museo Reg. Sci. Nat. Torino, 275-296.
- Spano, C. & Meloni, D., 1992. Macrofauna and paleoenvironment of the Langhian-Serravallian deposits from the Cagliari Area (South Sardinia, Italy). In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (Eds.), Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza. IGCP Project No. 276, Newsletter, 5, 199-214, Siena.
- Spano, F. A., 1982. Il settore occidentale dell'Arcuentu e la fossa di Funtanazza. Rilevamento geologico e stratigrafia. Tesi di Laurea inedita. Ist. di Geol. Pal. e Geografia Fis. dell'Università degli Studi di Cagliari.
- Stover, L.E., 1975. Observations on some Australian Eocene dinoflagellates. Geosci. Man, 11:35-45.
- Stover, L. E., Brinkhuis, H., Damassa, S. P., de Verteuil, L., Helby, R. J., Monteil, E., Partridge, A. D., Powell, A. J., Riding, J. B., Smelror, M. & Williams, G. L., 1996. Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes. In: J. Jansonius and D.C. McGregor (Editors), Palynology: principles and applications, Vol. 2. AASP Foundation, Salt Lake City, pp. 641-750.
- Stover, L. E. & Evitt, W. R. 1978. Analyses of pre-Pleistocene organic-walled dinoflagellates. Stanford University Publications, Geological Sciences 15: 1-300.
- Stover, L. E. & Williams, G. L., 1987. Analyses of Mesozoic and Cenozoic organic-walled dinoflagellates, American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series, 18:1-300.

- Tansi, C., Muto, F., Critelli, S. & Iovine, G., 2007. Neogene-Quaternary strike-slip tectonics in the central Calabrian Arc (Southern Italy). *Journal of Geodynamics*, 43(3), 393-414.
- Taylor, F. J. R. (Editor), 1987. *Botanical Monographs*, 21: The Biology of Dinoflagellates. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 785 pp.
- Taylor, F. J. R., Norris, G., Sarjeant, W. A. S., Wharton, D. I. & Williams, G. L., 1993. A classification of fossil and living dinoflagellates. *Micropaleontology Press Special Paper* 7: 1–351.
- Theodoridis, S., 1984. Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the Helicoliths and Discoasters. *Utrecht Micropaleontological Bulletins* 32:1–271.
- Thomas, B. & Gennesseaux, M., 1986. A two stage rifting in the basin of the Corsica-Sardinia strait. *Marine Geology*: 72, 225-239, Amsterdam.
- Toricelli, S. & Biffi, U., 2001. Palynostratigraphy of the Numidian Flysch of Northern Tunisia (Oligocene-Early Miocene). *Palynology* 25 (2001): 29-55. ISSN 0191-6122
- Toricelli, S., Knezaurek, G. & Biffi, U. 2006. Sequence biostratigraphy and paleoenvironmental reconstruction in the Early Eocene Figols Group of the Tremp-Graus Basin (south-central Pyrenees, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 232:1–35.
- Tortorici, L., 1982. Analisi delle deformazioni fragili dei sedimenti postorogeni della Calabria settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 100, 291-308.
- Thomson, J., Jarvis, I., Green, R. H., Green, D. A. & Clayton, T., 1998. Mobility and immobility of redox-sensitive elements in deep-sea turbidites during shallow burial. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62: 643-656.
- Traverse, A., 2007. Production, dispersal, sedimentation and taphonomy of spores/pollen in relation to the interpretation of palynofloras, *Paleopalynology (Second Edition)*, Topics in Geobiology vol. 28, Springer Netherlands, pp. 497–542.
- Tyson, R. V., 1993. Palynofacies analysis. In: D.G. Jenkins (de.) *Applied Micropaleontology*: 153-191. Kluwer academic publishers. Netherland.
- Tyson, R. V., 1995. *Sedimentary organic matter* (Eds. Chapman and Hall), London, 615 pp.
- Uchida, T., 2001. The role of cell contact in the life cycle of some dinoflagellates. *J. Plankton Res.*, 23(8): 889-891.

- Vai, G. B., 1992. Il segmento Calabro-Peloritano dell'orogene ercinico. Disaggregazione palinspastica. *Boll. Soc. Geol. It.*, 111, 109-129.
- van Dijk, J. P., Bello, M., Brancaleoni, G. P., Cantarella, G., Costa, V., Frixia, A., Golfetto, F., Merlini, S., Riva, M., Torricelli, S., Toscano, C. & Zerilli A., 2000. A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy). *Tectonophys.* 324, 267–320.
- van Dijk, J. P. & Okkes, M., 1991. Neogene tectonostratigraphics and kinematics of Calabria arc basin: implications for the geodynamics of the central Mediterranean. *Tectonophysics*, 196, 23-60.
- van Dijk, J. P. & Scheepers, P. J. J., 1995. Neotectonics rotations in the Calabrian Arc; implications for a Pliocene-Recent geodynamic scenario for the Central Mediterranean. *Earth-Sci. Rev.*, 39, 207-246.
- van Mourik, C. A. & Brinkhuis, H., 2000. Data report: Organic Walled Dinoflagellate Cyst Biostratigraphy of the Latest Middle to Late Eocene at Hole 1053A (Subtropical Atlantic Ocean). Ocean Drilling Program, Proceedings, Scientific Results, Leg 171B.
- van Mourik, C. A., Brinkhuis, H., Williams, G. L., 2001. Middle to late Eocene organic walled dinoflagellate cysts from ODP Leg 171B, offshore Florida. In: Kroon, D., Norris, R.D., Klaus, A. (Eds.), *Western North Atlantic Palaeogene and Cretaceous Palaeoceanography*. Special Publication - Geological Society of London 183, 225–251.
- Versteegh, G. J. M., 1994. Recognition of cyclic and non-cyclic environmental changes in the Mediterranean Pliocene; a palynological approach. *Mar. Micropaleontol.*, 23: 147-171.
- Versteegh, G. J. M. & Zevenboom, D., 1995. New genera and species of dinoflagellate cysts from the Mediterranean Neogene, in *Review of Palaeobotany and Palynology*, Volume 85, Issues 3-4, April 1995, pp. 213-229.
- Versteegh, G. J. M. & Zonneveld, K. A. F., 1994. Determination of (palaeo-) ecological preferences of dinoflagellates by applying detrended and canonical correspondence analysis to Late Pliocene dinoflagellate cyst assemblages of the south Italian Singa section. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 84: 181-199.
- Vink, A., Baumann, K.-H., Böckel, B., Esper, O., Kinkel, H., Volbers, A., Willems, H. & Zonneveld, K. A. F., in press. Coccolithophorid and dinoflagellate synecology in the South and Equatorial Atlantic; improving the paleoecological significance of phytoplanktonic microfossils. In: G. Wefer, S. Mulitza and V. Ratmeyer (Editors), *The Late Quaternary South Atlantic: reconstruction of particle fluxes and current systems*. Springer, Berlin.

- Vink, A., Zonneveld, K. A. F. & Willems, H., 2000a. Distributions of calcareous dinoflagellates in surface sediments of the western equatorial Atlantic, and their potential use in palaeoceanography. *Mar. Micropaleontol.*, 38: 149-180.
- Vink, A., Zonneveld, K. A. F. & Willems, H., 2000b. Organic-walled dinoflagellate cysts in western equatorial atlantic surface sediments: distributions and their relation to environment. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 112: 247-286.
- Viviani, R., 1981. *Il veterinario nel controllo delle biotossine acquatiche*. Ed. Grasso, Bologna.
- Volkman, J. K., 2003. Sterols in microorganisms, *Applied Microbiology and Biotechnology* 60, 495–506.
- Volkman, J. K., Barrett, S. M., Blackburn, S. I., Mansour, M. P., Sikes, E. L. & Gelin, F., 1998. Microalgal biomarkers: a review of recent research developments. *Organic Geochemistry* 29, 1163–1179.
- Wall, D., 1967. Fossil microplankton in deep-sea cores from the Caribbean Sea. *Palaeontology* 10: 95–123, pls 14–16.
- Wall, D. & Dale, B., 1967. The resting cysts of modern marine dinoflagellates and their paleontological significance. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 2: 349-354.
- Wall D., Dale, B., Lohmann, G.P. & Smith, W.K., 1977. The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. *Mar. Micropaleont.* 2:121-200.
- Wall, D., Guillard, R. R. L. & Dale, B., 1967. Marine dinoflagellate cultures from resting spores. *Phycologia*, 6(2/3): 83-86.
- Weltje, G. J., 1992. Oligocene to Early Miocene sedimentation and tectonics in the southern part of the Calabrian–Peloritani Arc (Aspromonte, southern Italy): a record of mixed-mode piggy-back basin evolution, *Basin Res.* 4. 37–68.
- Wetzel, O., 1933b. Die in organischer Substanz erhaltenen Mikrofossilien des baltischen Kreide-Feuersteins mit einem sediment-petrographischen und stratigraphischen Anhang. *Palaeontographica*, Abteilung A 78: 1–110, pls 1–7.
- White, H. H. 1842. On fossil *Xanthidia*. *Microscopical Journal*, London 11: 35–40, pl. 4.

- Williams, D. B., 1971. The distribution of marine dinoflagellates in relation to physical and chemical conditions. In: B.M. Funnell and W.R. Riedel (Editors), *The Micropalaeontology of Oceans*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 91-95.
- Williams, G. L., 1977. Dinoflagellate cysts, their classification, biostratigraphy and palaeoecology. In: Ramsay, A.T.S. (Ed.), *Oceanic Micropalaeontology*. Academic Press, London, pp. 1231–1325.
- Williams, G. L., 1978, *Dinoflagellates, Acritarchs and Tasmanitids*: in Haq, B. U., and Boersma, Anne (eds.), *Introduction to Marine Micropaleontology*: New York, Elsevier.
- Williams, G. L., Brinkhuis, H., Bujak, J. P., Damassa, S., Hochuli, P. A., de Verteuil, L. & Zevenboom, D., 1998. Cenozoic dinoflagellate cyst events, in HARDENBOL, J., et.al., *Mezozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins*. S.E.P.M. (Soc. Sed. Geol.), special publication, 60, pp. 3-13 + charts (appeared early 1999).
- Williams, G. L., Brinkhuis, H., Fensome, R. A., Pearce, M. A. & Weegink, J. W., 2004. Southern Ocean and global dinoflagellate cysts compared. Index events for the Late Cretaceous-Neogene, In: Exon, N.F., Kennett, J.P., Malone, M.J., (Eds.). *Proc. ODP, Scient. Res.* 189.
- Williams, G. L. & Bujak, J. P., 1977. Distribution patterns of some North Atlantic Cenozoic dinoflagellate cysts. *Marine Micropaleontology* 2:223–233.
- Young, J. R., 1999. Neogene, in: P.R. Bown (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*, Kluwer Akad. Publishers, Dordrecht, pp. 225–265.
- Zevenboom, D., 1995. *Dinoflagellate cysts from the Mediterranean Late Oligocene and Miocene*. Thesis, Universiteit Utrecht, Utrecht, Netherlands (221 pp).
- Zhao, Y. Y. & Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1992. Late Pleistocene-Holocene dinoflagellate cysts from South China Sea. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 9(3): 291-302.
- Ziegler, P. A., 1988. Evolution of the Arctic-North Atlantic and Western Tethys: American Association of Petroleum Geologists Memoir 43, 198 p.
- Zonneveld, C. A. F., 1989. Distribution of modern dinoflagellate cysts in the Angolan Basin. *Int. Rep. Lab. Palaeobot. Palynol.*, Utrecht, p. 23.
- Zonneveld, K. A. F., 1997. Dinoflagellate cyst distribution in surface sediments of the Arabian Sea (Northwestern Indian Ocean) in relation to temperature and salinity gradients in the upper water column. *Deep-Sea Res. II*, 44(6-7): 1411-1443.

- Zonneveld, K. A. F. & Brummer, G. A., 2000. Ecological significance, transport and preservation of organic walled dinoflagellate cysts in the Somali Basin, NW Arabian Sea. *Deep-Sea Res. II*, 47(9/11): 2229-2256.
- Zonneveld, K. A. F., Brune, A. & Willems, H., 2000. Spatial distribution of calcareous dinoflagellates in surface sediments of the South Atlantic Ocean between 13°N and 36°S. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 111: 197-223.
- Zonneveld, K. A. F., Versteegh G. J. M. & de Lange, G. J., 1997. Preservation of organic-walled dinoflagellate cysts in different oxygen regimes: a 10,000 year natural experiment, *Mar. Micropal.* 29, pp. 393–405.
- Zonneveld, K. A. F., Versteegh, G. J. M. & Kodrans-Nsiah, M., 2008. Preservation and organic chemistry of Late Cenozoic organic-walled dinoflagellate cysts: a review. *Marine Micropaleontology* 68, 179–197.