

**DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA**

*Università degli Studi di Firenze*



**ELENA MENICETTI**

**“La crisi di salinità del Messiniano: ricostruzione paleoambientale e paleoclimatica attraverso l’analisi palinologica di depositi dell’Italia centrale”**

**settore scientifico disciplinare: GEO-01**

**Tutore:** Dott. Adele Bertini

**Co-Tutore:** Prof. Elsa Gliozzi

**Coordinatore:** Prof. Federico Sani

**XXII CICLO**

**Firenze, 31 Dicembre 2010**

## INDICE

ABSTRACT .....	5
RIASSUNTO.....	7
INTRODUZIONE .....	10
<b>CAPITOLO 1: IL MESSINIANO: EVOLUZIONE PALEOAMBIENTALE E PALEOCLIMATICA .....</b>	<b>13</b>
1.1 Introduzione.....	13
1.2 Inquadramento stratigrafico del piano Messiniano.....	14
1.3 Un nuovo scenario per la Crisi di Salinità Messiniana.....	15
1.4 Paleogeografia, paleoambiente, paleoclima .....	17
1.4.1 Pre-evaporitico .....	17
1.4.2 Sin-evaporitico - fase 1 .....	18
1.4.3 Post-evaporitico - fasi 2.1-2.2 .....	19
<b>CAPITOLO 2: PALINOLOGIA: PREPARAZIONE E ANALISI DEI CAMPIONI .....</b>	<b>21</b>
2.1 Introduzione.....	21
2.2 La preparazione dei campioni palinologici.....	22
2.2.1 Trattamento chimico-fisico.....	22
2.2.2 Montaggio dei vetrini .....	24
2.3 Osservazioni microscopiche .....	24
2.4 Elaborazione dei diagrammi palinologici .....	24
<b>CAPITOLO 3: IL <i>RECORD</i> PALINOLOGICO DELLA SEZIONE DEL TRAVE (MONTE CONERO, ANCONA): CARATTERIZZAZIONE PALEOAMBIENTALE E PALEOCLIMATICA DELLA FACIES PRE-EVAPORITICA DEL MESSINIANO NELL'AREA ADRIATICA .....</b>	<b>27</b>
3.1 Introduzione.....	27
3.2 Inquadramento geologico e stratigrafico .....	28
3.3 Inquadramento biostratigrafico e ciclostratigrafico dell'intervallo pre-evaporitico.....	31
3.4 Palinologia.....	33
3.4.1 Descrizione floristica .....	33
3.4.2 Ricostruzione paleoambientale e paleoclimatica.....	36
3.5 Discussione .....	39

<b>CAPITOLO 4: CONTRIBUTO PALINOLOGICO ALLA CARATTERIZZAZIONE PALEOAMBIENTALE E PALEOCLIMATICA DELL'ULTIMA FASE DEL MESSINIANO PRE-EVAPORITICO E DEL PASSAGGIO AL SIN-EVAPORITICO: LA SEZIONE DI LEGNAGNONE (APPENNINO SETTENTRIONALE) .....</b>	<b>43</b>
4.1 Introduzione.....	43
4.2 Inquadramento geologico e stratigrafico .....	44
4.3 Inquadramento biostratigrafico e magnetostratigrafico .....	46
4.4 Palinologia.....	46
4.4.1 Descrizione floristica .....	46
4.4.2 Ricostruzione paleoambientale e paleoclimatica .....	48
4.4.3 Dinocisti e palinofacies .....	52
4.5 Discussione .....	52
<b>CAPITOLO 5: STUDIO PALINOLOGICO DELLA SEZIONE DI CAVA MIGLIARINO (VAL DI FINE): LE EVAPORITI PRIMARIE DEL MESSINIANO IN TOSCANA.....</b>	<b>56</b>
5.1 Introduzione.....	56
5.2 Inquadramento geologico stratigrafico .....	58
5.3 Descrizione della sezione.....	58
5.4 Inquadramento biostratigrafico.....	60
5.5 Palinologia.....	61
5.5.1 Descrizione floristica .....	61
5.5.2 Ricostruzione vegetazionale e climatica .....	62
5.6 Discussione .....	66
<b>CAPITOLO 6: CONTRIBUTO PALINOLOGICO ALLO STUDIO DELLA SUCCESSIONE MESSINIANA DEL BACINO DI VOLTERRA (TOSCANA, ITALIA) .</b>	<b>69</b>
6.1 Introduzione.....	69
6.2 Inquadramento geologico stratigrafico .....	70
6.3 Descrizione delle sezioni oggetto di studio .....	71
6.3.1 La successione di Cava Faltona.....	71
6.3.2 Il sondaggio PG4128.....	72
6.3.3 Il sondaggio S1113.....	72
6.4 Inquadramento biostratigrafico.....	75
6.4.1 La successione di Cava Faltona.....	75
6.4.2 Il sondaggio PG4128.....	75
6.4.3 Il sondaggio S1113.....	76

<b>6.5 Palinologia.....</b>	<b>76</b>
<b>6.5.1 Descrizione floristica .....</b>	<b>77</b>
<b>6.5.1.1 La successione di Cava Faltona.....</b>	<b>77</b>
<b>6.5.1.2 Il sondaggio PG4128.....</b>	<b>80</b>
<b>6.5.1.3 Il sondaggio S1113.....</b>	<b>83</b>
<b>6.5.2 Ricostruzione paleoambientale e paleoclimatica .....</b>	<b>87</b>
<b>6.5.2.1 La successione di Cava Faltona.....</b>	<b>87</b>
<b>6.5.2.2. Il sondaggio PG4128.....</b>	<b>88</b>
<b>6.5.2.3 Il sondaggio S1113.....</b>	<b>91</b>
<b>6.6 Discussione .....</b>	<b>94</b>
<b>CAPITOLO 7: SINTESI DEI RISULTATI .....</b>	<b>98</b>
<b>7.1 Introduzione.....</b>	<b>98</b>
<b>7.2 Pre-evaporitico .....</b>	<b>98</b>
<b>7.2.1 Paleoambiente e paleoclima.....</b>	<b>98</b>
<b>7.2.2 Correlazioni .....</b>	<b>100</b>
<b>7.3 Sin-evaporitico .....</b>	<b>101</b>
<b>7.3.1 Paleoambiente e paleoclima.....</b>	<b>101</b>
<b>7.3.2 Correlazioni .....</b>	<b>102</b>
<b>7.4 Post-evaporitico .....</b>	<b>102</b>
<b>7.4.1 Paleoambiente e paleoclima.....</b>	<b>102</b>
<b>7.4.2 Correlazioni .....</b>	<b>103</b>
<b>7.5 Conclusioni.....</b>	<b>104</b>
<b>BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>105</b>
<b>LISTA FLORISTICA .....</b>	<b>117</b>
<b>PERCENTUALI DEI GRUPPI VEGETAZIONALI: SEZIONE TRAVE .....</b>	<b>120</b>
<b>PERCENTUALI DEI GRUPPI VEGETAZIONALI: SEZIONE LEGNAGNONE .....</b>	<b>122</b>
<b>PERCENTUALI DEI GRUPPI VEGETAZIONALI: SEZIONE CAVA MIGLIARINO .....</b>	<b>123</b>
<b>PERCENTUALI DEI GRUPPI VEGETAZIONALI: SEZIONE CAVA FALTONA.....</b>	<b>124</b>
<b>PERCENTUALI DEI GRUPPI VEGETAZIONALI: SEZIONE PG4128 .....</b>	<b>125</b>
<b>PERCENTUALI DEI GRUPPI VEGETAZIONALI: SEZIONE S1113.....</b>	<b>126</b>
<b>TAVOLA FOTOGRAFICA: POLLINE .....</b>	<b>128</b>
<b>TAVOLA FOTOGRAFICA: DINOCISTI .....</b>	<b>132</b>
<b>RINGRAZIAMENTI .....</b>	<b>135</b>

## ABSTRACT

During the Messinian strong environmental changes caused the deposition of a huge amount of evaporites in both deep and marginal basins of the Mediterranean sea. These deposits have fascinated geologists since long. During the seventies various models have been proposed to explain their formation, all involving a catastrophic scenario of a desiccating Mediterranean, with fluctuations between hyperaline and hypoaline, conditions under an arid climate.

A renewed interest arose during the nineties when new and complex hypotheses were proposed. According to these, tectonic events associated with eustasy and climate changes were responsible for a reduction of water exchanges with the Atlantic, ultimately causing a hydrographic deficit. One of the tools that can help to explore possible mechanisms of the Messinian Salinity Crisis (MSC) is palynology. That is a strong way for the characterisation of terrestrial environments and for the climatic reconstructions. Many successions have been measured and sampled in central Italy, in both the Adriatic and the Tyrrhenian side of the Apennines: Trave, Legnagnone, Cava Migliarino in the Fine Basin, in the Volterra Basin Cava Faltona and the cores PG4128 and S1113. Such sites provide new and detailed palynological data for the pre- syn- and post-evaporitic phases.

The pre-evaporitic succession, at Trave, is dated 7.6-6.7 Ma, a time interval previously little investigated. The palynological associations suggest the dominance of arboreal vegetation, warm-humid climate and a shallowing of sea level, as the MSC is approached. No significant climate changes has been detected on palynological ground. The sapropel-marls alternation which characterizes the succession was investigated, allowing to observe an increase of Pinaceae in marls and a decrease in sapropels. This recurring pattern was interpreted on taphonomic grounds, hypothesizing a connection between deposition and environmental changes. The Legnagnone succession (6.15-5.9 Ma) allowed an additional exploration of pre-evaporitic conditions. Here arboreal vegetation was abundant, suggesting predominant warm-humid climates. Three cooling events were detected based on pollens, fitting with known global events at 6.12 Ma, 6.08 Ma and 6.0 Ma. The lack of biostratigraphic markers in the Tuscany pre-evaporitic successions (a portion of Cava Faltona and of PG4128) precluded the possibility of a detailed chronological attribution. Previous studies from the Southern Mediterranean suggest arid climates, but new evidences interestingly suggest that a climatic gradient was instead present in the Mediterranean at least since the upper Tortonian.

The Legnagnone section spans the transition between pre-evaporitic and syn-evaporitic deposits and no major vegetation and climatic variations could be detected at the MSC onset. The eleven gypsum levels at Cava Migliarino correspond to an equal number of precessional cycles. Patterns of pollen distributions suggest some abundance of herbaceous vegetation, while not excluding a persistent and relevant degree of humidity. Two cooling events were recognized, possibly corresponding to isotopic stages TG 20 and TG 22, although available chronologic data suggest a discrepancy of about one

cycle. A climatic gradient is present between the successions of the Vena del Gesso on the Adriatic side and Cava Migliarino on the Tyrrhenian side of the Apennines, although not affecting the coeval deposition of evaporites, thereby testifying that climate does not drive the onset of MSC.

In the post-evaporitic deposits of the Volterra Basin (Cava Faltona, PG4128 and S1113), where salt bodies were caught in the boreholes, palynological record testifies well developed open vegetation but also broad-leaved forest. This environment suggests intermediate climatic conditions between Southern Italy and the Adriatic side of central Italy, where respectively dominant xeric and humid climates were recorded by previous studies. The dinocyst associations contributed significantly along with ostracods to the biostratigraphic attribution of the S1113 core to the Lago-Mare event. In the upper part of the succession the sudden appearance of open marine taxa testifies to the Messinian/Zanclean boundary. The question whether saline strata at PG4128 and S1113 are coeval or not remains open. So does the issue of the chronostratigraphic correlations between saline deposits in Tuscany, Calabria and Sicily.

Data collected and processed in this thesis by the study of many sections located in selected areas of central Italy, allowed the characterisation of terrestrial environment. The palynological characterisation of terrestrial environments before, during and after the MSC allowed to recognize climatic gradients since the upper Tortonian. No major climatic changes has been observed at the onset of MCS, ruling out climate as a primary factor in evaporite deposition. Thanks to the analysis of dinocysts, the sedimentary successions under study could be framed in a chronostratigraphic scheme and aquatic environment better defined. Finally, new palynological data collected for this important time span will form the basis for future quantitative studies of temperature and precipitation, an indispensable premise for a regional synthesis on the Messinian climate.

## RIASSUNTO

Nel corso del Messiniano drastici cambiamenti ambientali hanno causato la deposizione di enormi spessori di evaporiti, nei bacini profondi e marginali del Mediterraneo. Gli ambienti acquatici sono stati interessati da profondi cambiamenti con oscillazioni da condizioni iperaline e ipoaline. La Crisi di Salinità Messiniana ha affascinato numerosi ricercatori, che hanno affrontato lo studio di questo intervallo di tempo attraverso studi di carattere sedimentologico, stratigrafico e strutturale oltre che paleoambientale e paleoclimatico. Le prime teorie elaborate nel corso degli anni '70, dettero vita ai primi modelli che proponevano scenari catastrofici con un Mediterraneo interamente o parzialmente disseccato, in cui il clima giocava un ruolo fondamentale.

Un rinnovato interesse intorno a questa problematica, a partire dagli anni '90, ha portato ad elaborare nuovi modelli molto complessi. L'idea del disseccamento è stata ormai quasi completamente abbandonata e l'importanza del fattore climatico ridimensionata; il deficit idrico è ritenuto essere legato prevalentemente a fenomeni tettonici che hanno causato il restringimento (e forse in alcuni momenti la chiusura) delle connessioni con l'Atlantico. In questo complesso quadro, in cui fenomeni tettonici eustatici e climatici si intrecciano, il nostro studio contribuisce a proporre ricostruzioni paleoambientali e paleoclimatiche attraverso l'utilizzo dello strumento palinologico.

Le sezioni studiate sono ubicate sia sul versante adriatico (Trave e Legnagnone), che su quello tirrenico (Cava Faltona, PG4128, Cava Migliarino, S1113) dell'Italia centrale e coprono nel complesso l'intero Messiniano con le sue tre fasi principali (pre-evaporitico, sin-evaporitico e post-evaporitico).

La sezione del Trave, di età compresa fra 7.6 e 6.7 Ma, intercetta la fase pre-evaporitica. Le analisi effettuate nel corso di questo studio forniscono un *record* palinologico per un intervallo di tempo ancora poco conosciuto da questo punto di vista. I dati prodotti suggeriscono una vegetazione arborea dominante ed un clima prevalentemente caldo-umido. Un chiaro *trend* regressivo è stato individuato sia sulla base delle associazioni polliniche che delle flore acquatiche, in buon accordo con l'approssimarsi dell'inizio della CSM. Non sono invece evidenti cambiamenti climatici tali da giustificare l'innescarsi di questo evento. La presenza di sapropel nella successione ha consentito di approfondire la problematica ambientale legata alla deposizione di questi sedimenti. È risultata molto significativa la possibilità di discriminare le alternanze litologiche sulla base delle associazioni polliniche; abbiamo infatti osservato una buona corrispondenza fra l'incremento delle Pinacee e la deposizione delle marne, mentre la diminuzione di queste essenze è registrata nei sapropel; questo fenomeno è dovuto probabilmente a processi tafonomici legati a cambiamenti ambientali. Una corrispondenza fra le alternanze litologiche ed il *record* pollinico, legata ad oscillazioni nelle percentuali delle Pinacee era già stata osservata anche nella successione pre-evaporitica di Capodarso, in Sicilia.

L'intervallo pre-evaporitico è registrato anche nella successione di Legnagnone, di età compresa fra 6.15 e 5.9 Ma. Anche in questo caso abbiamo osservato un ambiente prevalentemente forestato ed un clima caldo-umido. Sono stati inoltre osservati nel *record* pollinico di questa successione alcuni fenomeni di raffreddamento che trovano buona corrispondenza con eventi riconosciuti a scala globale e datati a 6.12 Ma, 6.08 Ma e 6.0 Ma.

La mancanza di *marker* biostratigrafici nelle successioni toscane, attribuite al pre-evaporitico (parte di Cava Faltona e di PG4128), rende al momento impossibile una precisa collocazione temporale. Anche in queste successioni possiamo individuare una dominanza della vegetazione arborea e supporre un clima prevalentemente caldo-umido. Sulla base degli studi precedenti effettuati in aree del Mediterraneo meridionale, si riteneva che l'intero bacino fosse caratterizzato da un clima arido. I dati prodotti mettono in evidenza un gradiente climatico presente almeno fin dalla base del Tortoniano superiore.

Nella successione di Legnagnone è registrato il passaggio dal pre-evaporitico al sin-evaporitico. La caratterizzazione ambientale e climatica ha consentito di mettere in evidenza come durante questo intervallo non si registrino sostanziali variazioni vegetazionali e climatiche, in corrispondenza dell'inizio della CSM.

A Cava Migliarino sono presenti 11 banchi di gesso che individuano altrettanti cicli precessionali. I diagrammi palinologici testimoniano una vegetazione erbacea piuttosto estesa, tuttavia le associazioni polliniche non escludono il persistere di un buon grado di umidità. Sono state individuate due fasi di raffreddamento che potrebbero essere correlate agli stadi isotopici TG 20 e 22; tuttavia l'inquadramento cronologico della successione suggerisce uno sfasamento di almeno un ciclo. Risulta evidente la presenza di un gradiente climatico fra le successioni evaporitiche della Vena del Gesso e di Cava Migliarino che suggerisce per il lato tirrenico condizioni meno umide rispetto al lato adriatico. Tuttavia queste differenze climatiche non influiscono sulla deposizione delle evaporitici ritenuta coeva, a testimoniare ancora una volta come il clima non abbia un ruolo determinante nella CSM.

La successione di Cava Faltona e le carote PG4128 e S1113, nel Bacino di Volterra, sono costituite (in parte) da sedimenti di età post-evaporitica. La peculiarità di questo bacino è la presenza di depositi salini, intercettati e prelevati nei carotaggi. Il *record* palinologico registra la dominanza di una vegetazione aperta e la presenza di una estesa foresta di latifoglie. Questi elementi suggeriscono un clima con caratteristiche intermedie fra quello di tipo xerico delle successioni coeve dell'Italia meridionale e quello di tipo umido del versante adriatico dell'Italia centrale. Lo studio delle flore acquatiche ha contribuito alla collocazione biostratigrafica della successione, in particolare per S1113, infatti fin dalla base di questa sezione sono state osservate dinocisti ad affinità paratetidea, che consentono di attribuire l'intera sezione alla facies di Lago-Mare. Nella parte superiore della successione il limite Messiniano/Zancleano è testimoniato dal repentino arrivo di forme di mare

franco. Rimane aperto il dibattito sulla possibilità che parte dei livelli di sale intercettati in PG4128 e S1113 siano coevi e, sulla possibile correlazione con i depositi salini della Sicilia e della Calabria.

I dati raccolti ed elaborati nell'ambito di questa tesi, attraverso lo studio di numerose sezioni selezionate in diverse aree dell'Italia centrale, contribuiscono alla caratterizzazione paleoambientale e paleoclimatica del Messiniano. È stato possibile individuare la presenza di gradienti climatici nel Mediterraneo a partire dal Tortoniano superiore, ma non sono stati registrati cambiamenti climatici tali da influire sull'inizio della CSM. Lo studio delle dinocisti ha contribuito alla ricostruzione di un quadro cronostratigrafico per le sezioni studiate oltre a fornire (insieme agli altri *proxy*) importanti elementi per la caratterizzazione degli ambienti acquatici. Inoltre i dati raccolti saranno utilizzati per quantificazioni di parametri climatici, come temperatura e precipitazioni, indispensabili per una sintesi climatica regionale del Messiniano.

## INTRODUZIONE

La comprensione dei profondi cambiamenti ecologico-ambientali legati alla Crisi di Salinità Messiniana (CSM) anima da molti anni il dibattito scientifico ed affascina molti ricercatori. Negli ultimi 40 anni, fin dalla scoperta di enormi depositi evaporitici sul fondo del Mediterraneo, molte teorie sono state elaborate e migliaia di lavori pubblicati, facendo del Messiniano uno degli intervalli di tempo più studiati (Ryan, 2009 *cum biblio*). La complessità dei fenomeni implicati, in questa peculiare fase della storia geologica del Mediterraneo, è dovuta all'interazione di diversi fattori fra cui tettonica eustatismo e clima, tutti potenzialmente determinanti per l'innescamento e lo sviluppo di questo evento.

Nell'ultimo decennio sono stati fatti grandi passi avanti, principalmente per quanto riguarda la ricostruzione di un dettagliato quadro cronostratigrafico che definisce una precisa cronologia dei principali eventi, grazie soprattutto all'introduzione delle calibrazioni astronomiche.

Molte questioni rimangono tuttavia ancora irrisolte. La paleogeografia dei bacini è ancora molto incerta e l'evoluzione paleoclimatica e soprattutto quella paleoambientale sono ancora oggetto di accesi dibattiti. Sono inoltre ancora poco conosciute la struttura chimico fisica della colonna d'acqua e il possibile ruolo ecologico dei microrganismi marini. Inoltre l'impossibilità di conoscenza diretta dei sedimenti evaporitici dei bacini profondi del Mediterraneo, rimane uno dei nodi principali.

Gli studi svolti nel corso di questo dottorato hanno avuto come scopo quello di contribuire, attraverso lo strumento palinologico, alla ricostruzione dei principali cambiamenti paleoambientali e paleoclimatici che hanno interessato il Bacino del Mediterraneo nel corso del Messiniano.

Le diverse successioni esaminate (Fig. 1) sono state selezionate in modo da integrare e completare la documentazione palinologica in intervalli chiave (Messiniano pre-evaporitico, evaporitico e post-evaporitico) e in aree geografiche ancora scarsamente studiate. Un ulteriore elemento discriminante nella scelta dei luoghi d'indagine è stata la possibilità di integrare i nostri dati con studi paralleli di altri *proxy* (biostratigrafia, magnetostratigrafia, sedimentologia).

Nell'area adriatica sono state studiate due successioni riferibili all'intervallo pre-evaporitico e sin-evaporitico. L'analisi della sezione del Trave (Monte Conero, Ancona) ha permesso di approfondire le problematiche legate alle fasi che precedono l'inizio della CSM e di valutare l'evoluzione degli ambienti e del clima. La presenza di depositi sapropelitici nella successione, inoltre, ha consentito di approfondire la problematica relativa alla deposizione di questi sedimenti. Nella sezione di Legnagnone (Val Marecchia) è documentato il passaggio dalla fase pre-evaporitica a quella sin-evaporitica. La presenza di questo importante passaggio stratigrafico ha permesso di approfondire i meccanismi di innescamento della CSM e le cause/conseguenze ambientali e climatiche.

Lo studio dell'area tirrenica è stato sviluppato attraverso l'analisi di successioni che individuano le tre fasi classiche del Messiniano, pre-evaporitico, sin-evaporitico e post-evaporitico. La sezione di

Cava Migliarino (Val di Fine) individua la fase sin-evaporitica e per la prima volta ne consente una documentazione palinologica nell'area toscana. Nel Bacino di Volterra sono state studiate successioni sia in affioramento che prelevate da sondaggi. A Cava Faltona sono state individuate tre sezioni, la cui collocazione stratigrafica è complicata dalla mancanza di *marker*; due di queste costituite da argille riferibili al pre-evaporitico, l'altra, in cui sono presenti banchi di gesso alternati ad argille, viene ritenuta costituita da evaporiti secondarie. I sondaggi S1113 e PG4128 intercettano i depositi salini del Bacino di Volterra ed una porzione di sedimenti sottostanti ad essi. Le indagini palinologiche hanno contribuito a definirne l'estensione temporale, riferibile in gran parte all'intervallo post-evaporitico e la successione degli eventi paleoambientali.

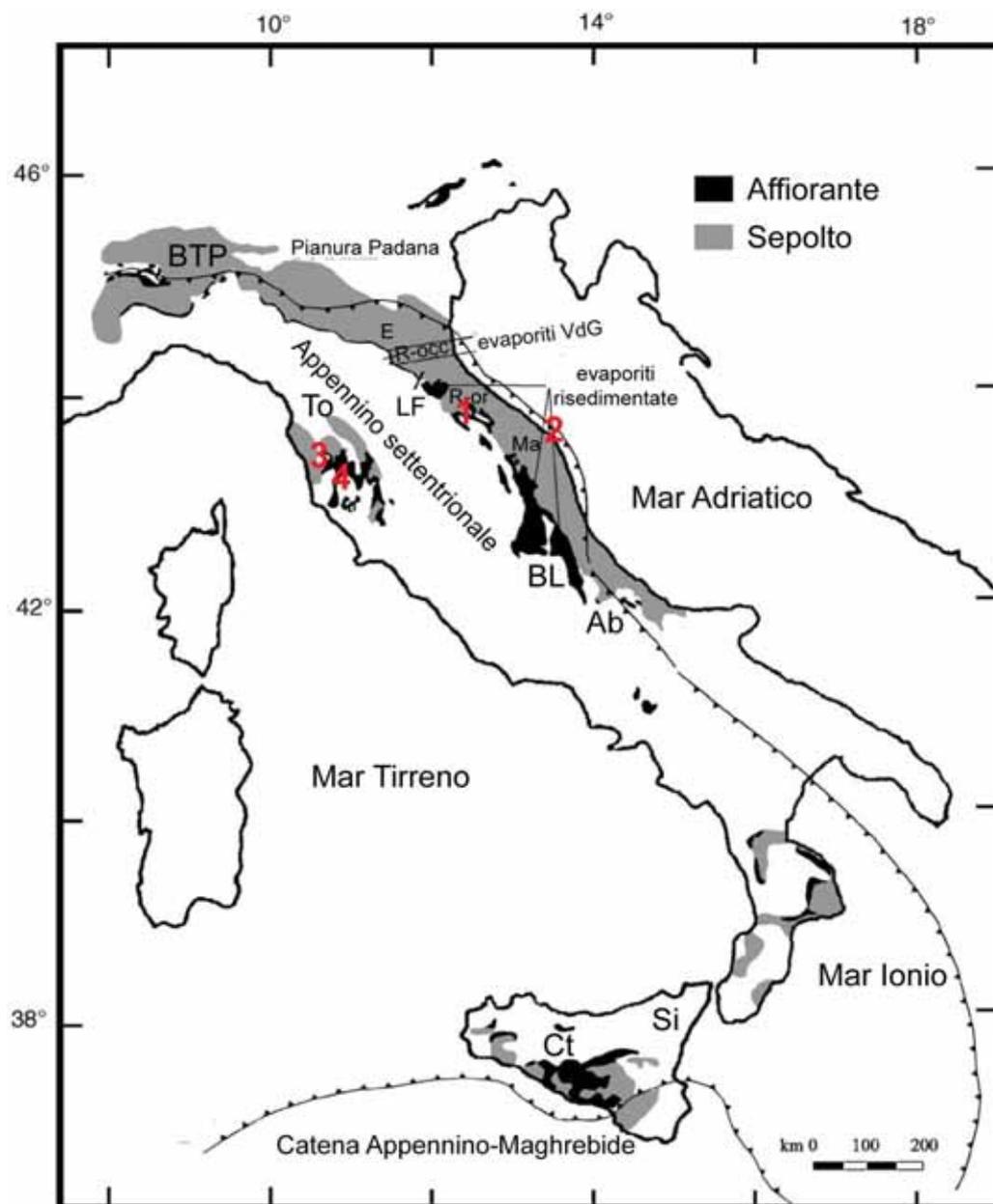


Fig. 1. La distribuzione dei sedimenti messiniani in Italia (modificata da Selli, 1973; Roveri et al., 2001; Bertini 2006) e ubicazione delle sezioni studiate. BTP = Bacino Triassico Piemontese; E = Emilia; R-occ = Romagna occidentale; R-or = Romagna orientale; LF = Linea di Forlì; To = Toscana; Ma = Marche; BL = Bacino della Laga; Ab = Abruzzo; Si = Sicilia; Ct = Bacino di Caltanissetta.  
 1 = sezione di Legnagnone; 2 = sezione del Trave; 3 = Val di Fine (sezione di Cava Migliarino); 4 = Bacino di Volterra (sezioni S1113, PG4128, Cava Faltona).

Le analisi palinologiche realizzate nell'ambito di questo dottorato hanno consentito di produrre un'importante quantità di dati che risultano indispensabili per le sintesi paleoclimatiche dell'intervallo messiniano a scala mediterranea. Gli studi svolti afferiscono al progetto Prin 2006 sul Messiniano "Origine, cronologia e distribuzione dei depositi salini nei bacini del Mediterraneo centrale (Sicilia, Calabria e Toscana): implicazioni a grande scala per la crisi di salinità messiniana", nell'ambito del quale si sono sviluppate numerose collaborazioni con ricercatori di diverse università italiane (Modena, Parma e Roma Tre), e con la società Eni E&P.

# CAPITOLO 1: IL MESSINIANO: EVOLUZIONE PALEOAMBIENTALE E PALEOCLIMATICA

## 1.1 Introduzione

All'inizio degli anni '70 nel corso delle crociere oceanografiche della *Glomar Challenger* furono intercettati giganteschi corpi evaporitici sul fondo del Mediterraneo (Fig. 2). Ne scaturì un intenso dibattito scientifico che portò alla formulazione di diverse teorie sugli scenari che avevano portato alla formazione di questi sedimenti (e.g. Hsü et al., 1973; Hsü e Cita, 1973; Nesteroff, 1973; Selli, 1973). Uno dei principali punti di contrasto riguardava la possibilità o meno di un completo disseccamento dei bacini profondi del Mediterraneo.

Attualmente, nonostante i numerosi nuovi studi e la formulazione di diverse teorie (e.g. Butler et al., 1995, 1999; Clauzon et al., 1996; Riding et al., 1998; Krijgsman et al., 1999a; Rouchy e Caruso, 2006; Roveri et al., 2008a), rimangono aperte alcune controversie rispetto a due punti principali:

1. comprensione delle correlazioni fra bacini profondi e bacini marginali (sincronia-diacronia della deposizione dei sedimenti evaporitici) (Butler et al., 1995; Clauzon et al., 1996, 2005; Krijgsman et al., 1999a; Roveri et al., 2008a) dovuta in gran parte alla mancanza di conoscenza diretta dei depositi evaporitici della piane abissali del Mediterraneo;

2. significato paleoambientale dell'evento di Lago-Mare nella parte superiore del Messiniano (e.g. Orszag-Sperber, 2006) dovuto alla scarsa conoscenza sulle connessioni del Mediterraneo con i bacini della Paratetide e con l'oceano Atlantico (e.g. Hsü e Giovanelli, 1979; Orszag-Sperber, 2006; Popescu et al., 2007, 2009; Carnevale et al., 2008; Roveri et al., 2008a, b).

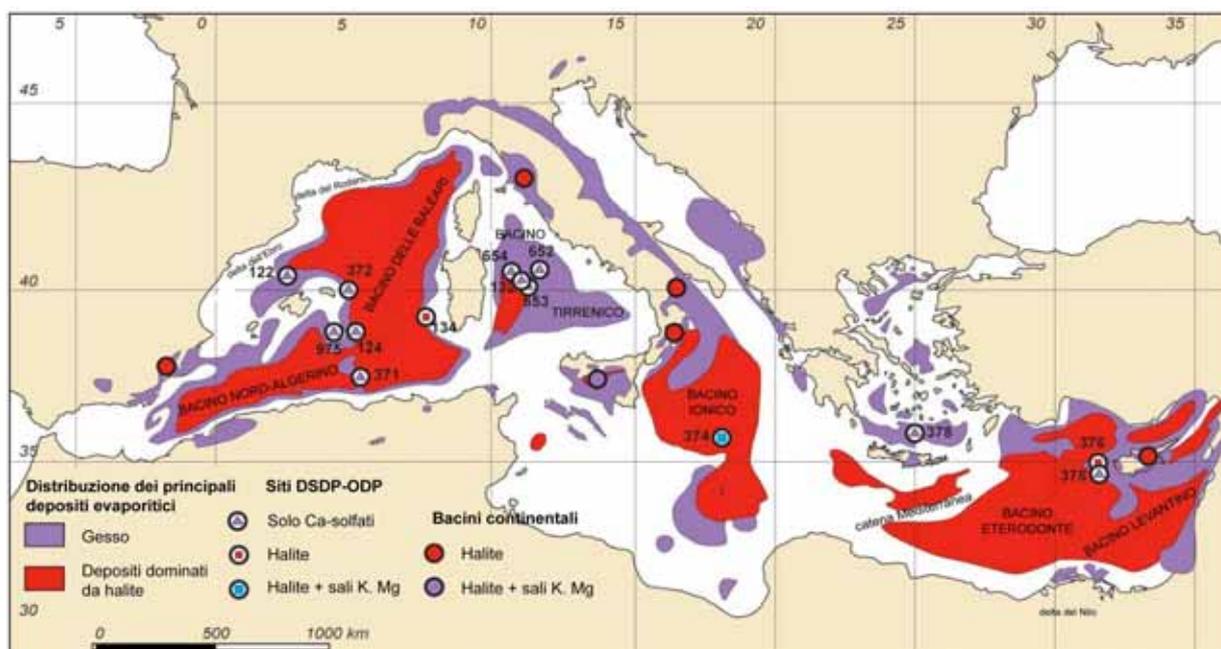


Fig. 2. I depositi evaporitici messiniani nel Bacino del Mediterraneo e collocazione dei siti DSDP-ODP che hanno intercettato sedimenti evaporitici (modificato da Rouchy e Caruso, 2006; Hilgen et al., 2007).

## 1.2 Inquadramento stratigrafico del piano Messiniano

La mancanza di un dettagliato quadro cronostratigrafico degli eventi che hanno scandito l'inizio e lo sviluppo della Crisi di Salinità Messiniana (CSM) è stato a lungo uno dei principali problemi per la stratigrafia del Messiniano. L'assenza di eventi paleomagnetici distintivi (Gautier et al., 1994) e di microfossili marini diagnostici ha di fatto impedito l'utilizzo di metodi stratigrafici classici.

Gli studi ciclostratigrafici hanno dato un contributo fondamentale sia alla definizione del limite del piano Messiniano sia alla scansione cronologica degli eventi che si sono verificati all'interno del piano stesso (e.g. Hilgen et al., 2007; Hilgen, 2010). Il limite Tortoniano/Messiniano è stato posto, su proposta di Hilgen et al. (1998) alla base del livello rosso del ciclo sedimentario numero 15 (subchron C3Br1r) (Fig. 3) nella sezione di Oued Akrech, in Marocco e datato grazie alla ciclostratigrafia a 7.251 Ma (Hilgen et al., 2000a, b). Su base biostratigrafica questo limite approssima la FRO (*First Regular Occurrence*) di *Globorotalia miotumida* group (Sierro et al., 1993; Hilgen et al., 1995, 2000a, b) e la FO (*First Occurrence*) di *Amaurolithus delicatus* (Hilgen et al., 2000a, b).

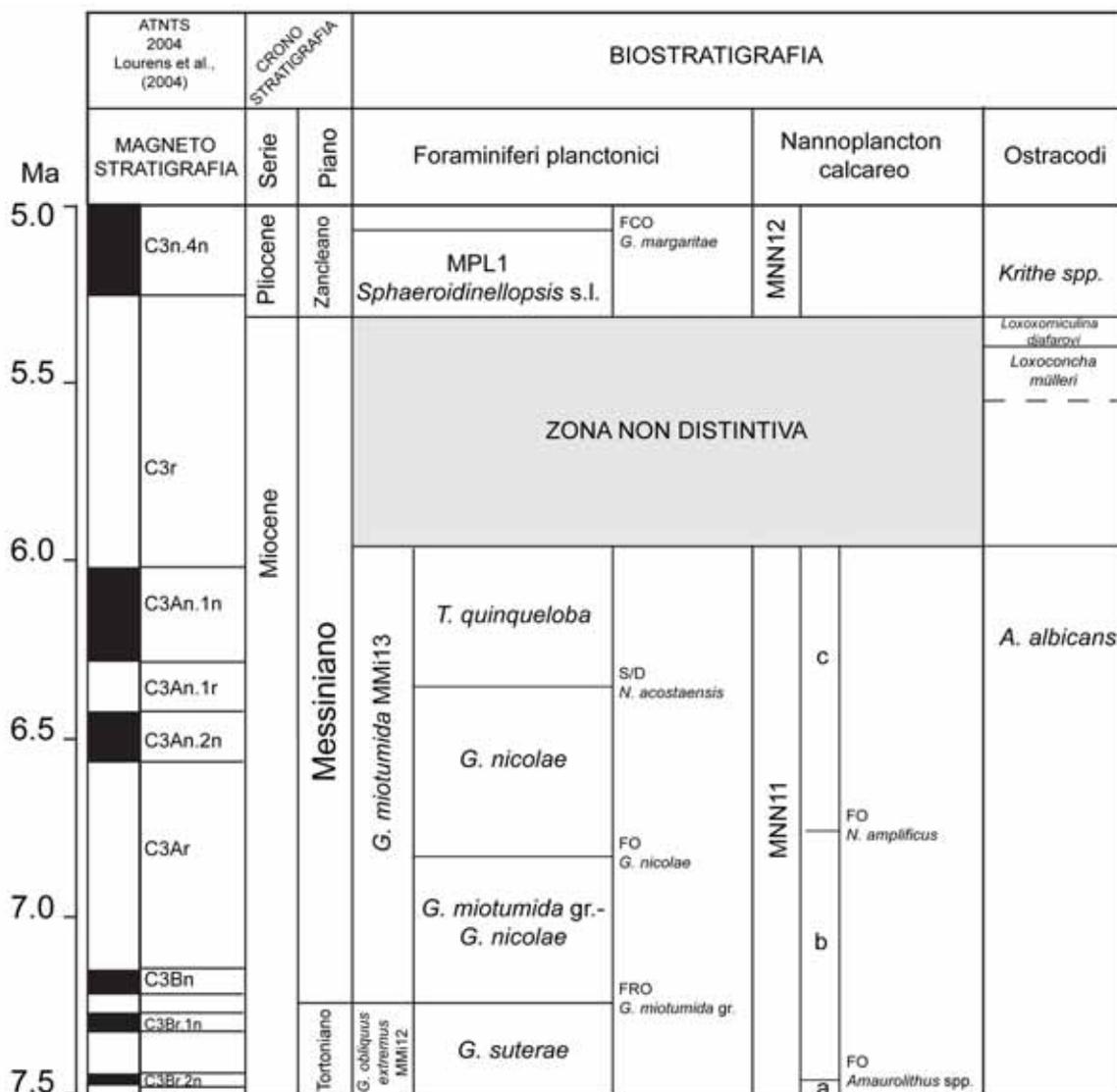


Fig. 3. Schema biostratigrafico del piano Messiniano (modificato da Iaccarino et al., 2007; Gliozzi et al., 2010).

L'inizio della Crisi di Salinità Messiniana (CSM) è stato datato su base ciclostratigrafica a 5.96 Ma (Gautier et al., 1994; Krijgsman et al., 1999a), ma il quadro cronologico degli eventi che si sono succeduti è molto incerto, principalmente a causa dell'assenza di microfossili distintivi; infatti le condizioni fortemente stressate del Bacino Mediterraneo rendono molto difficile la vita di organismi come foraminiferi e nannoplancton, normalmente utilizzati per considerazioni biostratigrafiche. Questo intervallo viene definito "zona non distintiva" (Iaccarino e Salvatorini, 1982) per l'impossibilità di effettuare una biozonazione basata sui microfossili generalmente più utilizzati. Recentemente grazie ad approfonditi studi effettuati sugli ostracodi, è stato possibile proporre una biozonazione che interessa la parte superiore di questo intervallo (Gliozzi et al., 2010), che contribuisce a ricostruire in modo dettagliato gli eventi di questa fase. Tuttavia l'unica indicazione temporale rimane quella ottenuta della cinerite individuata nella successione di Maccarone (Marche) e datata a 5.5 Ma (Odin et al., 1997).

La base dello Zancleano è stata invece definita alla base del primo ciclo carbonatico dei Trubi nella sezione di Eraclea Minoa (Sicilia) datata sempre grazie alla ciclostratigrafia a 5.33 Ma (Van Couvering et al., 1998, 2000). Questo limite corrisponde al ristabilirsi nel Mediterraneo di condizioni marine franche. Dal punto di vista biostratigrafico, il limite approssima la LO (*Last Occurrence*) di *Triquetrorhabdulus rugosus*, calibrata a 5.23 Ma sia nel Mediterraneo (Di Stefano et al., 1996; Castradori, 1998) sia nell'oceano Atlantico equatoriale (Backman e Raffi, 1997) e per quanto riguarda i nannofossili calcarei, la base del paracme di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* nella parte media del ciclo 6 dei Trubi (Di Stefano et al., 1996); recentemente è stata osservata la FO di *Reticulofenestra zancleana* in corrispondenza del primo ciclo precessionale pliocenico (Di Stefano e Sturiale, 2010)

### **1.3 Un nuovo scenario per la Crisi di Salinità Messiniana**

In seguito al rinnovato interesse verso le problematiche della CSM, in coincidenza con lo sviluppo dell'approccio ciclostratigrafico, nel corso degli anni '90, sono stati elaborati una serie di scenari (Butler et al., 1995, 1999; Clauzon et al., 1996; Riding et al., 1998; Krijgsman et al., 1999a) che differiscono principalmente per la sincronia versus diacronia della deposizione delle evaporiti nei bacini profondi ed in quelli marginali. Un primo tentativo di convergenza fra le diverse ipotesi è stato proposto da Rouchy e Caruso (2006).

Durante il congresso della Commissione Scientifica per l'Esplorazione del Mediterraneo (*Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la mer Méditerranée*, CIESM), tenutosi ad Almeria nel 2007, Roveri et al. (2008a) hanno proposto un nuovo scenario, che rivisita anche i modelli di Clauzon et al. (1996) e Krijgsman et al. (1999a) e che ha riscosso un sostanziale consenso da parte della comunità scientifica impegnata nello studio di questo intervallo di tempo. La nuova proposta prevede fra 5.96 Ma e 5.6 Ma la deposizione del *Primary Lower Gypsum* (PLG) in

bacini situati a profondità non superiori a 200 m (riconosciuti oggi in aree della Sicilia, dell'Appennino e in Spagna, nel Bacino di Sorbas). Contemporaneamente, nei bacini profondi, vedi sezione di Fananello, situata nella Romagna orientale (Manzi et al., 2007), si deponevano le peliti eusiniche, lo stesso tipo di sedimenti che caratterizzavano anche l'intervallo pre-evaporitico. Proprio per la mancanza di una differenziazione litologica l'inizio della CSM non può essere discriminato nei bacini profondi del Mediterraneo con l'utilizzo degli spettri delle onde sismiche.

A partire da 5.6 Ma si hanno evidenze di esposizione subaerea dei sedimenti PLG a testimonianza di un abbassamento del livello del mare. L'inizio della fase di erosione nelle aree marginali del Mediterraneo, nota come *Messinian Erosional Surface* (MES), è registrata dall'attivazione di sistemi di torbiditi e da diversi tipi di depositi subacquei gravitativi (Roveri et al., 2001, 2008a; Lofi et al., 2005; Manzi et al., 2005). Nei bacini marginali sono state inoltre osservate superfici di erosione legati a iatus della sedimentazione. La MES è stata associata ad una discordanza angolare riconosciuta in molte aree del Mediterraneo e correlabile ad una fase di deformazione molto intensa che ha determinato l'emersione dell'Appennino (Roveri et al., 2001, 2003, 2004; Manzi et al., 2005, 2007). Questo stesso episodio avrebbe provocato anche la formazione di profondi canyon, vedi Rodano e Nilo (Chumakov, 1973; Clauzon, 1973). I prodotti dell'erosione che si depositano nei bacini profondi costituirebbero i *Resedimented Lower Gypsum* (RLG). Questi depositi in passato erano stati ritenuti coevi ai PLG e insieme a questi denominati Evaporiti inferiori (Selli, 1960; Decima e Wezel, 1971). Nello stesso intervallo di tempo i bacini profondi sarebbero stati interessati dalla deposizione di sali di sodio e potassio. Questa ipotesi trova conferma nel fatto che questi sedimenti evaporitici sono sempre stati osservati associati a depositi clastici. In accordo con i modelli quantitativi sui tempi di disseccamento e di riempimento del Mediterraneo (Meijer e Krijgsman, 2005), Roveri et al. (2008a) suggeriscono tempi molto rapidi di deposizione del sale stimati in circa 50 Ka.

Nella fase terminale del Messiniano sono state definite due unità deposizionali p-ev1 e 2 (e.g. Roveri et al., 1998, 2001) a partire dalle osservazioni realizzate nell'Appennino settentrionale. La p-ev1 è caratterizzata da una alternanza tra argille e gessi; questi ultimi differiscono dai PLG perché depositi in acque più basse (Manzi et al., 2007; Lugli et al., 2008); inoltre gli isotopi della stronzio (Sr) testimoniano input di acque dolci, dato confermato anche dallo studio delle faune fossili rinvenute nei depositi argillosi (Flecker e Ellam, 2006). Come per i PLG la ciclicità di questi depositi è legata alla precessione. Lo spessore di questa unità è molto variabile e oscilla fra poche decine di metri in Sicilia fino ad 1 km nei depocentri dell'avanfossa appenninica.

L'unità p-ev2 è caratterizzata da un arrivo di acqua dolce ancora più marcato associato a segnali di incremento della portata dei fiumi e delle precipitazioni. Flore e faune ad affinità paratetidea caratterizzano l'episodio conosciuto come Lago-Mare (e.g. Bertini, 2006; Orszag-Sperber, 2006; Gliozzi et al., 2007; Londeix et al., 2007).

Sulla base degli studi effettuati nell'area dell'avanfossa appenninica sono stati riconosciuti, all'interno dei depositi del p-ev2, fra i 4 e i 5 cicli (Roveri et al., 1998, 2001, 2004; Roveri e Manzi, 2006). Questi ultimi, legati ad eventi di piene fluviali sono stati correlati ai cicli precessionali, consentendo di tracciare un limite inferiore per questa unità, proposto intorno a 5.42 Ma. Questa unità mostra già un *trend* trasgressivo che precede il ristabilirsi delle condizioni marine franche che caratterizzano il passaggio al Pliocene.

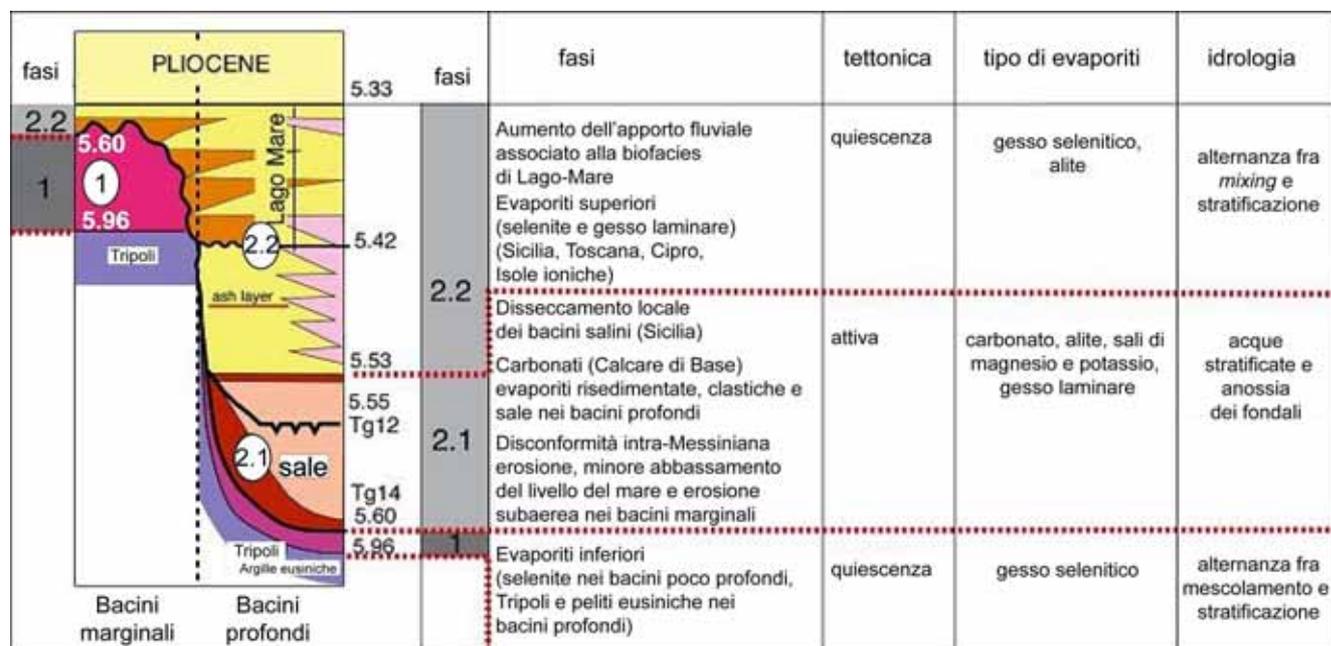


Fig. 4. Schema dello scenario della CSM proposto da Roveri et al. (2008a), modificato.

## 1.4 Paleogeografia, paleoambiente, paleoclima

Sulla base dello scenario descritto è possibile delineare i principali cambiamenti ambientali che si sono verificati nel corso del Messiniano e che hanno scandito le diverse fasi della Crisi di Salinità (Fig. 4).

### 1.4.1 Pre-evaporitico

Durante il Serravalliano e il Tortoniano inferiore il Mediterraneo era connesso all'oceano Atlantico attraverso i corridoi Betico e Rifeano che permettevano lo scambio di acque profonde (Geel et al., 1992; Sierro et al., 1996, Krijgsman et al., 1999b; Sierro et al., 2008). Un'intensa fase tettonica causò un primo sollevamento nell'area di Gibilterra nel corso del Tortoniano che ridusse fortemente il corridoio Betico (Soria et al., 1999; Betzler et al., 2006). Successivamente in prossimità del limite Tortoniano-Messiniano (7.251 Ma), un ulteriore restringimento interessò entrambi i corridoi (Sierro et al., 1996, 2008; Krijgsman et al., 1999b). La completa chiusura del corridoio Betico avvenne intorno a 6.3 Ma (Martín et al., 2001; Sierro et al., 2008) mentre quella del corridoio Rifeano non avvenne prima di 6 Ma (Krijgsman et al., 1999b).

La diminuzione degli scambi con l'Atlantico ebbe conseguenze ambientali soprattutto sulle acque profonde mediterranee (Kouwenhoven e van der Zwaan, 2006). A partire da 7.16 Ma, infatti, è stata osservata, in diverse sezioni del Mediterraneo, la scomparsa dei foraminiferi bentonici (e.g. Kouwenhoven et al., 2003, 2006). A partire da 6.7 Ma un incremento della salinità nelle acque superficiali è testimoniato da associazioni a foraminiferi oligotipiche e da sporadici nannofossili. In questo periodo molte aree del Mediterraneo, dalla Spagna a Creta, furono interessate dalla deposizione di sapropel (Krijgsman et al., 1999a; Negri et al., 1999; Sierro et al., 1999; Negri e Villa, 2000; Filippelli et al., 2003; Kouwenhoven et al., 2003, 2006). La circolazione delle acque profonde era già interrotta mentre quella delle acque superficiali risultava ancora attiva come suggerito dalla persistenza di microfossili planctonici. C'è un generale accordo nell'individuare fenomeni di anossia o dissossia dei fondali come fattori responsabili della formazione dei sapropel (e.g. Emeis et al., 1996; Cramp e O'Sullivan, 1999). Una stretta relazione fra deposizione dei sapropel e cicli astronomici (massimi dell'insolazione e minimi di precessione - fasi umide) è stata proposta da numerosi autori, (e.g. Rossignol-Strick 1985; Hilgen, 1991; Hilgen et al., 1995; Schenau, 1999; Capozzi e Negri, 2009). Tali condizioni contribuirebbero, secondo alcuni autori (e.g., Olausson, 1961; Cita et al., 1977; Vergnaud-Grazzini et al., 1977; Thunell e Williams, 1989; Aksu et al., 1995), al manifestarsi di fenomeni di stagnazione che innescherebbero la deposizione dei sapropel. Altri autori, invece individuano nell'aumento delle produttività primaria nella zona fotica (Calvert, 1983; Pedersen e Calvert, 1990) la causa scatenante. Una combinazione dei due fattori, produttività e stagnazione, potrebbe essere una spiegazione alternativa (e.g. Rohling e Gieskes, 1989; Rohling, 1994; Emeis et al., 2000a, b; Warning e Brumsack, 2000).

#### **1.4.2 Sin-evaporitico - fase 1**

La maggior parte degli autori individua nella tettonica la causa scatenante della CSM (e.g. Duggen et al., 2003; Sierro et al. 2008) ed esclude che fenomeni glacio-eustatici possano averla innescata (van der Lann et al., 2006). Tuttavia gli studi palinologici delle flore acquatiche (dinocisti) effettuati nell'area del corridoio Rifeano (Salé, Marocco, Warny et al., 2003), che hanno messo in evidenza fluttuazioni del taxon *Operculodinium israelianum* prima e dopo gli stadi isotopici TG20 e 22, suggeriscono oscillazioni del livello del mare avvenute fino a 5.6 Ma; a rafforzare quest'idea contribuisce anche l'osservazione negli stessi sedimenti di oscillazioni di *Pinus*, che indicherebbero ripetute transizioni fra condizioni distali e prossimali (Warny et al., 2003).

A 5.96 Ma l'innalzamento del livello del mare, successivo allo stadio isotopico TG32, è legato all'influenza dei cicli dell'eccentricità di 400 ka che si sovraimpongono al *trend* di isolamento tettonico del bacino (Krijgsman et al., 2004; van der Lann, 2005; Hilgen et al., 2007). Una connessione con l'oceano Atlantico era comunque necessaria per giustificare la deposizione delle evaporiti, (Blanc, 2000; 2006) sebbene non sia ancora certa la sua precisa posizione. Durante questa

fase si registra la deposizione ciclica di banchi di gesso alternati a livelli pelitici. In particolare sono stati riconosciuti 17 cicli nel Bacino di Sorbas e 16 in Appennino settentrionale (e.g. Krijgsman et al., 1999c; 2001) per una durata complessiva di 350-370 ka. La deposizione dei gessi, così come quella dei sapropel, risulta correlata alle oscillazioni precessionali. I gessi corrispondono a periodi di massima precessione e minima insolazione caratterizzati quindi da un clima più secco e fresco, mentre le peliti intercalate si sarebbero deposte durante i minimi di precessione e massimi di insolazione che identificano fasi più calde e umide (Krijgsman et al., 2001; Lugli et al., 2007). I diversi banchi di gesso osservati nelle varie sezioni studiate, sono stati recentemente correlati sulla base delle loro caratteristiche di facies e di spessore (Lugli et al., 2005; 2006; 2008; 2010).

Durante la fase 1 non sono state osservate importanti variazioni nella copertura vegetale. Le associazioni descritte per l'Italia settentrionale, caratterizzate da estese paludi arborate (*swamp*), foreste di latifoglie decidue e sempreverdi e molte conifere (Bertini, 2006; Bertini e Martinetto, 2008, 2010), sono affini a quelle delle attuali foreste situate sui rilievi della Cina centrale dove si registrano condizioni climatiche caldo temperato e umide. La descrizione della flora e della vegetazione ha consentito inoltre di individuare la presenza del bioma "*broad-leaved evergreen/warm temperate mixed forest*" (Bertini e Martinetto, 2008). In Italia meridionale, invece, persiste una vegetazione xerica caratterizzata da una vegetazione erbacea dominante (Suc e Bessais, 1990; Suc et al., 1995a, 1995b; Bertini et al., 1998; Bertini e Martinetto, 2008; 2010). Fin dalle prime indagini palinologiche, effettuate da Suc e Bessais (1990), nei sedimenti messiniani della Sicilia venne esclusa la componente climatica come causa scatenante della crisi di salinità. Infatti i *record* pollinici raccolti in sezioni pre-, sin- e post-evaporitiche non registrano cambiamenti climatici tali da giustificare il "disseccamento" del Mediterraneo (Suc e Bessais, 1990; Bertini et al., 1998; Fauquette et al., 2006).

#### **1.4.3 Post-evaporitico - fasi 2.1-2.2**

La fase 2.1 è ritenuta corrispondere al massimo evento di evaporazione del Mediterraneo in coincidenza con l'estremo restringimento delle connessioni oceaniche durante la quale si verificano fenomeni di erosione e la deposizione dei sali di sodio e potassio nei bacini profondi. Accurate calibrazioni (van der Laan et al., 2006; Hilgen et al., 2007) hanno mostrato una corrispondenza temporale con gli eventi associati agli stadi isotopici TG 12 e TG 14 che potrebbero aver contribuito a ridurre il volume di acque scambiate con l'Atlantico (Roveri et al., 2008c); tuttavia, come già ricordato, non sono mai stati osservati cambiamenti climatici locali.

Nelle evaporiti superiori è stata osservata una marcata ciclicità (in particolare sono stati riconosciuti 9-10 cicli) che ha permesso di definire l'inizio della loro deposizione a 5.53 Ma (Roveri et al., 1998; 2004; 2006; 2008a; 2008c). Il *tuning* astronomico ha inoltre suggerito la possibile correlazione con

l'inizio del *trend* di deglaciazione posteriore al picco glaciale dello stadio isotopico TG 12 (van der Laan et al., 2006; Roveri et al., 2008c).

A partire da 5.42 Ma si registrano forti cambiamenti ambientali, in particolare marcate oscillazioni di salinità, che determinano l'instaurarsi di ambienti da salmastri a dolci come testimoniato dalla presenza ostracodi e dinocisti ad affinità paratetidea (Orszag-Sperber, 2006; Bertini, 2006; Gliozzi et al., 2007; Popescu et al., 2007). Tuttavia residui corpi con acque a salinità normale sembrano suggeriti dal ritrovamento di pesci stenoalini (Carnevale et al., 2006; 2008).

Il *record* palinologico testimonia eventi significativi sia nel *record* acquatico che terrestre; tra i principali eventi floristici, come descritti nella successione di Maccarone, a partire da ca. 5.5 Ma (Bertini, 2006), si ricordano:

(a) la fase di espansione di *Lygeum* tra ca 5.5 e 5.4 Ma, correlata con l'aumento degli elementi sub-desertici ad Eraclea Minoa, ca. 25 m sotto l'ultimo banco di gessi delle Evaporiti Superiori.

(b) la successiva drastica riduzione di *Lygeum* prima dell'arrivo dell'associazione di Lago-Mare (ca. 5.46 Ma).

(c) l'acme di *Pediastrum* ed arrivo e sviluppo di dinocisti ad affinità paratetidea (e.g. *Galeacysta etrusca*).

(d) la sostituzione delle associazioni a dinocisti di Lago-Mare con quelle tipiche di ambiente marino (e.g. *Impagidinium patulum*), in coincidenza con la trasgressione pliocenica.

La presenza di un gradiente climatico latitudinale nel Mediterraneo almeno dal Messiniano inferiore, è stata inoltre verificata grazie al confronto tra le sezioni siciliane e quelle localizzate nell'Appennino settentrionale (Suc e Bessais, 1990; Suc et al., 1995c; Bertini, 2006). La complessità dei rapporti climatico-ambientali fra le diverse aree evidenzia quindi la necessità di ampliare gli studi a carattere paleovegetazionale e paleoclimatico in modo da coprire temporalmente e geograficamente l'intera area mediterranea.

## CAPITOLO 2: PALINOLOGIA: PREPARAZIONE E ANALISI DEI CAMPIONI

### 2.1 Introduzione

Attraverso l'analisi palinologica è possibile studiare i microfossili di dimensioni comprese in media fra 10 e 100 $\mu$ m, fra i quali granuli pollinici, spore, cisti di dinoflagellati, tecamebe e altre alghe. Per le ricostruzioni paleoclimatiche viene rivolto maggiore interesse al polline di Angiosperme e Gimnosperme prodotto generalmente in grande quantità e facilmente preservato nei sedimenti. Ciò consente, attraverso la valutazione delle esigenze ecologiche, di dare indicazioni dettagliate sull'ambiente in cui la pianta madre viveva.

La conservazione nel tempo dei granuli pollinici è garantita da una parete molto resistente chiamata sporoderma e composta da due strati, uno più interno, l'intina e uno più esterno, l'esina; quest'ultima è costituita da sporopollenina, una sostanza organica tra le più resistenti in natura composta da polimeri ossidativi di carotenoidi e/o esteri di carotenoidi. L'esina non viene deteriorata dall'azione di acidi e basi forti né dalle alte temperature e proprio queste caratteristiche consentono un trattamento chimico-fisico che permette di separare il polline dal sedimento in cui viene conservato. I granuli pollinici sono riconoscibili grazie alle caratteristiche morfologiche dell'esina; la loro classificazione segue quella usata in botanica sistematica. Nelle analisi microscopiche dei reperti fossili si arriva generalmente a determinare il genere di appartenenza delle piante arboree, più raramente la specie. Nel caso delle piante erbacee ci si limita spesso ad indicare la famiglia di appartenenza, più raramente il genere. Per ottenere una corretta ricostruzione della vegetazione è necessario considerare i processi responsabili della deposizione finale di un'associazione palinologica. Solo una piccola parte dei granuli pollinici e delle spore prodotti vengono effettivamente utilizzati per la riproduzione della pianta, la maggior parte di essi viene dispersa nell'ambiente.

La quantità di polline prodotto è funzione del tipo di impollinazione utilizzato dalla pianta madre: si ha maggiore produzione in caso di impollinazione anemofila (es. Pinaceae), produzione più scarsa in caso di impollinazione zoofila. La grande produzione sarà rispecchiata da una maggiore rappresentazione del polline di queste piante nei sedimenti e quindi nel *record* palinologico che dovrà essere criticamente valutato ed interpretato. I granuli osservati nei sedimenti possono essere stati prodotti in loco o aver subito un trasporto grazie ad agenti atmosferici, animali o corsi d'acqua. La stessa morfologia del granulo pollinico è importante per la valutazione del trasporto che questo può aver subito, la forma e la dimensione del polline, ma anche la disposizione della pianta madre all'interno della vegetazione, saranno elementi fondamentali per l'interpretazione dell'associazione analizzata. I granuli dispersi dal vento verranno ritrovati anche a grande distanza dalla zona di produzione. Luoghi particolarmente adatti alla fossilizzazione del polline sono quelli con scarsa

ossigenazione, infatti è proprio l'ossidazione una delle principali cause di degradazione dell'esina. I sedimenti torbosi o argilloso-siltosi sono in genere favorevoli alla conservazione dei palinomorfi. Valutando tutti i diversi fattori sopra sintetizzati che influenzano l'associazione palinologica finale è possibile ricostruire la storia floristico-vegetazionale e quindi climatica di un'area.

## **2.2 La preparazione dei campioni palinologici**

### **2.2.1 Trattamento chimico-fisico**

I campioni della sezione di Legnagnone (capitolo 4) sono stati trattati presso il Laboratorio di Palinologia di ENI E&P di S. Donato Milanese (MI) secondo la metodologia standard in uso presso tale laboratorio, nell'ambito della collaborazione della società con il gruppo di ricerca del progetto PRIN 2006 sul Messiniano. I campioni delle altre sezioni sono invece stati trattati presso il Laboratorio di Palinologia del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze secondo il procedimento descritto di seguito.

#### Preparazione del campione

- Viene verificato che il sedimento da trattare sia asciutto.
- Con l'aiuto di un coltello ben pulito vengono tolte le parti esterne del campione che possono essere state soggette a inquinamento.
- il campione viene triturato. La quantità di sedimento da trattare varia fra 5 e 30 g in base alla stima di una più o meno elevata concentrazione di polline effettuata su base litologica. Eccezionalmente per il trattamento di campioni di sale sono stati sciolti in acqua fra i 700 e i 1000 g di NaCl.
- Nelle provette utilizzate per il trattamento viene aggiunta una pasticca contenente un numero noto di spore di *Lycopodium* (18583 spore per pastiglia) e qualche goccia di acido cloridrico (HCl) al 20% per farla sciogliere. Queste spore serviranno come riferimento per misurare la concentrazione dei granuli pollinici fossili presenti nel campione secondo il metodo detto dei *marker-grains* (e.g. Matthews, 1969).

#### Attacco con acidi

- Al sedimento posto nelle provette viene aggiunta una soluzione di acido cloridrico (HCl) al 20%. L'azione dell'acido consente l'eliminazione dei carbonati presenti. La reazione avviene in genere in 2-3 ore. Successivamente il campione viene centrifugato alla velocità di 2500 giri al minuto per 10 minuti, decantato e sciacquato con acqua filtrata.
- L'attacco successivo è effettuato con acido fluoridrico (HF) al 38-40% che consente l'eliminazione dei silicati. Per questa reazione sono necessari tempi più lunghi compresi fra 24 e 48 ore. Successivamente le provette vengono bilanciate con HCl e centrifugate a 2500 giri al minuto per 10 minuti per poi essere decantate. Infine il campione viene risciacquato due volte con acqua filtrata.

- Per eliminare i fluorosilicati che potrebbero essersi formati viene eseguito un trattamento con HCl a caldo: le provette vengono messe a bagnomaria dopo aver coperto il sedimento con HCl. Per questa reazione occorrono circa 3 ore, tempi più lunghi potrebbero danneggiare le dinocisti eventualmente presenti nel sedimento.

#### Neutralizzazione del campione

- Le provette vengono bilanciate con acqua e centrifugate a 2500 giri al minuto per 10 minuti per poi essere decantate; questo passaggio viene ripetuto per almeno due volte per neutralizzare il forte ambiente acido creato da HCl e HF.
- Il trattamento successivo con esametafosfato di sodio ((NaPO<sub>3</sub>)<sub>6</sub>) a pH 7 consente di schiarire i granuli pollinici e solubilizzare ed eliminare i cationi che potrebbero essersi formati, in particolare quelli di Fe, in maniera da favorire la rottura dei legami che tengono unite le argille e consentendo la dispersione delle particelle. Il composto viene lasciato agire per 15-20 minuti. Successivamente vengono effettuati risciacqui finché l'acqua decantata non risulta chiara.

#### Attacco con basi

- Il trattamento a bagnomaria con idrossido di potassio (KOH) per 10-15 minuti permette di eliminare gli acidi umici e fulvici.
- Il residuo viene poi recuperato attraverso un filtraggio con maglie di 200µm, sciacquato, centrifugato, decantato e fatto asciugare.

#### Separazione con i metalli pesanti

- Viene poi aggiunta una soluzione di cloruro di zinco (ZnCl<sub>2</sub>) a densità 2 in quantità circa equivalente al sedimento rimasto. Questo passaggio consente la separazione delle parti più dense sia minerali che organiche. La centrifuga a 1000 giri al minuto dura 5 minuti e il soprannatante viene decantato in una seconda provetta.
- A questo punto è necessario controllare che nella frazione minerale allontanata non siano presenti palinomorfi, in caso contrario l'operazione dovrà essere ripetuta; vengono quindi preparati vetrini di prova da osservare al microscopio.

#### Ultrasuoni

- Il residuo recuperato viene fatto passare su un filtro a maglie di 10 µm posizionato in un bagno a ultrasuoni così da eliminare i residui minori di 10 µm e disgregare i minerali ancora presenti. Questo passaggio è particolarmente aggressivo e il polline non deve mai rimanere fuori dall'acqua durante il trattamento.

#### Aggiunta di glicerina

- Il materiale recuperato viene centrifugato a 2500 giri al minuto per 10 minuti, l'acqua viene decantata e il residuo rimane ad asciugare qualche ora.
- Al sedimento viene aggiunta glicerina e si effettuano le misure volumetriche del residuo con l'ausilio di una pipetta Gilson.

### **2.2.2 Montaggio dei vetrini**

Ai bordi degli assi maggiori del coprioggetto vengono tracciati sottili linee di istolacca con l'aiuto di un cono per pipetta che vengono lasciate seccare.

Sempre con l'aiuto della pipetta vengono prelevati 50 µl di residuo che viene disposto al centro del vetrino. Una seconda linea di istolacca viene depositata sopra le precedenti, successivamente il coprioggetto viene disposto sul vetrino. Una volta che il residuo si è espanso su tutta la superficie disponibile i lati minori vengono chiusi con un'altra linea di istolacca.

La tecnica usata per il montaggio dei vetrini fa sì che si crei uno spessore tra vetrino e coprioggetto in maniera da consentire una certa mobilità ai granuli pollinici; questo permette una migliore osservazione delle caratteristiche morfologiche ed un più facile riconoscimento dei palinomorfi.

### **2.3 Osservazioni microscopiche**

Il riconoscimento dei palinomorfi è stato effettuato con l'ausilio dei microscopi ottici con obiettivo 100x a immersione in uso presso il Laboratorio di Palinologia del Dipartimento di Scienze della Terra di Firenze. Per il riconoscimento sono stati utilizzati gli atlanti di Maurice Reille "Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord", la collezione della "Review of Palaeobotany and Palynology", la collezione di confronto del laboratorio di palinologia dell'Università di Firenze, le schede fotografiche e tutto il materiale disponibile presso il laboratorio.

Nei campioni analizzati sono stati contati un totale di 92311 granuli pollinici. Sono stati riconosciuti 126 taxa di cui 74 rappresentano piante arboree o arbustive e 52 erbacee (Tab. I). A questi vanno aggiunti gli indeterminati e gli indeterminabili. In alcuni campioni è inoltre stata osservata la presenza di dinocisti.

### **2.4 Elaborazione dei diagrammi palinologici**

I dati raccolti sono stati elaborati in diagrammi palinologici di dettaglio, sintetici e delle concentrazioni con l'ausilio del programma POLLEN® (Bertini et al., 1992). Sono stati inoltre elaborati alcuni diagrammi supplementari (diagramma sintetico senza Pinaceae, Indice di distalità, Indice di rimaneggiamento) nei casi in cui abbiamo ritenuto che questi potessero essere significativi e che avrebbero potuto aiutarci nella comprensione e nell'interpretazione degli eventi osservati.

Nei diagrammi di dettaglio sono riportati tutti i taxa riconosciuti e le loro variazioni quantitative.

I diagrammi sintetici sono stati elaborati associando i taxa in 9 gruppi stabiliti sulla base delle esigenze ecologiche e climatiche dei corrispettivi taxa attuali. I gruppi utilizzati sono quelli individuati da Bertini e Martinetto (2008): taxa di foresta umida subtropicale, taxa di foresta temperata di latifoglie decidue, taxa di foresta di sclerofille, PNA (piante non arboree). Ulteriori gruppi utilizzati sono *Pinus t. haploxyton* + cf *Cathaya*, *Pinus t. diploxyton* + Pinaceae saccate indeterminabili, *Tsuga* + *Cedrus*; *Abies*, *Picea*, *Fagus* e *Betula*; AP (altre piante arboree) già

utilizzati da Bertini (2006) per palinoflore relative allo stesso intervallo di tempo. I taxa appartenenti ai diversi gruppi sono riportati nella Tab. I.

taxa di foresta umida subtropicale	cf. <i>Ginko</i> , t. <i>Taxodium/Glyptostrobus</i> , <i>Sciadopitys</i> , t. <i>Sequoia</i> , <i>Podocarpus</i> , <i>Engelhardia</i> , <i>Distylium</i> , <i>Hamamelis</i> , <i>Arecaceae</i> , <i>Celastraceae</i> , <i>Microtropis fallax</i> , <i>Clethraceae</i> , <i>Caesalpinioideae</i> , <i>Ceratonia</i> , <i>Myrica</i> , <i>Nyssa</i> , <i>Sapotaceae</i> , <i>Rhoiptelea</i> , <i>Rubiaceae</i> p.p., <i>Symplocos</i>
taxa di foresta temperata di latifoglie decidue	<i>Acer</i> , <i>Liquidambar</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Corylus</i> , <i>Ostrya</i> , <i>Castanea</i> , <i>Quercus</i> , <i>Juglandaceae</i> , <i>Carya</i> , <i>Juglans</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Hamamelidaceae</i> , <i>Parrotiopsis</i> , <i>Fraxinus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Ulmaceae</i> , <i>Celtis</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Ulmus-Zelkova</i> , <i>Zelkova</i> , <i>Anacardiaceae</i> , <i>Ilex</i> , <i>Hedera</i> , <i>Buxus</i> , <i>Caprifoliaceae</i> , <i>Sambucus</i> , <i>Rhamnaceae</i> , <i>Rhamnus</i> , <i>Rutaceae</i>
taxa di foresta di sclerofille	<i>Quercus</i> t. <i>ilex-coccifera</i> , <i>Oleaceae</i> , <i>Olea</i> , <i>Pistacia</i> , <i>Nerium</i> , <i>Parthenocissus</i>
<i>Pinus</i> t. <i>haploxyton</i> + cf. <i>Cathaya</i>	<i>Pinus</i> t. <i>haploxyton</i> e cf. <i>Cathaya</i>
<i>Pinus</i> t. <i>diploxyton</i> + <i>Pinaceae</i> saccate indeterminabili	<i>Pinus</i> t. <i>diploxyton</i> e <i>Pinaceae</i> saccate indeterminabili
<i>Tsuga</i> + <i>Cedrus</i>	<i>Tsuga</i> e <i>Cedrus</i>
<i>Abies</i> <i>Picea</i> <i>Fagus</i> e <i>Betula</i>	<i>Abies</i> , <i>Picea</i> , <i>Fagus</i> e <i>Betula</i>
AP (altre piante arboree)	<i>Cupressaceae</i> , <i>Inaperturati</i> , <i>Betulaceae</i> , <i>Alnus</i> , <i>Mercurialis</i> , <i>Platanus</i> , cf. <i>Populus</i> , <i>Salix</i> , <i>Taxus</i> , <i>Ricinus</i> , indeterminati, indeterminabili
PNA (piante non arboree)	<i>Ephedra</i> , <i>Apiaceae</i> , <i>Asteraceae</i> , <i>Asteraceae</i> <i>Asteroideae</i> , <i>Artemisia</i> , <i>Centaurea</i> , <i>Asteraceae</i> <i>Cichorioideae</i> , <i>Borraginaceae</i> , <i>Brassicaceae</i> , <i>Cannabaceae</i> , <i>Caryophyllaceae</i> , <i>Chenopodiaceae</i> , <i>Cistaceae</i> , <i>Cistus</i> , <i>Helianthemum</i> , <i>Convolvulaceae</i> , <i>Cyperaceae</i> , <i>Dipsacaceae</i> , <i>Knautia</i> , <i>Hippöphae</i> , <i>Ericaceae</i> , <i>Euphorbiaceae</i> , <i>Fabaceae</i> , <i>Gentianaceae</i> , <i>Geranianaceae</i> , <i>Erodium</i> , <i>Geranium</i> , <i>Lamiaceae</i> , <i>Asphodelus</i> , <i>Loranthaceae</i> , <i>Moraceae</i> , <i>Plantago</i> , <i>Poaceae</i> , <i>Lygeum</i> , <i>Plumbaginaceae</i> , <i>Limonium</i> , <i>Rumex</i> , <i>Polygonum</i> , <i>Primulaceae</i> , <i>Rosaceae</i> , t. <i>Poterium</i> , <i>Neurada</i> , <i>Urticaceae</i> , <i>Tricolporopollenites sibiricum</i> , <i>Ranunculaceae</i> , <i>Galium</i> , <i>Saxifragaceae</i> , <i>Myriophyllum</i> , <i>Potamogeton</i> , <i>Sparganium</i> , <i>Typha latifolia</i> , <i>Juncaceae</i>

Tab. I. Raggruppamento dei taxa pollinici riconosciuti.

I diagrammi delle concentrazioni sono stati elaborati per il polline suddividendo essenze arboree ed erbacee e, dove presenti, dinocisti, sulla base della formula:

$$\frac{(\text{numero di granuli fossili contati}) * (\text{numero di spore di } Lycopodium \text{ aggiunte})}{\text{---}}$$

$$(\text{numero di spore di } Lycopodium \text{ contate}) * (\text{grammi di sedimento trattati})$$

da cui si ottiene il numero di granuli fossili presenti in un grammo di sedimento (granuli/grammo: gr/g; cisti/grammo: cisti/g).

Sulla base dei dati quantitativi (percentuali) e qualitativi (presenze - assenze) dei singoli taxa e dei diversi gruppi abbiamo potuto effettuare considerazioni sull'evoluzione climatica e ambientale delle aree studiate.

In una delle sezioni studiate, il Trave, dove la sovrarappresentazione delle Pinacee (spesso osservata in ambiente marino, e.g. Heusser, 1988) sembrava mascherare in modo importante le variazioni vegetazionali degli altri taxa abbiamo elaborato dei diagrammi sintetici da cui sono state escluse le Pinacee saccate (*Pinus* t. *diploxylon* e Pinaceae saccate indeterminabili, *Pinus* t. *haploxylon* e cf *Cathaya* e *Cedrus*). Per la stessa sezione è stato elaborato anche l'Indice di distalità sulla base della formula  $DINOCISTI/(DINOCISTI+POLLINE)$ : valori maggiori indicano un ambiente più distale e valori minori indicano un maggiore influsso continentale quindi una maggiore vicinanza alla linea di costa.

In seguito all'osservazione di un elevato numero di palinomorfi rimaneggiati nella sezione di Legnagnone, abbiamo ritenuto utile elaborare un indice (Indice di rimaneggiamento) sulla base del contenuto in *Classopollis*, taxon mesozoico facilmente riconoscibile, sulla base della formula  $Classopollis/PA+PNA+Classopollis$ .

### **CAPITOLO 3: IL *RECORD* PALINOLOGICO DELLA SEZIONE DEL TRAVE (MONTE CONERO, ANCONA): CARATTERIZZAZIONE PALEOAMBIENTALE E PALEOCLIMATICA DELLA FACIES PRE-EVAPORITICA DEL MESSINIANO NELL'AREA ADRIATICA**

#### **3.1 Introduzione**

Il settore centrale dell'Appennino settentrionale dell'area adriatica è stato recentemente oggetto di numerose indagini sedimentologico-stratigrafiche e paleontologiche che hanno consentito l'individuazione e la calibrazione dei principali eventi paleoambientali precedenti l'instaurarsi della CSM (Roveri et al., 1998, 2001, 2003, 2004, 2005, 2006; Manzi et al., 2005; Iaccarino et al., 2008; Hüsing et al., 2009; Di Stefano et al., 2010). Tra le diverse sezioni esaminate, quella del Trave, affiorante in ottima esposizione lungo la Riviera del Conero, ha un ruolo di grande interesse stratigrafico in quanto include depositi riferibili alle tre fasi classiche dell'intervallo Messiniano: pre-evaporitica, sin-evaporitica, post-evaporitica (p-ev1 e p-ev2, e.g. Roveri et al., 2005). Nell'ambito di questo dottorato, analisi palinologiche approfondite sono state realizzate sui depositi dell'unità pre-evaporitica; i dati raccolti hanno fornito un contributo fondamentale alla caratterizzazione degli ambienti continentali e alle ricostruzioni paleoclimatiche. Infine, la presenza nella sezione di sapropel ha consentito di approfondire le problematiche legate all'interpretazione paleoambientale di questi depositi.



Fig. 5. Vista panoramica da nord del Monte Conero (da Roveri et al., 2005).

### 3.2 Inquadramento geologico e stratigrafico

La successione studiata è situata lungo la scogliera fra Monte dei Corvi e Mezzavalle (Marche) (Figg. 5 e 6), dove affiora la successione tortoniano-messiniana, non lontano dal GSSP del Tortoniano, definito nella sezione di Monte dei Corvi (Hilgen et al., 2005). La sezione equivalente a quella del Trave, Monte dei Corvi *beach*, è stata inoltre, recentemente proposta come sezione di riferimento per il piano Tortoniano (Hüsing et al., 2009).

L'area di indagine include gli elementi esterni dell'Appennino settentrionale che iniziarono a svilupparsi nell'Oligocene, quando i depositi che la costituivano iniziarono a propagarsi progressivamente verso ENE, coinvolgendo le successioni stratigrafiche dei tre domini paleogeografici mesozoici, Ligure, Toscano e Umbro-Marchigiano (Iaccarino e Papani, 1980; Ricci Lucchi, 1986; Barchi et al., 2001). I depositi tortoniano-messiniani, affioranti lungo la scogliera, fanno parte di una monoclinale che immerge verso sud-ovest, interrotta da una faglia inversa e da pieghe minori che rappresentano il fianco meridionale di un'anticlinale a larga scala e i cui assi giacciono sulla piattaforma a poca distanza dalla costa. Questa importante struttura è fortemente erosa dal mare (Roveri et al., 2005) e sigillata in discordanza da depositi del Pleistocene superiore; il fianco sud è sormontato dall'anticlinale del Monte Conero, al centro della quale affiorano carbonati bacinali mesozoici (Formazione della Maiolica). La sequenza sedimentaria messiniana, come già ricordato, è rappresentata in quest'area dai depositi pre-evaporitici, sin-evaporitici e post-evaporitici, sub unità p-ev 1 e 2 (Roveri et al., 2001, 2005; Iaccarino et al., 2008). Negli ultimi anni diversi studi stratigrafici sono stati svolti nell'avampese adriatico con lo scopo di ricostruire la storia dell'Appennino settentrionale durante il Messiniano (e.g. Roveri et al., 2005; Hüsing et al., 2009).

La sezione del Trave (Figg. 7 e 8), già descritta da Roveri et al. (2005), Iaccarino et al. (2008), Di Stefano et al. (2010), ha uno spessore di 210 metri; inizia alla base della scogliera del Monte dei Corvi e comprende: 1) 4,9 m di marne grigio chiaro bioturbate e calcari duri organizzati in 8 cicli litologici; 2) 11,30 m di calcari carbonatici marnosi duri alternati a livelli ricchi di materia organica (meno distinti nei primi 1,8 m), organizzati in 26 cicli litologici; fra i cicli 8 e 9 è presente un piano di taglio al di sopra del quale la ciclicità è definita dall'alternanza fra calcari marnosi omogenei e sapropel; il livello bruno al tetto dell'intervallo pre-evaporitico potrebbe essere una cenere vulcanica, ma il cattivo grado di conservazione ne ha impedito ogni analisi (Iaccarino et al., 2008); 3) circa 20 m di gesso microcristallino laminato (risedimentato), segnano la base dell'unità p-ev1; 4) 100 m di depositi del p-ev1 costituiti di marne siltose grigie e laminate contenenti nella parte basale un orizzonte marnoso spesso e caotico; 5) 75 m di depositi del p-ev2 caratterizzati dalla rapida comparsa di un sottile corpo arenaceo grossolano (il corpo inferiore segna la base del p-ev2) ritmicamente alternato con corpi fangosi spessi e laminati contenenti localmente abbondante macrofauna. Tre cicli principali sono stati riconosciuti nel p-ev2; ed un quarto ciclo è stato supposto essere presente nell'intervallo coperto (Roveri et al., 2005). Due calcari micritici laminati (Colombacci), spessi più di 1 m, sono intercalati nel corpo fangoso del secondo e quarto ciclo.

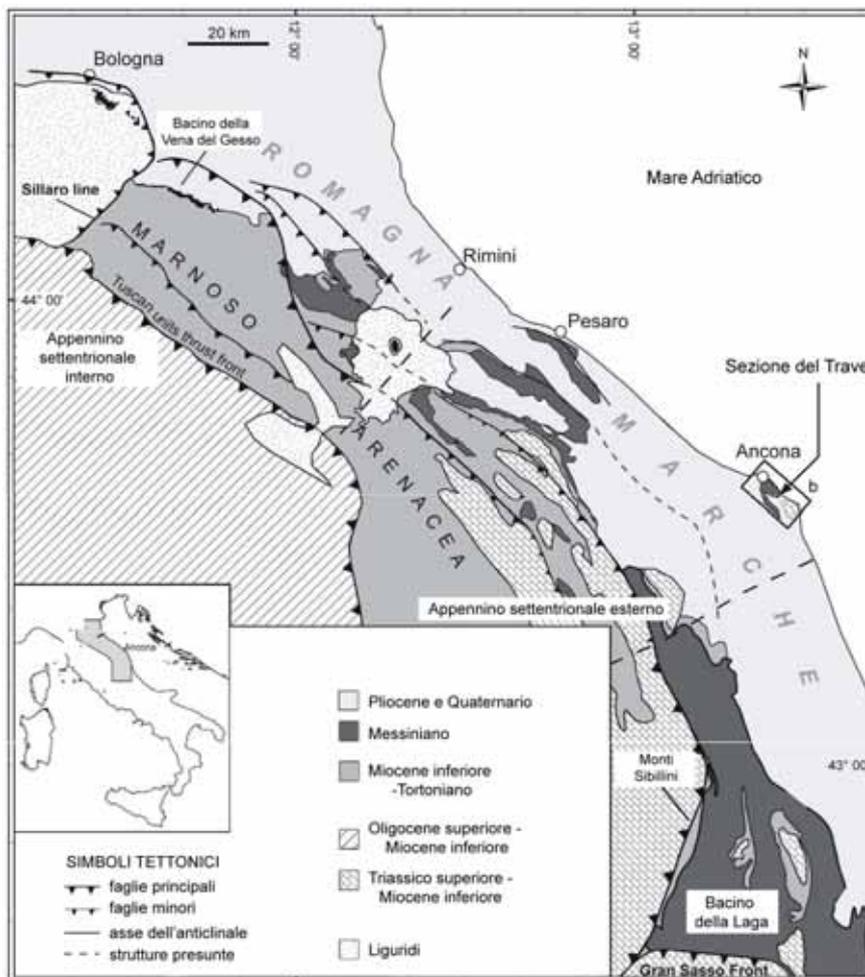


Fig. 6. Mappa geologica semplificata dell'Appennino settentrionale ed ubicazione della sezione del Trave (modificata da Roveri et al., 2005).

La successione messiniana contiene al tetto un orizzonte biocalcarenitico (conosciuto come Trave) bruscamente coperto da fanghi massivi in cui le associazioni di foraminiferi documentano un'età Pliocene inferiore (MPI3) (Roveri et al., 2005).

Nell'intervallo pre-evaporitico le osservazioni litologiche hanno messo in evidenza la presenza di 34 cicli (Fig. 8) descritti da Iaccarino et al. (2008): i cicli dall'1 all'8 consistono in una tripletta formata da marne grigie meno compatte alla base, carbonati bianchi e livelli ricchi di materia organica al tetto; il ciclo sedimentario di base, dal 9 al 34, costituito da una coppia di livelli organici laminati, da bruni a neri e carbonati marnosi chiari e duri, è simile a quanto riconosciuto nella sezione di Monte del Casino affiorante nell'area della Romagna (Krijgsman et al., 1997). I livelli scuri della sezione del Trave a partire dal ciclo 16 (a 6,8 m) fino al tetto sono stati identificati come sapropel; inoltre è stato osservato che i calcari carbonatici marnosi sono più spessi dei livelli ricchi di materia organica, nella parte inferiore, mentre il rapporto si inverte nella parte superiore della successione (Iaccarino et al., 2008).

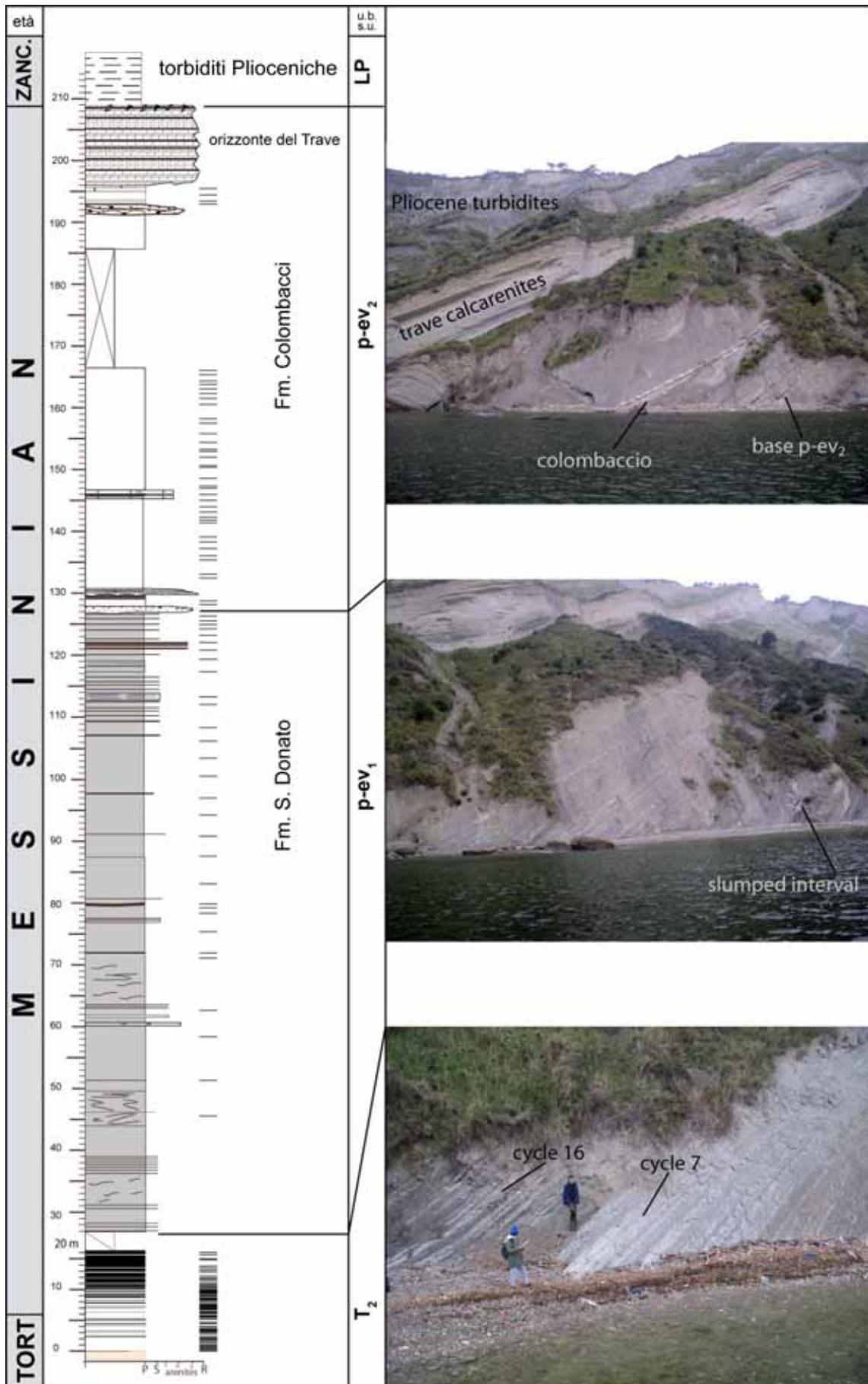


Fig. 7. Colonna litologica della sezione del Trave (da Iaccarino et al., 2008). u.b.s.u.: *unconformity bounded stratigraphic units*; T<sub>2</sub>: sintema Tortoniano superiore-Messiniano (Manzi et al., 2005); p-ev1: post-evaporitico, unità 1; p-ev2: post-evaporitico, unità 2.

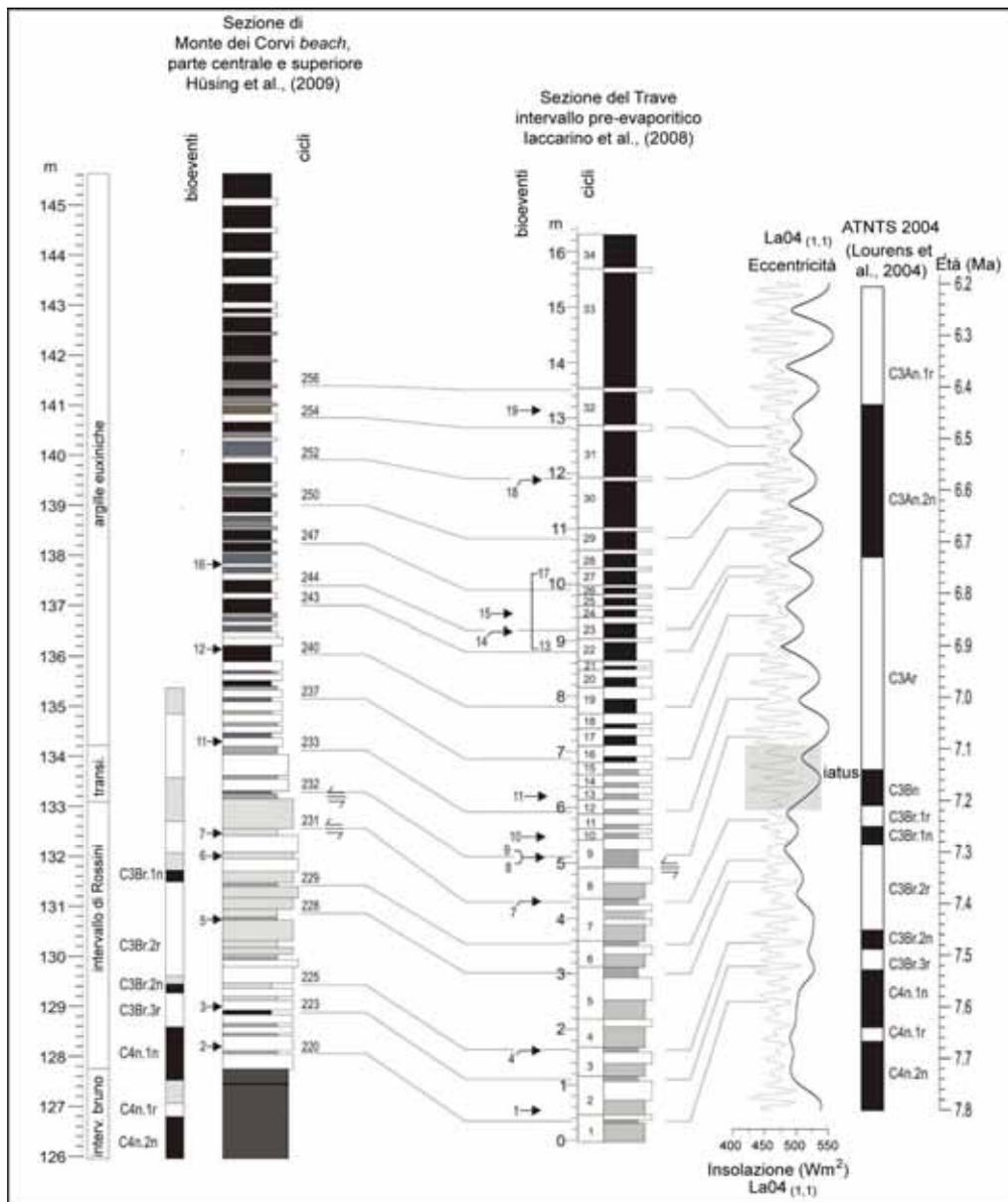


Fig. 8. Colonna stratigrafica dell'intervallo pre-evaporitico della sezione del Trave e confronto con la sezione coeva di Monte dei Corvi *beach* (modificata da Di Stefano et al., 2010). I bioeventi segnalati sono descritti in Tab. II.

### 3.3 Inquadramento biostratigrafico e ciclostratigrafico dell'intervallo pre-evaporitico

Le analisi quantitative sui foraminiferi bentonici e planctonici e sul nannoplancton svolte da Iaccarino et al. (2008) sono state recentemente aggiornate da Di Stefano et al. (2010). Questi ultimi autori hanno inoltre revisionato l'inquadramento crono-ciclostratigrafico della sezione sulla base del confronto lito- e biostratigrafico con la sezione equivalente di Monte dei Corvi *beach* (Hüsing et al., 2009), ancorata a più dettagliati dati paleomagnetici. Tutta la successione pre-evaporitica del Trave è caratterizzata da ricche associazioni a nannoplancton e foraminiferi (Iaccarino et al., 2008; Verducci et al., 2009; Di Stefano et al., 2010) le quali mostrano un migliore grado di conservazione a partire dal ciclo 10 e più in generale nei livelli scuri.

I bioeventi che hanno permesso di correlare le sezioni del Trave (Iaccarino et al., 2008) e Monte dei Corvi *beach* (Hüsing et al., 2009), così come descritti e commentati nel lavoro di Di Stefano et al.

(2010), sono stati riportati nella Tab. II e in Fig. 8. In particolare Di Stefano et al. (2010) propongono per la sezione del Trave: - un'età compresa fra 7.61 e 6.33 Ma; - uno spostamento dello iatus che separa i cicli 8 e 9 da 7.2-7.28 Ma (Iaccarino et al., 2008) a 7.1-7.2 Ma; - la presenza del limite Tortoniano-Messiniano (ciclo 7) prima ritenuto cadere all'interno dello iatus (Iaccarino et al., 2008); tale limite era già stato individuato nella sezione equivalente di Monte dei Corvi *beach* (Hüsing et al., 2009).

BIOEVENTI		Iaccarino et al., 2008		Hüsing et al., 2009			Di Stefano et al., 2010	
		ciclo	Ma	ciclo	Chron	Ma	ciclo	Ma
19	Influsso (=FCO, <i>sensu</i> Iaccarino et al., 2008) <i>Helicosphaera sellii</i>	32	6.50	-----			32	6.496
18	Aumento dei foraminiferi bentonici tolleranti	30/31	6.8/6.7	-----			30/31	6.552
17	Fine dell'influsso <i>Discoaster tamalis</i>	27	6.789	-----			27	6.650
16	Top Acme <i>Globorotalia nicolae</i>	-----		246	no dati	6.705	-----	
15	Influsso <i>Globorotalia nicolae</i>	-----		-----			24	6.716
14	LO <i>Globorotalia miotumida</i> gr.	23	6.88	-----			23	6.749
13	Base dell'influsso <i>Discoaster tamalis</i>	22	6.917	-----			22	6.768
12	FO (=Influsso, <i>sensu</i> Iaccarino et al., 2008) <i>Globorotalia nicolae</i>	24	6.84	240	no dati	6.835	-----	
11	LCO (=base del Paracme) <i>Globorotalia scitula</i> sx	13	7.07	233	no dati	6.989	13	6.975
10	Drastica diminuzione di foraminiferi bentonici	10	7.16	-----			10	7.036
9	Fine del Paracme "m" <i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i>	9	7.18	-----			9	7.074
8	FO <i>Amaurolithus delicatus</i>	9	7.18	-----			9	7.074
7	FRO (=FCO) <i>Globorotalia miotumida</i> gr.	9	7.24	231	no dati	7.243	top 7	7.243
6	sx/dx <i>Globorotalia scitula</i> gr.	-----		230	C3Br.1n	7.280	-----	
5	FO <i>Globorotalia menardii</i> 5	-----		228	C3Br.2r	7.372	-----	
4	FO <i>Reticulofenestra rotaria</i>	top 3	7.41	-----			top 3	7.480
3	LCO <i>Globorotalia menardii</i> 4	-----		223	C3Br.3r	7.515	-----	
2	dx/sx <i>Globorotalia scitula</i> gr.	-----		220	C4n.1n	7.584	-----	
1	FO <i>Amaurolithus primus</i>	base 2	7.42	-----			base 2	7.572

Tab. II. Bioeventi riconosciuti nella sezione del Trave ed in quella corrispondente di Monte dei Corvi *beach* (modificata da Di Stefano et al., 2010).

Per la calibrazione astrocronologica è stata usata la soluzione numerica LA04 (1,1) di Laskar et al. (2004) calcolata per la stagione estiva (giugno-luglio) a 65°N come *forcing* di insolazione per il *record* studiato (Iaccarino et al., 2008; Di Stefano et al., 2010). In accordo con il *tuning* adottato per le calibrazioni astronomiche del Tortoniano inferiore della sezione Monte dei Corvi (Conero, Ancona) da Hilgen et al. (2003), i livelli ricchi di materia organica al tetto dei carbonati sono stati correlati alle fasi di minima precessione/massima insolazione nell'emisfero settentrionale (Iaccarino et al., 2008). L'ispessimento dei sapropel, osservato nella parte superiore della sezione, è stato attribuito all'interferenza fra i moti di precessione ed obliquità (Lourens et al., 1996; Hilgen et al., 2000a, b; Iaccarino et al., 2008).

### 3.4 Palinologia

#### 3.4.1 Descrizione floristica

Per le analisi palinologiche sono stati selezionati 64 campioni nei quali sono stati riconosciuti un totale di 94 taxa pollinici (Fig. 9). I campioni analizzati non sempre sono risultati ricchi in palinomorfi. I livelli alla base della sezione presentano una concentrazione piuttosto bassa rispetto ai livelli superiori, sia il polline che le dinocisti non superano quasi mai i 1000 granuli per grammo di sedimento (gr/g, cisti/g) (Fig. 10). Nei primi 2 cicli la concentrazione del polline è compresa fra 327 e 955 gr/g rispettivamente nei livelli Tra 4 e Tra 5. La concentrazione delle dinocisti è superiore anche se non alta e compresa fra 777 e 1421 cisti/g rispettivamente nei campioni Tra 6 e Tra 5. Il campione Tra 5 risulta il più ricco in palinomorfi nei primi due cicli. Il campione Tra 9 mostra una concentrazione del polline superiore a quella delle dinocisti infatti si registrano 536 gr/g e 386 cisti/g. Il rapporto torna a favore delle dinocisti nel livello Tra 10 e di nuovo a favore del polline nello strata 3. Nel campione strata 4 le concentrazioni di polline e dinocisti sono pressoché identiche e di circa 130 gr/g. Il campione Tra 11, prelevato in corrispondenza di un livello ricco di materia organica, segna un importante, generale aumento del contenuto palinologico infatti la concentrazione del polline raggiunge 13456 gr/g e quella delle dinocisti 1757 cisti/g. Si registra una nuova progressiva diminuzione nei livelli successivi, nel Tra 12 sia polline che dinocisti non raggiungono le 300 unità per grammo. I campioni strata 8, strata 10, strata 12, strata 21b e strata 22b sono virtualmente sterili in polline e con concentrazioni di dinocisti molto basse rispettivamente di 134, 176, 36, 94, 738 cisti/g. Strata 11 e strata 12b sono risultati avere concentrazioni talmente basse da non permettere conteggi statistici. Tra 17, strata 12n, e Tra 20 sono risultati completamente sterili. Nei successivi strata 11n, Tra 16 e strata 15b, la concentrazione rimane bassa, ma con valori che aumentano leggermente fino a poche centinaia di granuli per grammo. Nel campione strata 15n si raggiungono i 1200 gr/g sia di dinocisti che di polline mentre nello strata 18n la concentrazione diminuisce nuovamente fino a 60 gr/g per il polline e 232 cisti/g per le dinocisti. In Tra 22 si ritorna a poche centinaia di gr/g e strata 21n risulta virtualmente sterile. Nei livelli successivi fino al tetto della successione si registra un forte incremento della concentrazione con valori fino ai 195000 gr/g del campione strata 34nIV. Il picco di dinocisti è raggiunto in strata 32n con 11524 cisti/g.

I palinomorfi sono risultati mediamente in un buono stato di conservazione. Nella porzione inferiore della successione il polline presente è costituito soprattutto da Pinaceae spesso indeterminabili (fino al 55% nel campione strata 15b), *Pinus* sia t. *diploxylon* (fino al 37% nel campione strata 11n) che t. *haploxylon* e cf. *Cathaya* (24 % nel Tra 2). Da strata 18n, come già accennato, aumentano molto concentrazione e diversità del polline con l'eccezione di strata 21b che risulta quasi sterile. Le Pinaceae sono ancora registrate in percentuali molto elevate anche se tendono a diminuire nella parte superiore della sezione dove sia *Pinus* t. *diploxylon* che le Pinacee saccate indeterminabili sono presenti con valori di circa il 14%, mentre la somma di *Pinus* t. *haploxylon* e cf. *Cathaya* non supera

il 4%. Fra le altre Pinacee registriamo nella parte inferiore della sezione sporadici granuli di *Tsuga*; anche *Cedrus* è presente sporadicamente in quantità più significative che raggiungono il 9% nel campione Tra 6. Nei campioni successivi *Tsuga* e *Cedrus* sono abbastanza continui anche se con valori massimi inferiori al 2% ad eccezione di stra 21n dove *Cedrus* raggiunge il 3,5%. Sono spesso osservati anche granuli di *Abies* e *Picea* sebbene in quantità piuttosto basse e sempre inferiori al 3%; *Betula* e *Fagus*, sporadici nella parte inferiore, diventano poi abbastanza continui, ma sempre con valori inferiori all'1%. Il genere t. *Taxodium/Glyptostrobus* è sempre presente e compreso fra l'1,8 (Tra 2) e il 42% (picco in corrispondenza del campione stra 34nII); in generale osserviamo percentuali più basse nella parte inferiore e più alte nella parte superiore della sezione. Anche *Quercus*, presente inizialmente in modo discontinuo e con valori più bassi, aumenta nella parte superiore dove raggiunge il 21% nel campione Tra 29. Abbiamo inoltre registrato la presenza di granuli sporadici di *Quercus* t. *ilex-coccifera*. *Engelhardia* è discontinua nella parte inferiore della sezione dove è spesso inferiore all'1%, mentre aumenta nella parte superiore dove raggiunge un massimo dell'11% in stra 24b. Fra gli altri taxa arborei si registra una presenza abbastanza continua di *Alnus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Juglans*, sebbene in percentuali basse, raramente superiori all'1%. Più discontinui invece sono i granuli di *Corylus*, Ulmaceae, *Zelkova*, *Ulmus-Zelkova* e Juglandaceae. Sporadici: *Rhoiptelea*, *Arecaceae*, *Nyssa*, *Myrica*, *Distylium*, t. *Sequoia*, *Sciadopitys*, *Castanea*, *Ostrya*, *Celtis*, *Acer*, Hamamelidaceae, *Liquidambar*, *Tilia*, *Ilex*, Caprifoliaceae, Celastraceae, *Hedera*, Betulaceae, *Pistacia* e *Fraxinus*. Rari: cf. *Symplocos*, Sapotaceae, Rubiaceae, *Rhamnus*, *Buxus*, Anacardiaceae, Cupressaceae, Inaperturati, *Mercurialis*, *Salix*, cf. *Populus*, Oleaceae. Le erbacee, presenti in bassa concentrazione, sono rappresentate principalmente da Poaceae, Chenopodiaceae, *Artemisia*, Asteraceae Asteroideae e Cichorioideae, Brassicaceae, Ericaceae e *Plantago*. Questi taxa risultano più continui nella parte superiore della sezione mentre sono spesso assenti in quella inferiore, le quantità sono comunque sempre molto basse e raramente superano l'1%. Sono più sporadici i granuli di Borriginaceae, Caryophyllaceae, Cistaceae, *Helianthemum*, Cyperaceae, Lamiaceae, Fabaceae, *Rumex*, Ranunculaceae, Rosaceae, t. *Poterium*, *Neurada*, Apiaceae, Urticaceae, Cannabaceae, *Tricolporopollenites sibiricum*, *Sparganium*, *Lygeum* ed *Ephedra*. Rari risultano *Hippöphae*, Euphorbiaceae, Saxifragaceae, *Cistus*, Dipsacaceae, *Galium*, *Typha latifolia* e Loranthaceae.

Dinocisti sono presenti soprattutto nella parte inferiore della sezione; i generi riconosciuti rappresentano forme marine e sono: *Spiniferites* spp., *Spiniferites mirabilis*, *Spiniferites ramosus*, *Melitasphaeridium choanophorum*, *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Edwardsiella* spp., *Impagidinium* spp., *Impagidinium patulum*, *Impagidinium aculeatum*, *Impagidinium paradoxum*, *Operculodinium* spp., *Operculodinium centrocarpum*, *Tectatodinium* spp., *Selenopemphix* spp., *Lejeunecysta* spp., *Invertocysta* spp., *Leiosphaeridia* spp.

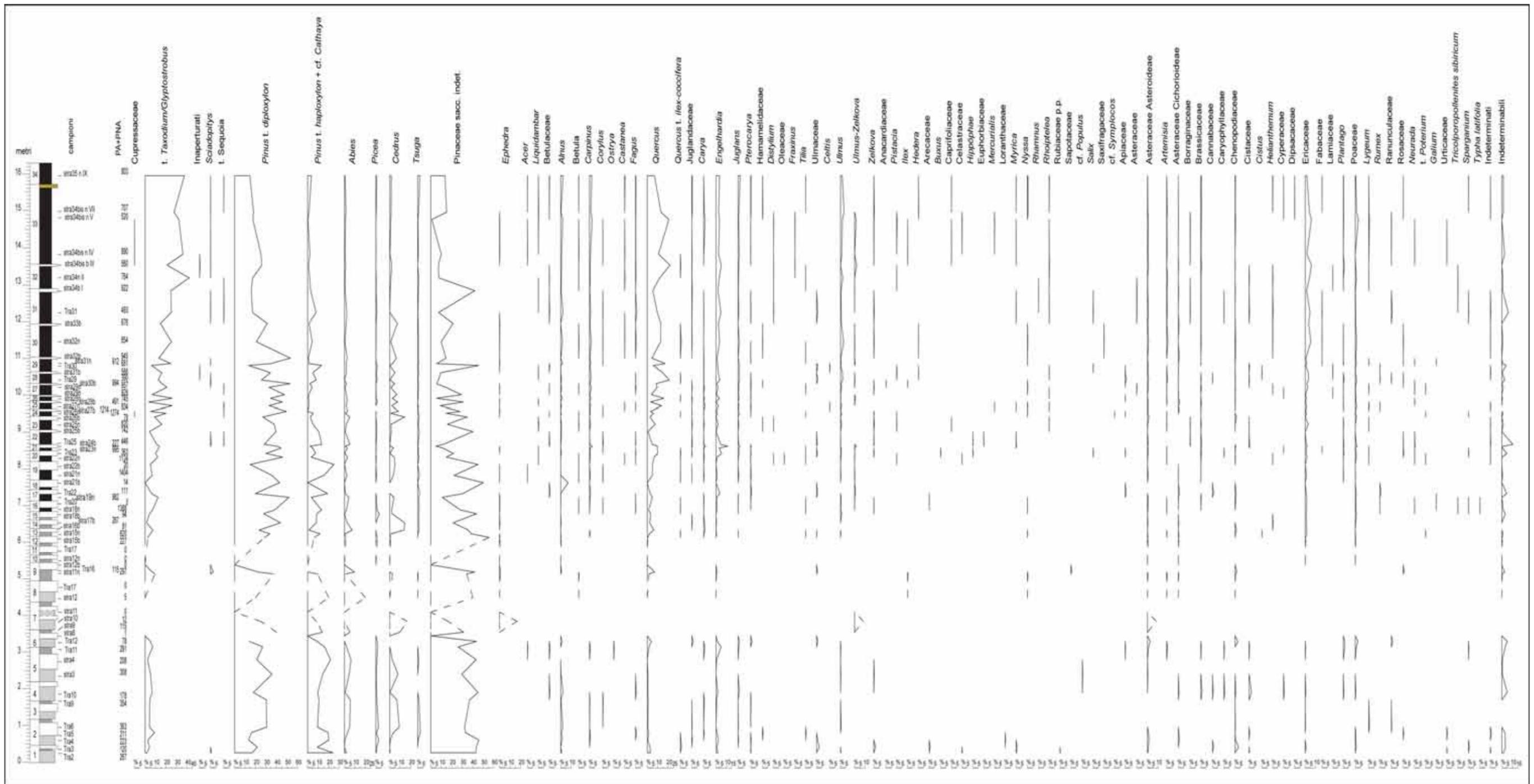


Fig. 9. Colonna litologica della sezione del Trave e diagramma palinologico di dettaglio (PA+PNA=Piante Arboree + Piante Non Arboree).

### 3.4.2 Ricostruzione paleoambientale e paleoclimatica

Per poter meglio osservare le variazioni vegetazionali ed ambientali abbiamo ritenuto opportuno elaborare diagrammi sintetici con e senza Pinaceae (Figg. 10 e 11), nonché il diagramma dell'Indice di distalità (Fig. 10). Sulla base delle oscillazioni osservate nei diversi diagrammi palinologici abbiamo suddiviso la sezione in quattro fasi principali (A-D) (Fig. 10).

**Nella fase A** (base - 3,10 m; Tra2 - Tra11; cicli 1 - 5) la concentrazione dei palinomorfi è generalmente molto bassa. Le Pinacee sono molto abbondanti con incrementi più evidenti nelle marne carbonatiche mentre erbacee ed angiosperme mesoterme registrano dei picchi in corrispondenza delle marne ricche di materia organica. I valori elevati dell'Indice di distalità insieme all'elevata percentuale di *Pinus t. diploxylon* e Pinaceae saccate indeterminate (Fig. 10) così come l'associazione a dinocisti dominata da *Spiniferites* spp., *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Melitasphaeridium choanophorum*, *Operculodinium centrocarpum*, *Tectatodinium* spp., *Lingulodinium machaerophorum*, si accordano con la presenza di un ambiente marino.

**La fase B** (3,25 m - 8,10 m; Tra 12 - stra 22b; cicli 6 - 19) continua ad essere caratterizzata da una bassa concentrazione in palinomorfi. Sono presenti anche: tre campioni sterili (Tra17, stra 12n e Tra 20), due campioni virtualmente sterili (stra 11 e stra 12b) e cinque campioni virtualmente sterili in polline e con basse concentrazioni in dinocisti (stra 8, stra 10, stra 12, stra 21b e stra 22b) probabilmente a seguito di importanti fenomeni di disturbo tafonomico.

I campioni non sterili mostrano un elevato contenuto in Pinaceae. Nei livelli ricchi di materia organica (stra 11n, stra 15n, stra 18n e stra 19n) osserviamo l'aumento percentuale dei taxa subtropicali che potrebbero suggerire un clima caldo umido, mentre in alcuni livelli marnosi (stra 15b e stra 18b) aumentano i taxa meso-micro e microtermi e le piante erbacee (Tra 22 e stra 15b); ciò potrebbe indicare una diminuzione della temperatura. Le specie meso-microterme testimoniano la persistenza di una elevata umidità che avrebbe potuto caratterizzare luoghi di altitudine, le zone planiziali invece potrebbero essere state caratterizzate da una relativa aridità che avrebbe potuto favorire l'espansione di piante erbacee.

Le associazioni a dinocisti sono molto simili a quelle della fase precedente sia da un punto di vista qualitativo che quantitativo; i valori dell'Indice di distalità suggeriscono la persistenza di condizioni prevalentemente marine nella parte inferiore di questa fase. Alcuni dei campioni prelevati dai calcari marnosi risultati sterili o virtualmente sterili in polline, sono fertili in dinocisti seppur in basse concentrazioni; ciò potrebbe suggerire un ridotto apporto continentale che potrebbe essere causato da fasi relativamente aride caratterizzate da una diminuzione delle precipitazioni.

**Nella fase C** (8,30 m - 11,95 m; stra 22n - stra 33b; cicli 20 - 30) osserviamo un forte incremento dei palinomorfi, in particolare del polline, sia nei valori della concentrazione che nel numero dei taxa, probabilmente connesso all'instaurarsi di condizioni anossiche che consentono una migliore conservazione dei palinomorfi. Le oscillazioni delle concentrazioni sono tuttavia evidenti e chiaramente legate alla litologia del campione; infatti nei sapropel osserviamo valori molto elevati

che calano bruscamente nelle marne. I depositi sapropelitici sono inoltre caratterizzati da: - elevate percentuali di taxa subtropicali e temperato caldi, - diminuzione delle Pinacee e dell'Indice di distalità. Le marne al contrario sono caratterizzate da: - concentrazioni generalmente più basse, - incremento delle Pinaceae e dell'Indice di distalità. Al di là dell'esatta definizione del significato climatico-ambientale legato alle fluttuazioni osservate, risulta evidente e significativa la possibilità di discriminare le due diverse litologie (marne/sapropel) anche sulla base del contenuto in palinomorfi. Le associazioni a dinocisti non mostrano variazioni di rilievo rispetto a quelle sottostanti; la loro concentrazione assoluta aumenta sia nelle marne che nei livelli organici, ma l'Indice di distalità diminuisce significativamente mettendo in evidenza un chiaro *trend* regressivo, nonostante la presenza di picchi importanti soprattutto nella parte inferiore della fase.

**La fase D** (12,25 m - 16 m; Tra 31 - tra 35n IX; cicli 31-34), nonostante risulti per alcuni aspetti molto simile alla precedente (vedi elevate concentrazioni, elevato numero di taxa e composizione delle associazioni a dinocisti) registra un ancor più evidente *trend* regressivo, come testimoniato dalla marcata riduzione dell'Indice di distalità e delle percentuali delle Pinacee. In questo intervallo si osserva un ispessimento dei livelli a sapropel che raggiunge un massimo nel ciclo 33.

Lungo l'intera sezione non si registrano drastiche variazioni floristico-vegetazionali, come confermato anche dal confronto dei diversi diagrammi palinologici sintetici che consentono di valutare il significato delle elevate percentuali di *Pinus* e delle altre Pinacee saccate (Fig. 11). Questi taxa, come più volte ricordato, sono spesso sovrarappresentati in ambiente marino (e.g. Heusser, 1988; Turon, 1984) e possono mascherare le variazioni delle altre essenze. Nei diagrammi elaborati abbiamo escluso inizialmente il gruppo del *Pinus t. diploxylon* + Pinaceae saccate indeterminabili ed abbiamo osservato una prima riduzione dell'ampiezza delle oscillazioni degli altri gruppi. L'esclusione progressiva delle altre Pinacee saccate, prima *Pinus t. haploxylon* + cf. *Cathaya*, infine *Cedrus*, ha mostrato ancora meglio come le variazioni climatiche e vegetazionali siano da considerarsi ridotte. È costante la presenza di una palude arborata costituita principalmente da t. *Taxodium/Glyptostrobus*. Nella parte superiore della sezione aumenta il gruppo dei taxa temperati ed in particolare *Quercus* che doveva formare delle foreste piuttosto estese in un'area non lontana dal luogo di sedimentazione. È possibile che il sollevamento dell'Appennino avesse già permesso lo sviluppo di una fascia arborea montana testimoniata soprattutto da granuli di *Abies* e *Picea*, non possiamo però escludere per questi elementi la provenienza da zone più lontane come quelle dell'area alpina. La copertura erbacea aveva probabilmente un ruolo minore, risulta infatti sempre piuttosto ridotta; tuttavia osserviamo che oltre a taxa ubiquitari come Poaceae e Asteraceae è presente, seppur in quantità molto ridotte *Neurada*, una Rosaceae tipica di ambienti desertici. Non è escluso che questi granuli siano stati trasportati da aree del Mediterraneo meridionale dove persistevano condizioni xeriche (Suc et al., 1995c). In generale, nonostante queste sporadiche e sparse presenze, i diagrammi sintetici suggeriscono prevalenti condizioni climatiche da subtropicali

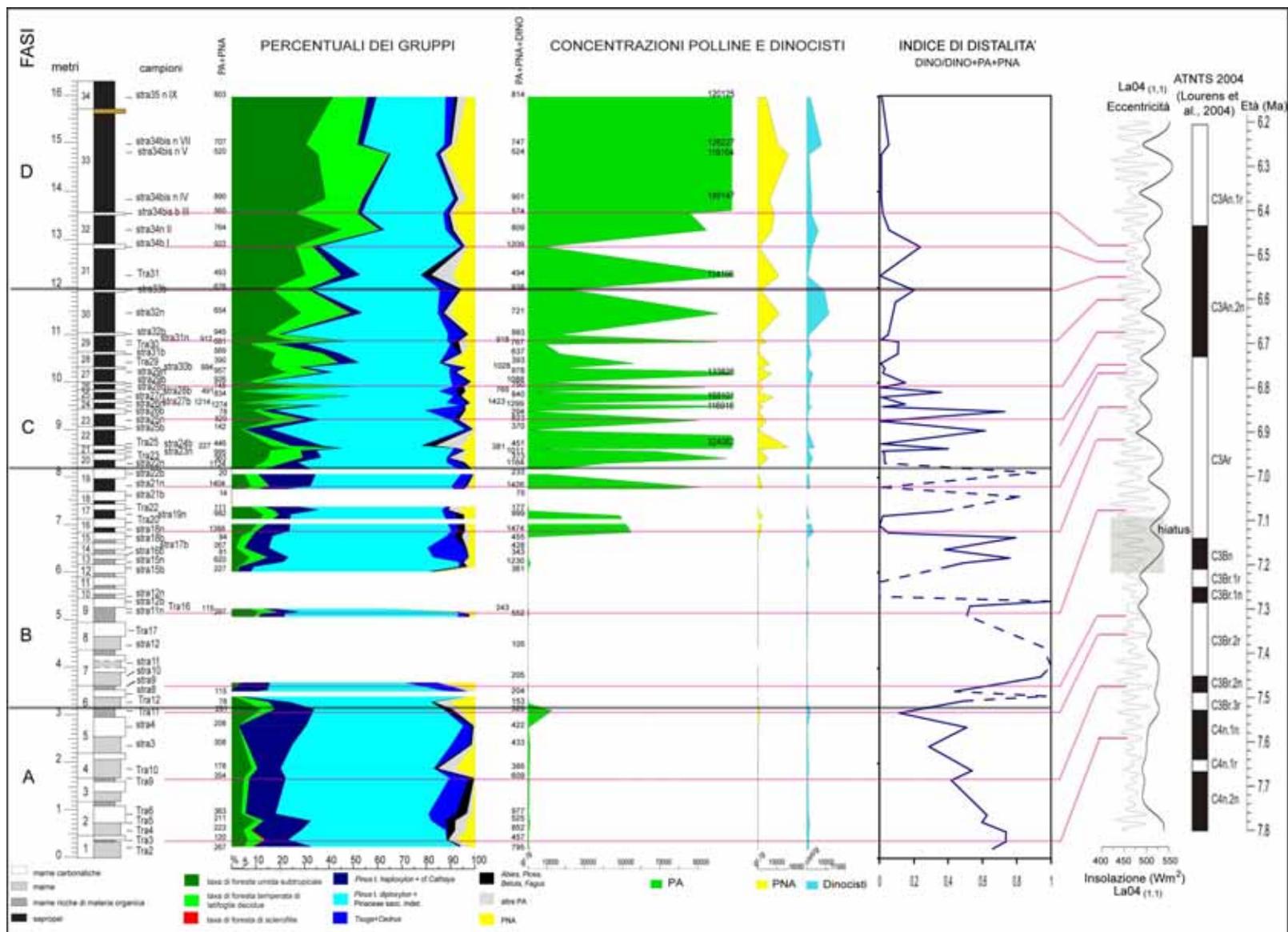


Fig. 10. Sezione del Trave: colonna litologica, diagramma palinologico sintetico, concentrazioni in palinomorfi, Indice di distalità, fasi palinologiche. Correlazione con le curve astronomiche e con la scala magnetostratigrafica. (PA = polline arboreo; PNA = polline non arboreo).

a temperato caldo con umidità persistente, confermate anche nei diagrammi palinologici da cui sono state escluse le Pinacee saccate (Fig. 11).

### 3.5 Discussione

Gli studi palinologici realizzati nella porzione pre-evaporitica della sezione del Trave hanno consentito una dettagliata caratterizzazione paleoambientale del settore adriatico dell'Appennino settentrionale tra 7.61 e 6.33 Ma. Nella fase A non sono registrate importanti variazioni floristico-vegetazionali. Nei diagrammi senza le Pinacee sono ben espresse due fasi di incremento dei taxa montani e di *Tsuga* che potrebbero testimoniare un raffrescamento, tuttavia il basso numero di granuli pollinici residuo indebolisce l'interpretazione. La presenza di un ambiente marino, come delineato da Iaccarino et al. (2008) e da Di Stefano et al. (2010) sulla base delle associazioni a foraminiferi e nannoplancton, spiega le elevate percentuali di Pinaceae e la presenza delle associazioni a dinocisti, la cui composizione è simile a quella descritta da Londeix et al. (2007) per i depositi coevi dell'area siciliana.

Le associazioni palinologiche nei campioni prelevati in prossimità dello iatus [quantificato in circa 100000 anni, fra i cicli 8 e 9, e che va da 7.2 a 7.1 Ma (Di Stefano et al., 2010; Hüsing et al., 2009)] sembrano interessate da fenomeni di disturbo tafonomico, come suggerito dalla presenza di campioni sterili o con bassa concentrazione in palinomorfi. Al contrario, proprio questa porzione della sezione, che corrisponde alla parte inferiore della fase palinologica B, è caratterizzata dal miglior grado di conservazione e da un alto grado di diversità della nannoflora (Iaccarino et al., 2008); ciò è da mettere in relazione con condizioni di maggiore ossigenazione delle acque superficiali; questo fattore sarebbe invece causa primaria per l'ossidazione e la conseguente cattiva conservazione dei palinomorfi. A partire dal ciclo 11, le associazioni a foraminiferi bentonici suggeriscono l'inizio del deterioramento delle condizioni ambientali marine a causa della scarsa ossigenazione dei fondali, della stagnazione e dell'aumento dei nutrienti (Di Stefano et al., 2010; Iaccarino et al., 2008); le acque superficiali sono comunque ancora caratterizzate da condizioni marine normali; le associazioni a nannoplancton supportano l'ipotesi di un aumento della temperatura delle acque superficiali imputabile ad uno scambio ridotto fra il Bacino del Mediterraneo e l'oceano Atlantico dovuto al restringimento dei corridoi Betico e Rifeano (Hüsing et al., 2009), evento riconosciuto a scala mediterranea. Dai diagrammi palinologici non emergono variazioni climatiche significative nell'ambiente terrestre. Dal ciclo 16, i livelli grigi ricchi di materia organica sono sostituiti da veri e propri sapropel laminati (neri) mentre un ulteriore aumento di nutrienti è segnalato a partire dal ciclo 18 (6.86 Ma) (Di Stefano et al., 2010). L'elevata quantità di materia organica presente in questi sedimenti nonché l'incremento in concentrazione dei palinomorfi presuppongono condizioni di anossia dei fondali legate alla stratificazione delle acque per l'aumento di produttività primaria, condizioni che si verificano durante la deposizione dei sapropel (e.g. Capozzi e Negri, 2008).

L'instaurarsi di queste condizioni potrebbe essere stato favorito anche dal riscaldamento delle acque del bacino supposto da Di Stefano et al. (2010) sulla base delle associazioni a nanoplancton e foraminiferi. I dati paleovegetazionali non suggeriscono forti aumenti di umidità che sembra invece essere una condizione persistente. Infatti la vegetazione arborea è dominante lungo l'intera successione ed è rappresentata in elevate percentuali da taxa di foresta subtropicale e da latifoglie decidue; gli incrementi di taxa montani e *Tsuga*, meglio evidenziati nei diagrammi senza le Pinacee, possono essere messi in relazione con oscillazioni in senso caldo-freddo più che arido-umido.

La deposizione dei sapropel è legata ai cicli di Milankovitch (Rossignol-Strick, 1985; Hilgen, 1991; Hilgen et al., 1995) e determinata dall'instaurarsi di condizioni di massima insolazione e minima precessione, caratterizzate da una maggiore umidità. Durante le fasi opposte di minimo di insolazione e massimo di precessione, caratterizzate da una maggiore aridità, si depositano invece i sedimenti marnosi. Questi cicli corrispondono nei diagrammi palinologici (Fig. 10) ad oscillazioni nella percentuale delle Pinacee che aumentano nelle marne e diminuiscono nei sapropel. Il confronto tra la curva dell'insolazione e le fluttuazioni dei gruppi palinologici evidenzia inoltre una buona corrispondenza fra l'aumento di taxa temperati e sub-tropicali e i picchi dell'insolazione (fasi umide), ma anche queste oscillazioni sembrano essere indotte dalla variazione percentuale delle Pinacee. Infatti come si può osservare escludendo progressivamente tutte le Pinacee saccate dai diagrammi palinologici sintetici (Fig. 11), le oscillazioni degli altri gruppi risultano sempre meno ampie, a testimonianza di una stabilità climatica mascherata dalle fluttuazioni delle Pinacee. Attribuiamo a queste variazioni un significato prevalentemente ambientale e legato all'evoluzione del bacino di sedimentazione, con possibili fasi trasgressive e regressive. Gli aumenti percentuali delle Pinacee potrebbero infatti corrispondere a fasi di allargamento del bacino causato da un incremento delle precipitazioni. Tuttavia questa spiegazione pone il problema di un apparente contrasto con l'interpretazione classica della deposizione dei sapropel. Infatti in questo modo la deposizione delle marne corrisponderebbe a fasi più umide e quella dei sapropel a periodi meno umidi. Lo studio palinologico realizzato nei depositi della successione siciliana di Capodarso (Suc et al., 1995c) evidenzia *pattern* simili a quelli del Trave. La ciclicità sedimentaria è qui espressa dall'alternanza di marne e diatomiti queste ultime messe in relazione a fasi di massima insolazione e minima precessione (Hilgen e Krijgsman, 1999) e corrispondenti quindi, dal punto di vista ciclostratigrafico, ai sapropel. Le diatomiti registrano come i sapropel del Trave un aumento di *Pinus*. Suc et al. (1995c) avevano ipotizzato che i diversi *pattern* osservati nelle marne e nelle diatomiti fossero in relazione con oscillazioni eustatiche piuttosto che effetto di fattori astronomici (vedi ciclicità precessionali). Dal punto di vista palinologico è indubbio che deve essere meglio compreso e valutato, soprattutto da un punto di vista tafonomico, il ruolo delle Pinacee saccate. Infatti questi granuli, appartenenti a piante anemofile, possono essere trasportati efficacemente sia dall'acqua che dal vento (Cross et al., 1966; Heusser, 1988; Suc e Drivaliari, 1991).

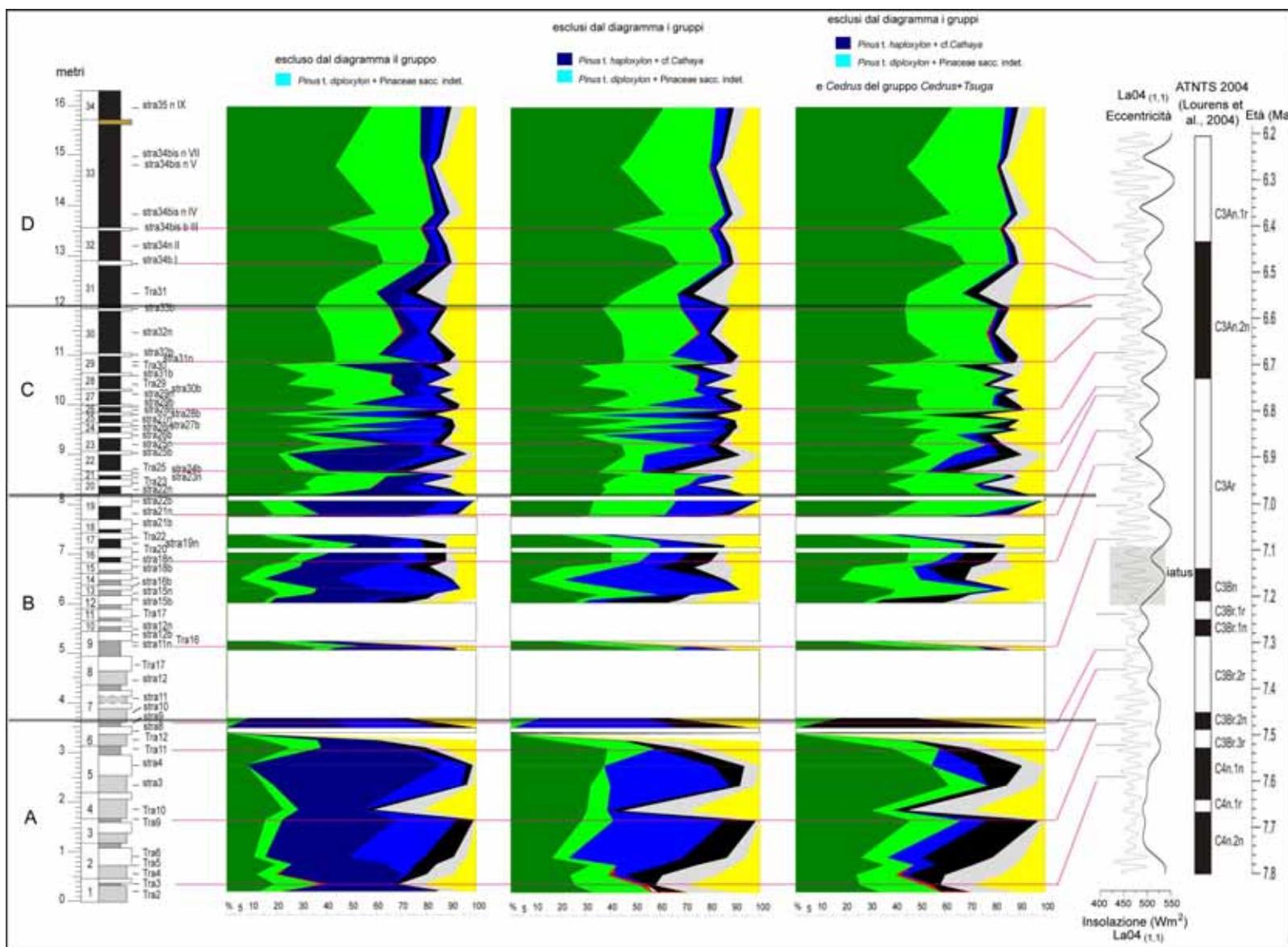


Fig. 11. Sezione del Trave: colonna litologica, diagrammi palinologici sintetici senza Pinaceae saccate, fasi palinologiche. Correlazione con le curve astronomiche e con la scala magnetostratigrafica.

Una revisione del ruolo del trasporto eolico rispetto a quello molto più conosciuto e invocato per mezzo dell'acqua, potrebbe contribuire a spiegare la sovrarappresentazione durante le fasi che a scala globale corrispondono a momenti di aumento dell'aridità.

Concludendo, le evidenze climatiche fornite dallo studio del Trave sono indicative di un clima caldo umido da subtropicale a temperato caldo nell'intervallo compreso tra 7.61 e 6.33 Ma. Il confronto con le sezioni siciliane conferma la presenza di gradienti climatici nel Mediterraneo già prima dell'inizio della Crisi di Salinità Messiniana (Suc et al., 1995c; Bertini, 2006). Il *trend* regressivo già segnalato da Kouwenhoven et al. (1999) per la sezione di Monte del Casino a partire da 6.7 Ma, al Trave è chiaramente individuato, dal punto di vista palinologico, dalla progressiva diminuzione delle Pinacee e dall'andamento della curva dell'Indice di distalità che mostra una forte riduzione del rapporto dinocisti/polline. La mancanza di evidenze dell'instaurarsi di condizioni più aride fa supporre che tale restringimento sia da ricondursi principalmente a cause tettoniche a conferma anche dei più recenti studi che escludono cause climatiche per la Crisi di Salinità Messiniana (e.g. Krijgsman et al., 1999; Duggen et al., 2003).

## CAPITOLO 4: CONTRIBUTO PALINOLOGICO ALLA CARATTERIZZAZIONE PALEOAMBIENTALE E PALEOCLIMATICA DELL'ULTIMA FASE DEL MESSINIANO PRE-EVAPORITICO E DEL PASSAGGIO AL SIN-EVAPORITICO: LA SEZIONE DI LEGNAGNONE (APPENNINO SETTENTRIONALE)

### 4.1 Introduzione

Lo studio dei sedimenti marini del Messiniano pre-evaporitico del Bacino del Mediterraneo, attraverso numerosi *proxy* (nannoplancton, ostracodi, foraminiferi, isotopi, palinomorfi, ecc.), ha permesso di definire un preciso quadro cronologico degli eventi che hanno preceduto l'istaurarsi della Crisi di Salinità Messiniana (CSM) (e.g. Suc et al., 1995b; Kouwenhoven et al., 1999, 2003; Iaccarino et al., 2008; Ligios et al., 2008; Hüsing et al., 2009). Dettagliate ricostruzioni paleoambientali delle fasi più tardive dell'intervallo pre-evaporitico sono state tuttavia ostacolate da diversi fattori, come l'anossia dei fondali che fa sì che i depositi siano privi di microfossili bentonici, e l'elevato tasso di sedimentazione, causa di diluizione dei diversi resti di organismi. Anche la precisa caratterizzazione dei gessi primari è risultata complessa, tenuto conto della relativa rarità di questi depositi. Infatti, come recentemente evidenziato, gran parte dei gessi, in passato interpretati come primari, sarebbero in realtà clastici (e.g. Roveri et al., 2008a, b; Gennari et al., 2009; Manzi et al., 2009; Lugli et al., 2010). Il dibattito sull'interpretazione delle facies evaporitiche della CSM è quindi aperto, così come quello sull'ampiezza delle fluttuazioni del livello del mare ad esso correlate. Lo studio palinologico della sezione di Legnagnone (Appennino settentrionale; Fig. 12), realizzato nell'ambito di questo dottorato, ha affiancato analisi magnetostratigrafiche e biostratigrafiche



Fig. 12. Panoramica della successione di Legnagnone (per cortese concessione di Manzi).

(ostracodi, foraminiferi bentonici e planctonici, macrofossili), permettendo di ricostruire le principali variazioni ambientali comprese tra la fase finale del pre-evaporitico e l'inizio della CSM nei bacini marginali, collocandole all'interno di un quadro cronostratigrafico ad alta risoluzione.

#### 4.2 Inquadramento geologico e stratigrafico

La successione di Legnagnone è ubicata nell'Appennino settentrionale, in Val Marecchia (Fig. 12 e 13). I suoi depositi hanno raggiunto l'attuale collocazione a partire da una posizione più interna alla catena appenninica settentrionale in seguito ad una traslazione avvenuta nel corso del Pliocene inferiore (e.g. Ruggieri, 1970; Ricci Lucchi, 1987; Conti, 1989; Bendkik et al., 1994; Bonciani et al., 2008).

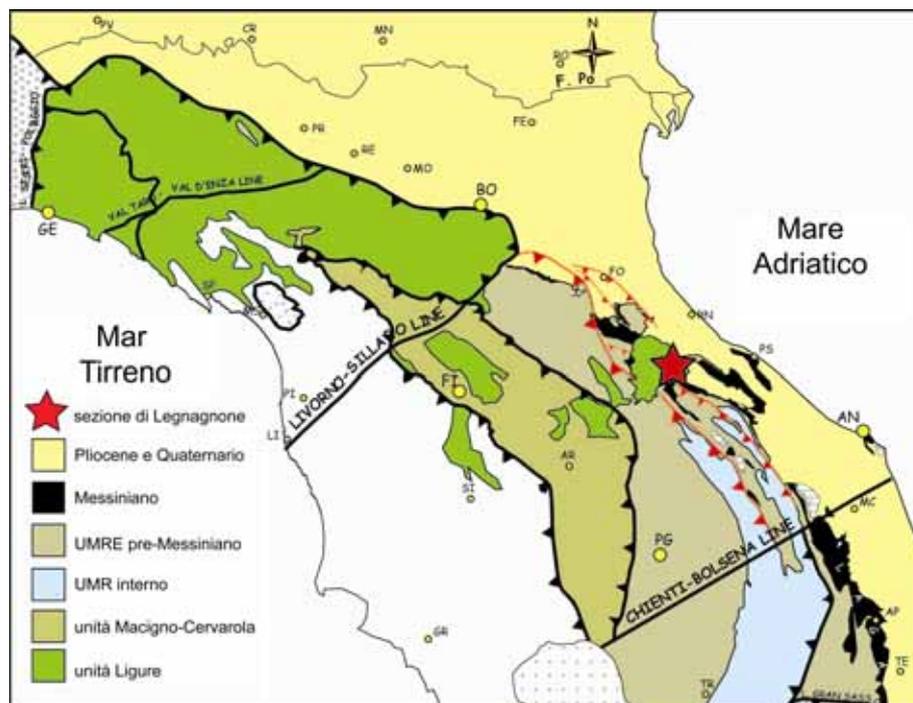


Fig. 13. Mappa geologica semplificata dell'Appennino settentrionale ed ubicazione della sezione di Legnagnone (UMRE: dominio Umbro-Marchigiano esterno; UMR: dominio Umbro-Marchigiano. Modificata da Roveri et al., 2006).

La sezione descritta in Gennari et al. (*in prep.*), ha uno spessore di circa 54 metri (Fig. 14). È costituita dalla base dai conglomerati di delta fluviale e sabbie della Formazione dell'Acquaviva che poggiano in discordanza sulle calcareniti mioceniche della Formazione di San Marino (Fig. 13). La Formazione dell'Acquaviva con un *trend di fining upward* passa gradualmente alle unità marnose della Formazione di Casa i Gessi, quest'ultima caratterizzata da molti orizzonti carbonatici cementati. Un graduale aumento della frazione carbonatica è registrato alla transizione con i soprastanti gessi primari. Subito sotto il primo banco di gesso che è spesso più di 10 metri, sono presenti due coppie di calcari e livelli ricchi di materia organica dello spessore di 1,2 m. L'analisi di facies nonché dei modelli relativi alle PLG ha consentito di identificare e tracciare i diversi cicli evaporitici attraverso il Mediterraneo (e.g. Lugli et al., 2008, 2010). Sulla base di queste osservazioni a Legnagnone è stato ipotizzato che le due coppie argille-carbonati sostituiscano (e quindi corrispondano) ai due cicli di gesso basali (Gennari et al., 2009a, *in prep.*). Il primo banco di gesso

presente a Legnagnone sarebbe quindi correlabile con il terzo ciclo di gessi (Gennari et al., 2009a, *in prep*).

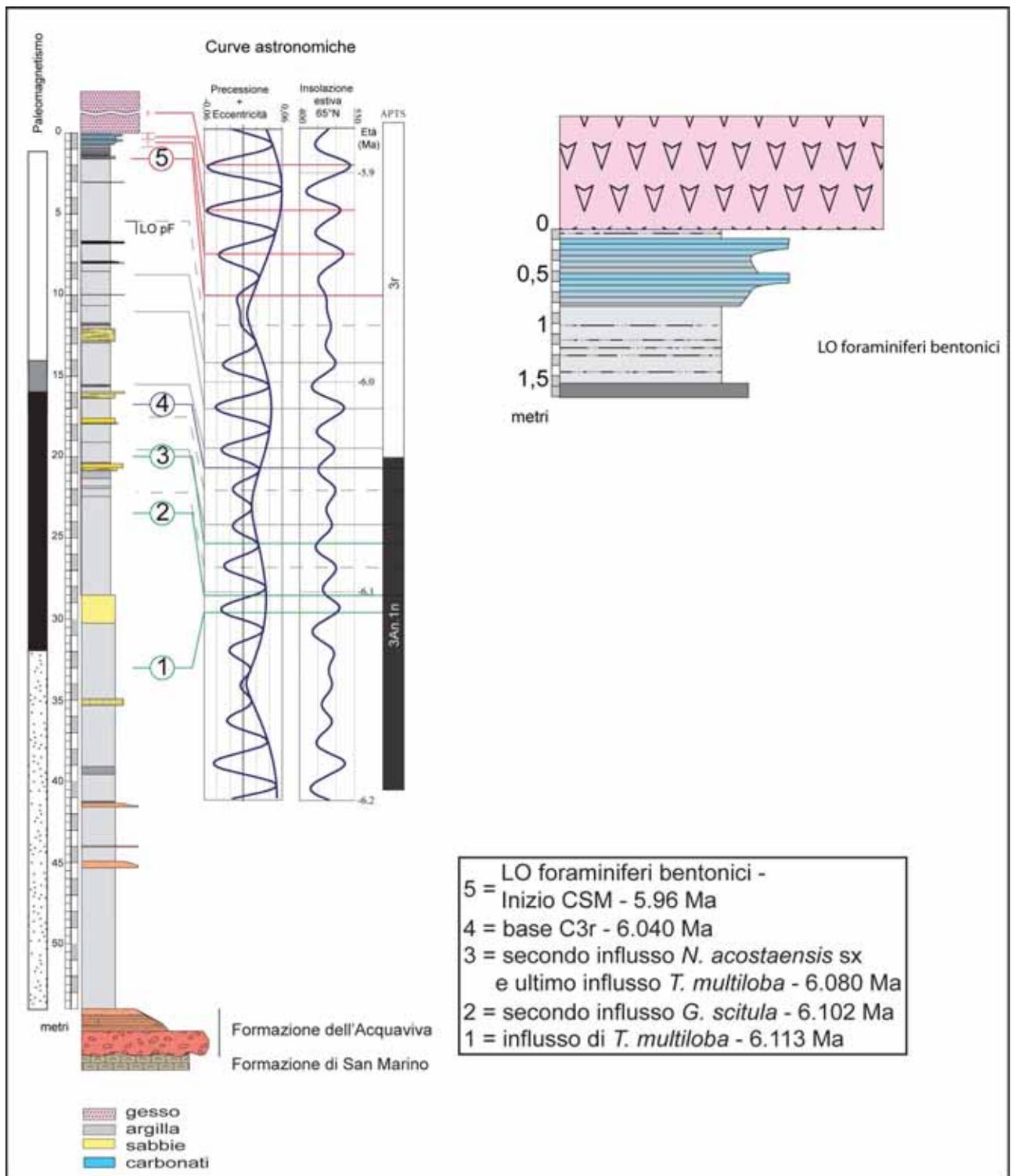


Fig. 14. Sezione di Legnagnone: colonna litologica, eventi magnetostratigrafici, biostratigrafici, correlazione con le curve astronomiche e con la scala APTS (*Astronomical Polarity Time Scale*). Sulla destra in alto: particolare della parte superiore della sezione costituita da due intervalli carbonatici e passaggio al primo banco di gesso presente nella sezione (modificata da Gennari et al., *in prep*).

### 4.3 Inquadramento biostratigrafico e magnetostratigrafico

Analisi biostratigrafiche su nannoplancton e foraminiferi sono state condotte in 96 campioni (Gennari et al., 2009b, *in prep*). Le associazioni a nannoplancton includono esclusivamente forme rimaneggiate, le interpretazioni biostratigrafiche sono quindi basate esclusivamente sui foraminiferi. Sebbene questi ultimi mostrino una presenza discontinua (Gennari et al., 2009b, *in prep*) sono stati osservati *marker* del Messiniano inferiore del Mediterraneo, in particolare: due picchi di *Turborotalia multiloba* a 20 e 33 m; *Neogloboquadrina acostaensis* è da comune a raro, il suo avvolgimento è prevalentemente sinistrorso (70%) fino a 34 m, poi destrorso fino a 20 m, dove le specie destrorse e sinistrorse sono nella stessa quantità, successivamente l'avvolgimento prevalente diventa di nuovo destrorso. Fra il primo e il secondo picco di *T. multiloba* (fra 23 e 24 m) è presente un influsso di *Globorotalia scitula*.

In accordo con la posizione dei bioeventi a foraminiferi planctonici osservati nella sezione di Molinos/Perales nel Bacino di Sorbas, per la quale sono noti vincoli cronologici elaborati sulla base del *tuning* astronomico (Sierro et al., 2001), Gennari et al. (2009b, *in prep*) hanno proposto per Legnagnone che (Fig. 14):

- i) la dominanza di *N. acostaensis* sinistrorsa a 34 m possa essere correlata con la porzione superiore di dominanza di forme sinistrorse, il cui *top* è datato a 6.108 Ma;
- ii) l'influsso di *G. scitula* possa correlarsi con il secondo influsso a 6.009 e 6.105 Ma;
- iii) l'ultimo influsso di *T. multiloba* possa essere datato a 6.08 Ma;
- iv) l'influsso di *N. acostaensis* sinistrorsa al 40% possa essere correlato col secondo influsso di *N. acostaensis* datato fra 6.078 e 6.082 Ma.

Gli studi magnetostratigrafici svolti da Gennari et al. (*in prep*) e Manzi (2001) hanno evidenziato che i campioni provenienti dalla parte inferiore della sezione, compresa fra la base e 32 m, siano da considerarsi rimagnetizzati e quindi risultino inutilizzabili. Nella porzione superiore della sezione è stata riconosciuta una polarità normale nell'intervallo fra 32 e 16 m; una breve polarità non definita è registrata fra 16 e 14 m, da 14 m fino al tetto della sezione è stata registrata una polarità inversa. In accordo con i bioeventi riconosciuti le due polarità magnetiche sono state rispettivamente correlate con la parte superiore del sub-chron C3An.1n e con la parte inferiore del sub-chron C3r (Fig. 14).

### 4.4 Palinologia

#### 4.4.1 Descrizione floristica

44 campioni sono stati sottoposti a trattamento chimico fisico standard per l'estrazione dei palinomorfi (polline e dinocisti) presso il laboratorio di palinologia "ENI E&P Division" di San Donato Milanese.

I campioni analizzati non sono sempre risultati ricchi in polline e in alcuni casi è stata osservata un'elevata presenza di palinomorfi rimaneggiati. Sono stati riconosciuti 70 taxa pollinici (Fig. 15); purtroppo lo scarso grado di conservazione ha talvolta reso difficile la determinazione.

Dalla base, i primi 3 campioni analizzati (LZ9, LZ12 e LZ14) mostrano concentrazioni basse con un massimo di 594 gr/g nel campione LZ12 (Fig. 16). Fra LZ17 e L47 le concentrazioni sono inferiori a 5000 gr/g con l'unica eccezione di L63 dove si registrano 15768 gr/g. Fra L45 e L15, la maggior parte dei campioni hanno concentrazioni inferiori ai 10000 gr/g con un minimo di 472 gr/g nel campione L17; la concentrazione più elevata, di 19428 gr/g, è registrata nel campione L27. I campioni L43, L42, L39, L35, L23 mostrano concentrazioni comprese fra 10573 e 17455 gr/g.

I campioni fra l'L13 e l'L03 mostrano valori compresi fra 10483 gr/g (L05) e 42278 gr/g (L09) che rappresenta il valore più elevato raggiunto nell'intera sezione. Nel campione L02 si registra un brusco calo con una concentrazione di soli 464 gr/g, la sezione si chiude con un nuovo incremento nel campione L01 dove si raggiungono 9667 gr/g.

Lo scarso numero di palinomorfi osservati e ritenuti in situ e l'alto numero di granuli rimaneggiati precludono la possibilità di elaborare dati statistici attendibili per i primi tre livelli analizzati LZ9, LZ12 e LZ14. Nei tre campioni sono presenti *Pinus t. diploxylon* e Pinaceae saccate indeterminabili oltre a *t. Taxodium/Glyptostrobus*, *Cedrus* ed *Engelhardia*; *Quercus* è presente nel campione LZ12, *Tsuga* nel LZ14. Sono inoltre stati osservati sporadici granuli di altre forme arboree come *Betula*, cf. *Cathaya*, *Ulmus* e Juglandaceae, e forme erbacee quali Asteraceae e *Plantago*.

Dal campione LZ17 fino al tetto della successione si osserva una maggiore concentrazione di palinomorfi e una minore quantità di granuli rimaneggiati. *Pinus t. diploxylon* e Pinaceae saccate indeterminabili risultano generalmente dominanti con valori spesso superiori al 50% ed un picco dell'82% nel campione L06; si osservano comunque numerose fluttuazioni con un minimo del 17% nel campione L30 (Fig. 15). Fra le altre Pinacee, *Cedrus* risulta presente in modo continuo ed è ben rappresentato soprattutto in alcuni livelli: raggiunge circa il 20% in L64 e L63, il 12% in L42, il 18% in L33 e il 10,7% in L01 (Fig. 15); valori inferiori all'1% sono invece registrati in L05 e L07. *Tsuga*, assente solo in L59, raggiunge il 7% nei campioni L43, L37 e L06 (Fig. 15). cf. *Cathaya* e *Pinus t. haploxylon* sono presenti abbastanza costantemente, con valori medi dell'1-2%; alcuni picchi sono stati osservati nei campioni L57 (3,6%), L53 (3,5%) e L31 (4,2%) (Fig. 15). Anche *Abies* e *Picea*, assenti solo nei campioni L22, L30 e L47, sono rappresentati con buona continuità. *Abies* raggiunge il valore massimo dell'8,5% nel livello L52, inoltre risulta superiore al 3% nei campioni L65, L27 e L05; *Picea* supera il 2% nei campioni LZ17 e L01 (Fig. 15). *t. Taxodium/Glyptostrobus*, ben rappresentato con valori che oscillano fra il 33% nell'L39 e il 3% nell'L06, raggiunge valori superiori al 30% anche nei livelli L35, L29 e L11 (Fig. 15). *Engelhardia* raggiunge la percentuale più elevata (15,6%) L47 ed è ben rappresentata anche nei livelli L53 e L15 dove raggiunge valori rispettivamente del 10,8 e 11,8%. Nei livelli restanti è sempre inferiore al 10% con un minimo dello 0,47% nel campione L31 (Fig. 15); è assente soltanto nei campioni L06, L04 e L02. Anche *Quercus*

è ben rappresentato e supera il 30% nei campioni L30 e L22. Si osservano molte oscillazioni del taxon, che raggiunge il 20% nel livello L19. Nei campioni L21, L23, L47, L55 e L61 è compreso fra il 10 e il 15%. I valori più bassi vengono raggiunti nei livelli L65, L63 e L06 dove scende al di sotto del 2% (Fig. 15). *Carpinus* e *Juglans* hanno una distribuzione abbastanza continua: il primo è generalmente meglio rappresentato e spesso supera il 2%; il secondo invece è generalmente inferiore al 2% ad eccezione di un notevole incremento fino al 7% nel livello L02 (Fig. 15). Sono inoltre presenti granuli di *Ulmus* e *Zelkova* con valori fino al 2% circa. Anche *Fagus* è abbastanza continuo soprattutto nella parte superiore della sezione a partire dal campione L19, tuttavia in quantità inferiori all'1%. Risultano più discontinui e generalmente inferiori all'1% *Tilia*, *Carya*, *Pterocarya*, *Liquidambar*, Juglandaceae, Hamamelidaceae, *Celtis*, Ulmaceae, *Hedera*, *Ilex*, *Acer*, *Betula*, *Sciadopitys*, t. *Sequoia*, *Distylium*, Celastraceae, *Myrica*, *Nyssa*, Arecaceae, *Rhoiptelea*, Caesalpinioideae, *Pistacia*, *Parthenocissus*. Rari sono i granuli di Rubiaceae p.p. (cf. *Nauclea*).

Fra le erbacee sono generalmente continue Ericaceae e Poaceae. Le Ericacee mostrano spesso valori abbastanza elevati soprattutto nella parte centrale della sezione dove raggiungono il 5,4% nel campione L30, le Poacee raggiungono invece generalmente quantità meno elevate con massimo di 4,6% nel campione L22. Le Chenopodiacee sono più continue e meglio rappresentate nella parte inferiore della sezione dove raggiungono il valore più elevato nel livello L59 con il 4,5%; nello stesso campione anche le Asteracee Asteroidee raggiungono il valore più elevato di 6,3%. Quest'ultimo taxon tuttavia risulta più continuo nella parte centrale della sezione anche se con valori molto spesso inferiori all'1%. Altri taxa come Asteraceae Cichorioideae, Brassicaceae e *Plantago* sono osservati in modo più discontinuo e generalmente inferiori all'1% (Fig. 15). Sono ancora più sporadici i granuli di *Ephedra*, Borraginaceae, Caryophyllaceae, Cistaceae, *Cistus*, *Helianthemum*, Cyperaceae, Fabaceae, Primulaceae, *Rumex*, Rosaceae, t. *Poterium*, Apiaceae, Cannabaceae, *Tricolporopollenites sibiricum* e *Sparganium* (Fig. 15).

#### 4.4.2 Ricostruzione paleoambientale e paleoclimatica

I diversi taxa riconosciuti, tracciati nel diagramma palinologico di dettaglio (Fig. 15), sono stati raggruppati in un diagramma palinologico sintetico come mostrato in Fig. 16, nella quale è stata inoltre riportata la curva relativa all'Indice di rimaneggiamento; tale curva è giustificata dalla presenza di un elevato numero di palinomorfi rimaneggiati, in particolare di *Classopollis*, taxon mesozoico (Fig. 16; v. Capitolo 2).

L'analisi delle variazioni percentuali dei gruppi inclusi nel diagramma sintetico, in particolare quelle del *Pinus* t. *diploxylon* e delle altre Pinacee saccate indeterminabili, hanno consentito di distinguere quattro fasi palinologiche (1-4) nella porzione della successione compresa fra 35,75 m e 0,40 m; non è stata effettuata invece nessuna considerazione climatico-vegetazionale per la porzione basale in quanto fortemente compromessa dall'elevato rimaneggiamento.

**Fase 1** (35,75 m - 21,5 m; LZ17 - L47). Il gruppo *Pinus t. diploxylon* + Pinaceae saccate indeterminabili oscilla fra il 45 e il 55%; i massimi si registrano nei campioni L65, L63, L61, L57, L53 e L49. Le fluttuazioni osservate consentono di ipotizzare variazioni relative al bacino di sedimentazione. In genere il polline di pino è sovrarappresentato negli ambienti acquatici a causa del suo facile trasporto su grandi distanze sia per mezzo del vento che di corsi d'acqua. Tanto maggiore è la distanza tra punto di emissione del polline e luogo di accumulo tanto più il fenomeno di sovrarappresentazione è accentuato. Quindi le fasi di forte incremento percentuale di questo taxon potrebbero corrispondere a fasi di ampliamento del bacino.

Nel campione L65 il picco di *Pinus t. diploxylon* + Pinaceae saccate indeterminabili coincide con l'aumento dei taxa subtropicali, i cui massimi, nei campioni successivi (vedi livelli L59, L55, L51 e L47) corrispondono invece a fasi di diminuzione delle Pinacee e sono spesso in accordo con i picchi delle latifoglie (L55, L51 e L47). Nel primo caso possiamo supporre l'instaurarsi di una fase più umida durante la quale la vegetazione subtropicale si sviluppa e l'aumento dei granuli di Pinaceae potrebbe essere imputabile ad un incremento del *runoff*. Quando invece osserviamo una corrispondenza fra l'incremento delle subtropicali e delle latifoglie con la diminuzione delle Pinacee potremmo avere una maggiore rappresentazione nello spettro pollinico di granuli locali e una riduzione del trasporto su lunga distanza. Dal campione LZ17 si osserva una buona presenza degli elementi microtermi, che nei livelli successivi L64 e L63 continuano ad essere ben rappresentati ed associati ad un incremento dei taxa meso-microtermi, in particolare *Cedrus*, a suggerire un possibile raffrescamento climatico. L'incremento delle erbe (in particolare Chenopodiaceae, *Artemisia* ed altre Asteraceae Asteroideae) nel campione L59 potrebbe testimoniare una fase di diminuzione dell'umidità. Nel campione L49 è presente un picco minore di elementi montani che potrebbe essere interpretato, dal punto di vista climatico, come una fase di raffrescamento; non possiamo tuttavia escludere che questo incremento, che si accompagna all'aumento generalizzato di tutte le Pinacee saccate, possa avere un significato strettamente tafonomico. In questo stesso livello il picco nell'Indice di rimaneggiamento suggerisce un probabile incremento dell'attività fluviale. Individuare i fattori responsabili dei principali cambiamenti ambientali non è semplice, risulta infatti molto spesso difficile discriminare il motore primo tra clima, tettonica ed eustatismo. Un ulteriore esempio è fornito dall'incremento delle essenze erbacee nei campioni L55 e L47: questo aumento potrebbe essere messo in relazione con oscillazioni climatiche (inaridimento) ma potrebbe anche essere stato indotto dalla diminuzione percentuale di *Pinus t. diploxylon* + Pinaceae saccate indeterminabili a sua volta causata da fenomeni di distorsione tafonomica.

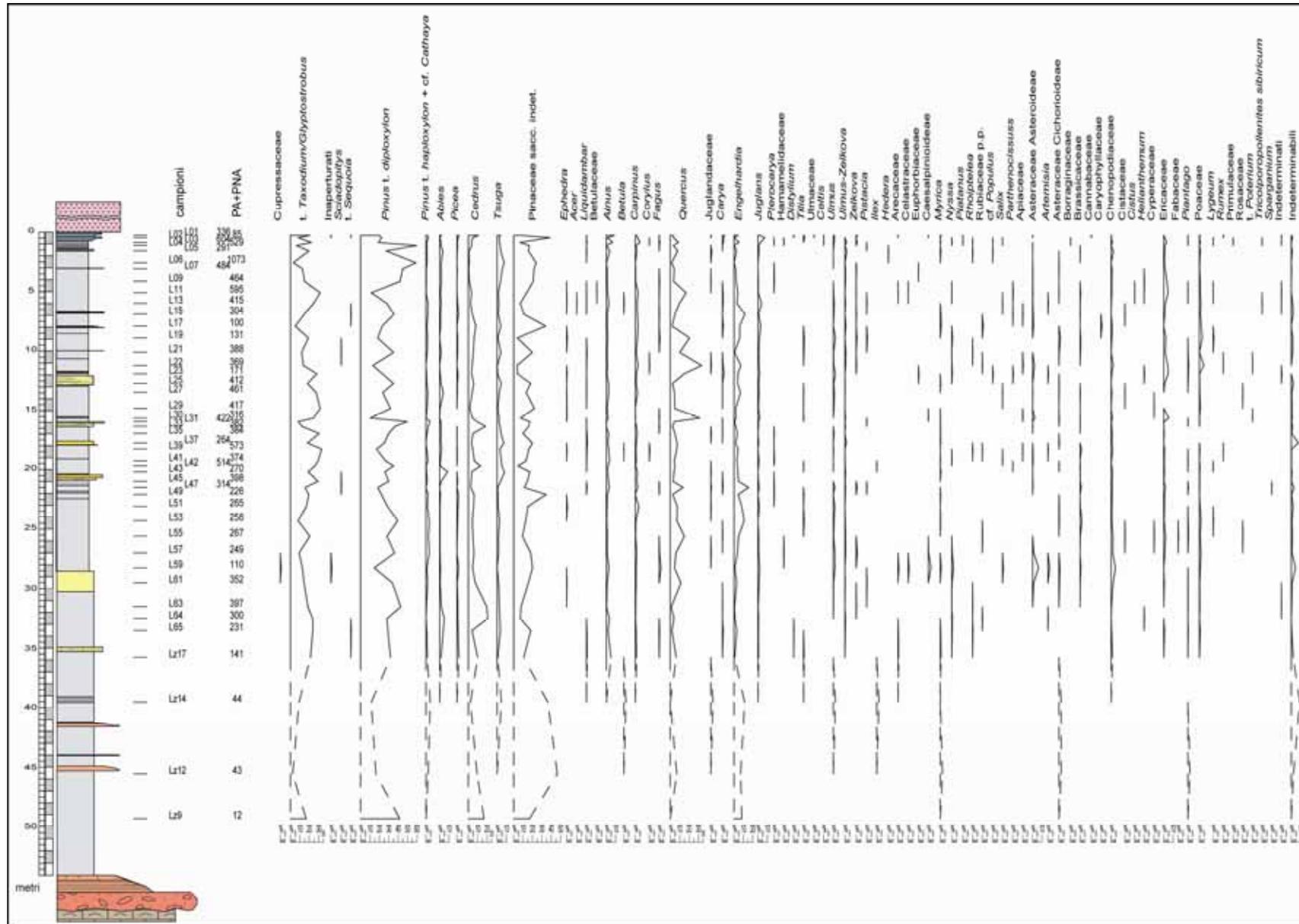


Fig. 15. Colonna litologica e diagramma palinologico di dettaglio della sezione di Legnagnone (PA+PNA=Piante Arboree + Piante Non Arboree).

**Fase 2** (21 m - 17 m; L45 - L35). Questa fase è caratterizzata da oscillazioni di *Pinus t. diploxylon* + Pinaceae saccate indeterminabili comprese il 45% e il 35%. I picchi di questo gruppo cadono nei campioni L45, L43 e L37. La fascia delle subtropicali si espande in corrispondenza dei campioni L45, L39 e L35, mentre quella delle latifoglie segue un graduale lieve incremento fra i livelli L45 e L37, seguito da un nuovo calo. Come nella fase precedente le subtropicali risultano talvolta in fase e talvolta in antifase con l'andamento delle Pinacee.

Nel campione L43 si registra il valore più elevato per l'intera sezione delle specie montane; anche le meso-microterme seguono un *trend* di incremento che culmina nel campione successivo L42. Il picco di erbe osservato in L39 si associa ad un generale incremento di tutti i gruppi tranne quello delle Pinacee che diminuisce significativamente. Questo *trend* è probabilmente riconducibile ad un restringimento dell'ambiente di sedimentazione.

**Fase 3** (16,4 m - 5,2 m; L33 - L11). Il gruppo del *Pinus t. diploxylon* + Pinaceae saccate indeterminabili registra oscillazioni molto ampie e piuttosto regolari con valori che vanno dal 20% circa fino ad oltre il 60%. I livelli caratterizzati dagli incrementi sono L31, L29, L25, L21 e L17. L19 è caratterizzato inoltre da un picco dell'Indice di rimaneggiamento; tutti i gruppi in questo campione aumentano in corrispondenza di una diminuzione delle Pinacee. Nei campioni dall'L30 all'27 si registra un graduale aumento delle subtropicali, che mostrano due picchi nei campioni L23 e L19, e un ulteriore *trend* di incremento fra i campioni L15 e L11. E' interessante notare come i picchi delle subtropicali siano spesso in antifase con quelli del pino. Le latifoglie mostrano i maggiori incrementi in L30, L22 (con aumento già in L23) e L19, un incremento minore è osservato in L27. Il campione L33 è caratterizzato da un incremento delle meso-microterme in particolare di *Cedrus*; una fase fresca con aumento delle microterme si registra nel livello L27 e poi ancora un nuovo incremento delle meso-microterme in L25; dal campione L22 le specie montane si mantengono su valori pressoché costanti e mediamente comprese fra il 2 e il 4%. I picchi delle erbacee si registrano nei campioni L30, L22 (culmine di un graduale aumento iniziato nell'L23), L19 e L11 in buon accordo con quelli delle latifoglie.

**Fase 4** (4,25 m - 0,4 m; L09 - L01) Le oscillazioni di *Pinus t. diploxylon* + Pinaceae saccate indeterminabili diventano ancora più ampie e vanno dal 25% fino oltre l'80%. Un *trend* di aumento del pino si registra fin dal livello L09 e culmina nell'L06 dove raggiunge il massimo dell'intera sezione; i picchi successivi interessano i livelli L04 e L02.

Gli aumenti delle subtropicali, delle altre piante arboree e delle erbacee sono in antifase con quelli del pino e si registrano nei campioni L05, L03 e L01, il gruppo delle latifoglie registra lo stesso andamento nei primi due campioni, ma non nel terzo, l'L01. In quest'ultimo si registra anche un incremento delle meso-microterme e delle microterme ad individuare un periodo probabilmente più fresco.

Le principali oscillazioni palinologiche osservate nella successione sono legate al contenuto in Pinacee saccate, queste variazioni testimoniano cambiamenti ambientali che non sono

necessariamente legati a significativi cambiamenti climatici. L'instaurarsi di condizioni più fresche è invece registrato dall'incremento delle specie montane. In generale tuttavia, la vegetazione testimonia condizioni climatiche relativamente stabili.

#### **4.4.3 Dinocisti e palinofacies**

L'analisi delle dinocisti e delle palinofacies è stata eseguita dal Dott. U. Biffi, presso il laboratorio di palinologia "ENI E&P Division" di San Donato Milanese. La presenza di dinocisti in situ è scarsa e la maggior parte dei taxa osservati sono risultati rimaneggiati. L'analisi delle palinofacies è stata effettuata sulla base dell'osservazione di 5 gruppi principali: materia organica amorfa (MOA), fusinite, frammenti legnosi, cuticole e palinomorfi (Fig. 16), le cui variazioni percentuali hanno consentito di riconoscere 3 intervalli (Gennari et al., *in prep*).

Il primo (a), dalla base a fino a 35 metri, mostra quantità di materia organica amorfa (MOA) e fusinite simili, che oscillano rispettivamente fra 13 e 31% e fra 12 e 37%. Nell'intervallo (b), da 35 fino a circa 24 metri (campioni L51-L53) è presente un forte incremento della fusinite (fino al 63%) mentre la materia organica amorfa diminuisce fino al 4%; qui come in (a) tutti gli altri gruppi non mostrano variazioni significative. L'intervallo (c), da 24 metri al tetto, è caratterizzato da una accentuata ciclicità della MOA e della fusinite che mostrano fluttuazioni opposte, comprese tra 4-63% la MOA e 20-79% la fusinite. Gli altri gruppi mostrano fluttuazioni minori; cuticole e frammenti legnosi subiscono una generale diminuzione mentre i palinomorfi aumentano.

#### **4.5 Discussione**

Il presente contributo palinologico si inserisce nel quadro degli studi geologico-stratigrafici (Gennari et al., *in prep*) che hanno consentito una precisa collocazione temporale della sezione di Legnagnone nonché una sua caratterizzazione paleoambientale durante i 180.000 anni che precedono l'inizio della crisi di salinità, più precisamente nell'intervallo fra 6.15 Ma e 5.9 Ma.

Le variazioni testimoniate dalle associazioni faunistiche e delle flore acquatiche trovano una buona documentazione anche nei diagrammi palinologici (vedi fluttuazioni delle Pinacee) e in quelli relativi alle palinofacies.

In particolare, lo studio biostratigrafico su foraminiferi ed ostracodi ha consentito di tracciare i principali cambiamenti dell'ambiente acquatico (intervalli I-III; Gennari et al., *in prep*) individuando il passaggio da un ambiente infralitorale ben ossigenato ad un ambiente anossico con oscillazioni della profondità, fino ad un ambiente circalitorale-batiale superiore e quindi infralitorale. La buona ossigenazione, testimoniata dalla base della sezione fino a 35 metri (I, Fig. 16), consente di spiegare la scarsa presenza di granuli pollinici facilmente alterati e/o distrutti dai fenomeni di ossidazione. Picchi dell'indice P/P+B (foraminiferi planctonici / foraminiferi planctonici + foraminiferi bentonici) registrati da Gennari et al. (*in prep*) a 33, 20 e 15 m (II) evidenziano fasi di anossia dei fondali

durante i quali si osserva la forte riduzione dei foraminiferi bentonici. I primi due eventi si accordano con un aumento della concentrazione dei palinomorfi nei campioni corrispondenti, mentre il terzo corrisponde ad una diminuzione delle Pinacee ed un conseguente incremento di tutti gli altri gruppi (campione L30). Ciò testimonia un importante cambiamento ambientale che potrebbe essere legato ad una riduzione degli apporti (marini e/o continentali) che avrebbe favorito la stagnazione delle acque e di conseguenza l'anossia dei fondali. Durante la fase III sono registrati due ulteriori picchi di plancton che precedono la scomparsa sia di ostracodi che di foraminiferi che testimoniano condizioni sempre più stressate (vedi anossia). I picchi del plancton corrispondono a fasi di riduzione delle Pinacee oltre che ad un incremento dell'Indice di rimaneggiamento (campioni L22 e L19), e della percentuale in fusinite (L19), elementi che suggeriscono un incremento degli apporti continentali. Segue in corrispondenza della scomparsa delle microfaune un generale incremento della concentrazione in palinomorfi.

Gli ambienti terrestri, ricostruiti a partire dal dato pollinico, risultano dominati da una vegetazione forestata che si estende dalle zone litorali verso l'entroterra. Le aree litorali e planiziali umide sono infatti caratterizzate da una palude arborata dominata da t. *Taxodium/Glyptostrobus* associato ad *Engelhardia*, che probabilmente trovava un habitat ideale nella fascia più arretrata rispetto alla riva. Le latifoglie sono ben rappresentate, soprattutto da essenze del genere *Quercus*, mentre la vegetazione erbacea risulta molto ridotta. Questo tipo di ambiente testimonia un clima prevalentemente caldo-umido come osservato per la maggior parte delle sezioni messiniane studiate in Italia centro-settentrionale (e.g. Bertini, 2006; Bertini e Martinetto, 2008, 2010). Il record pollinico registra tuttavia alcune fasi più fresche in buona corrispondenza con eventi freddi evidenziati anche nelle curve isotopiche (Van der Lann et al., 2006; Gennari et al., *in prep.*). Nei diagrammi palinologici queste fasi sono espresse dagli aumenti dei taxa microtermi e meso-microtermi in corrispondenza dei livelli L64 (evento 6.12 Ma), L43 (evento 6.08 Ma), L27 (evento 6.0 Ma) e corrispondono quindi ai minimi di insolazione ed i massimi di precessione come ipotizzato anche in Gennari et al. (*in prep.*). L'analisi delle associazioni polliniche non evidenzia fenomeni di diminuzione delle precipitazioni associati al raffrescamento. Infatti i picchi delle erbe, come registrato nel diagramma palinologico sintetico (Fig. 16), coincidono spesso con l'aumento delle temperate (*Quercus*) e talvolta delle subtropicali; quindi, diminuzioni di umidità si verificherebbero piuttosto durante le fasi calde. L'incremento del pino, legato ai fenomeni di distorsione tafonomica già discussi sopra, suggerisce fasi di allargamento del bacino molto probabilmente in coincidenza di periodi più umidi (maggiori precipitazioni). Come già accennato, i picchi delle subtropicali sono osservati talvolta in fase con l'aumento delle Pinacee, più spesso in antifase. Il primo caso potrebbe essere giustificato da una distanza della linea di costa relativamente ridotta, tale da permettere ai granuli pollinici delle essenze che vivono in prossimità della riva, di essere trasportati fino alla zona di sedimentazione come testimoniato dalla dominanza, fra le subtropicali, delle essenze di palude arborata (*swamp*). Quando i due gruppi sono in antifase possiamo invece ipotizzare una distanza

maggiore della linea di costa ed il conseguente incremento percentuale di granuli pollinici che possono subire un trasporto su lunghe distanze, come le Pinacee.

Nella parte superiore della successione si registra il passaggio dalla fase pre-evaporitica all'inizio della CSM testimoniata dai due livelli carbonatici ipotizzati rappresentare i primi due banchi di gesso della deposizione evaporitica. Questo importante passaggio stratigrafico è caratterizzato dal punto di vista palinologico da ripetute ed ampie fluttuazioni delle Pinacee. Abbiamo già evidenziato che questo andamento caratterizza l'intera successione, tuttavia non è escluso che le elevate percentuali raggiunte (soprattutto nel campione L06) possano indicare importanti cambiamenti ambientali legati all'instaurarsi della CSM. Le oscillazioni registrate potrebbero testimoniare fasi trasgressive, in corrispondenza dell'espansione delle Pinacee e successive fasi regressive. Queste variazioni ambientali potrebbero corrispondere all'instaurarsi di condizioni climatiche relativamente aride durante la deposizione delle evaporiti e umide durante la deposizione delle marne. La corrispondenza che spesso si verifica fra l'incremento delle Pinacee e quello delle fusinite potrebbe confermare che queste fasi corrispondono ad un incremento dell'apporto continentale dovuto ad un maggior *runoff*. Da un punto di vista ambientale è riscontrabile una buona corrispondenza fra le condizioni attese e quanto verificato; infatti la deposizione dei sedimenti evaporitici potrebbe corrispondere a fasi regressive. Tuttavia dal punto di vista floristico-vegetazionale non sono altrettanto evidenti significative oscillazioni in senso arido/umido. Infatti valutando le oscillazioni dei gruppi delle erbacee, degli elementi subtropicali e delle latifoglie, osserviamo che queste sono dovute principalmente all'incremento e alla diminuzione delle Pinacee, ma non sembrano riscontrabili evidenti significativi cambiamenti dovuti a fattori climatici.

I nostri dati quindi avvalorano l'ipotesi che la componente climatica non può essere considerata la causa scatenante la CSM e che può essere considerata invece un fattore secondario. Il persistere di un clima umido conferma inoltre, l'esistenza di un importante il gradiente climatico latitudinale nel Mediterraneo (Suc e Bessais, 1990; Suc et al., 1995b; Bertini et al., 1998).

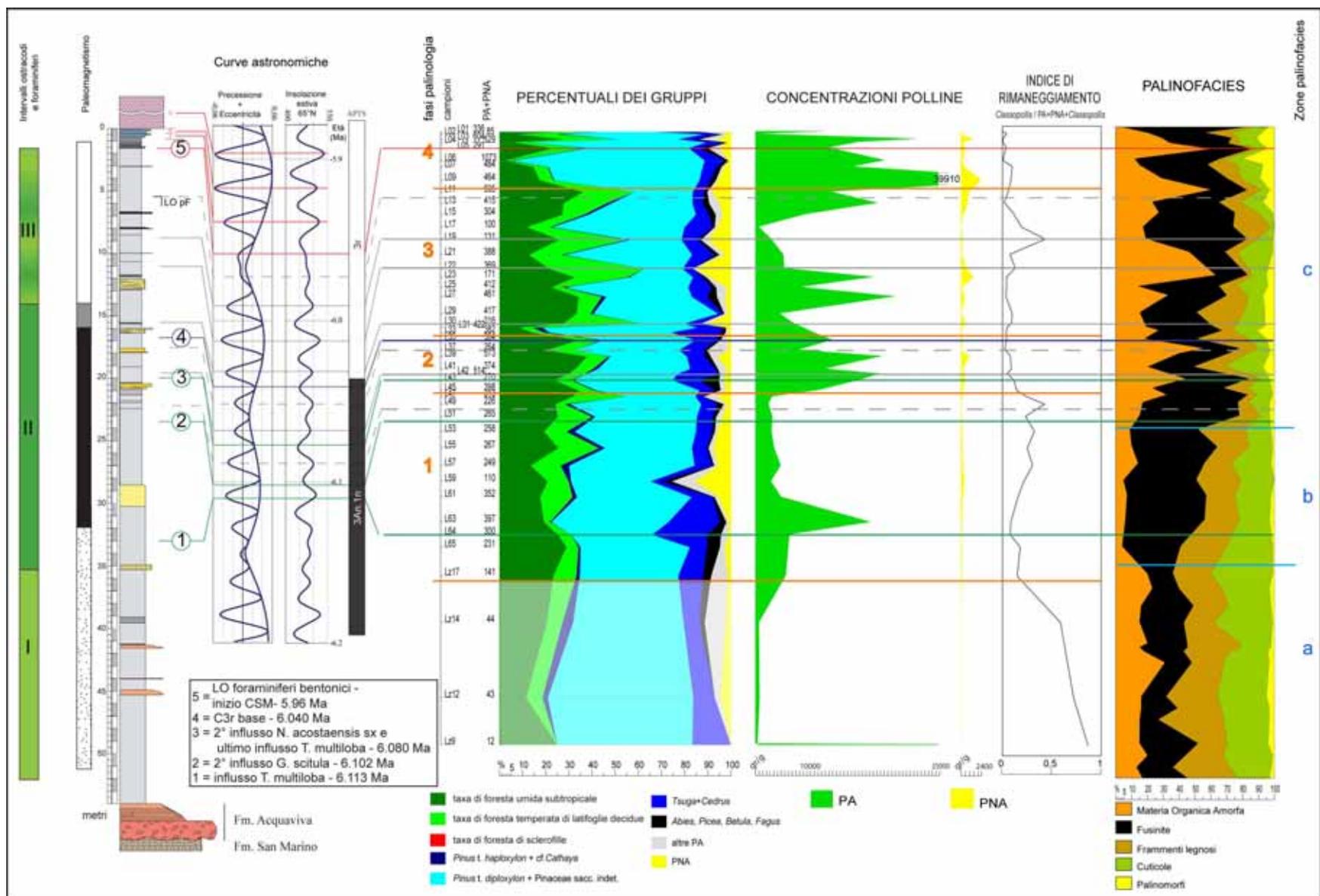


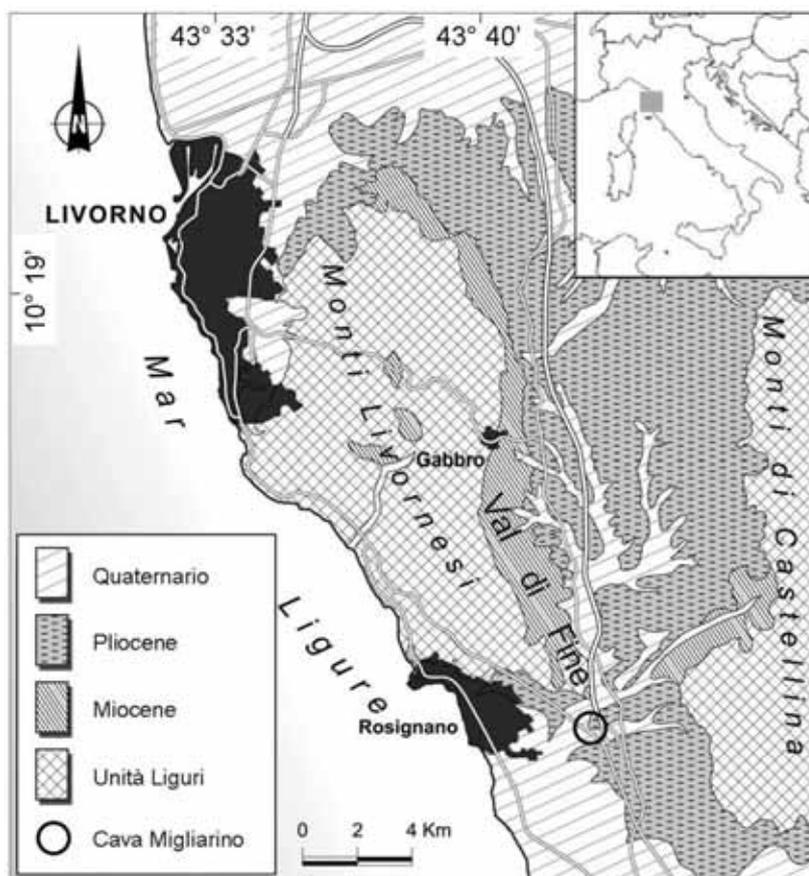
Fig. 16. Sezione di Legnagnone: eventi stratigrafici e litologia (Gennari et al., *in prep*), diagramma palinologico sintetico, concentrazione pollinica, Indice di rimaneggiamento e palino facies (PA = polline arboreo; PNA = polline non arboreo).

## CAPITOLO 5: STUDIO PALINOLOGICO DELLA SEZIONE DI CAVA MIGLIARINO (VAL DI FINE): LE EVAPORITI PRIMARIE DEL MESSINIANO IN TOSCANA

### 5.1 Introduzione

Nel Bacino del Mediterraneo lo studio dei sedimenti evaporitici messiniani ha interessato, in modo particolare, le successioni del sud della Spagna (Krijgsman et al., 2001; Sierro et al., 2001), dell'Appennino settentrionale (e.g. Vai e Ricci Lucchi, 1977; Krijgsman et al., 1999c; Lugli et al., 2005; Bertini, 2006) e della Sicilia (Roveri et al., 2008a, c; Lugli et al., 2010). L'area toscana è stata oggetto, fin dagli anni cinquanta, di numerosi studi (e.g. Malatesta, 1951, 1955; Giannini, 1955, 1960, 1962; Bartolini et al., 1976; Landini, 1977, 1981; Menesini, 1977; Gaudant, 1978; Bossio et al., 1978, 1981, 1985, 1997; Cauli e Nannoni, 1980; Bradley e Landini, 1984, 1985); purtroppo la complessità dei rapporti stratigrafici tra le varie successioni nonché l'assenza di riferimenti cronologici certi non permisero allora correlazioni attendibili con i depositi delle altre aree del Mediterraneo.

Nell'ambito di questa tesi è stato affrontato lo studio palinologico dei depositi di Cava Migliarino (Val di Fine, Livorno), una delle poche successioni toscane ritenute oggi costituite da evaporiti primarie (Figg. 17 e 18; Lugli et al., 2010). I dati palinologici sono stati raccolti ed integrati con quelli stratigrafici già noti in bibliografia, inclusi i più recenti lavori biostratigrafici condotti su



foraminiferi (Riforgiato, 2008) ed ostracodi (Da Prato, 2009), allo scopo di contribuire alla caratterizzazione paleoambientale e paleoclimatica dell'area toscana e alla correlazione dei diversi cicli sedimentari evaporitici sia a livello regionale (vedi confronto con la Vena del Gesso) che dell'intero Bacino Mediterraneo (vedi Bacino di Sorbas), premessa indispensabile per definire una cronologia univoca della fase evaporitica messiniana.

Fig. 17. Carta geologica schematica della Val di Fine e ubicazione della sezione di Cava Migliarino (modificata da Aldinucci et al., 2005).

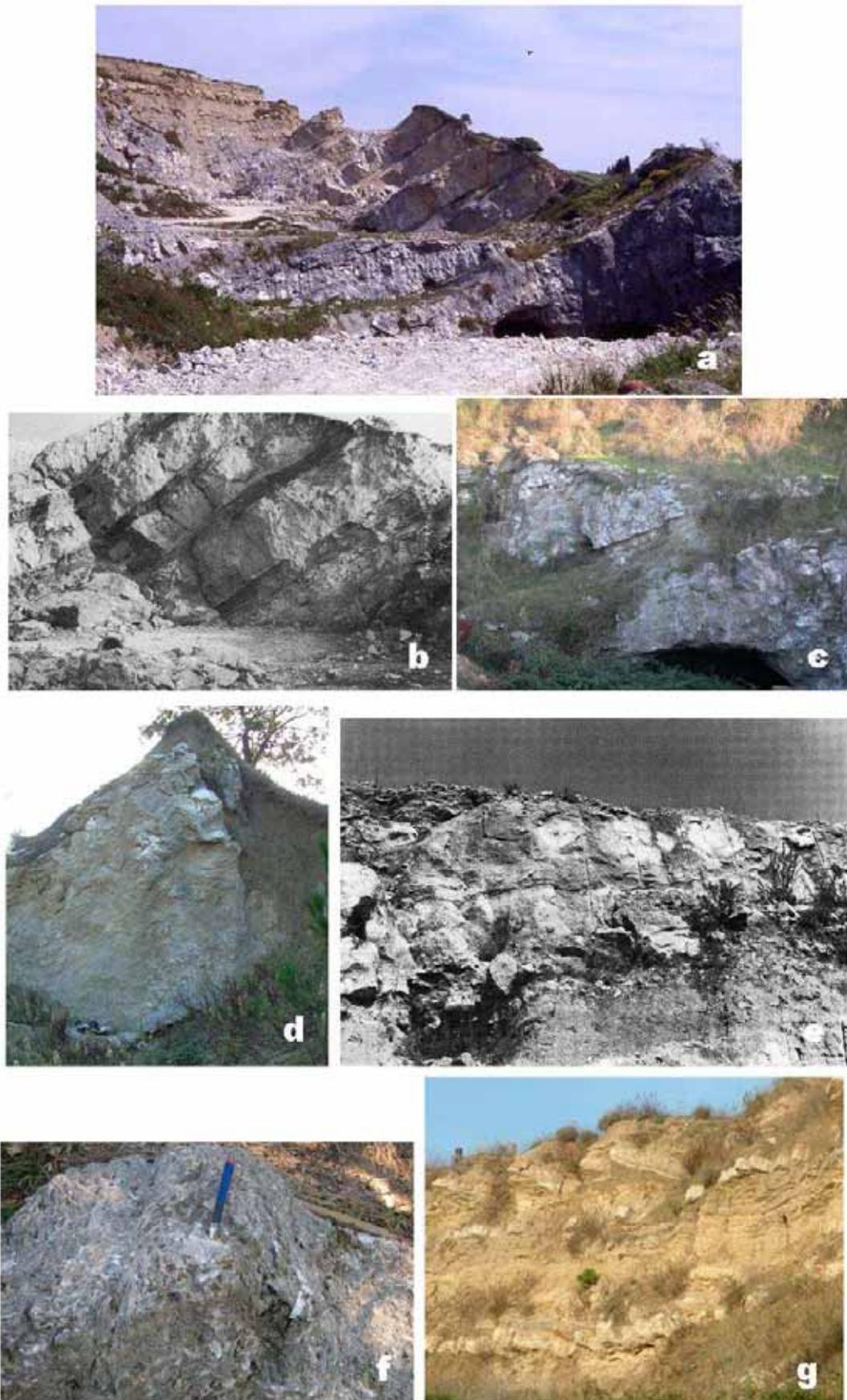


Fig. 18. Immagini della sezione di Cava Migliarino. a) veduta d'insieme della cava; b) alternanza gesso-pelite; c) III / IV banco di gesso; d) e e) sferoidi di alabastro; f) gesso selenitico alla base del II banco; g) parte superiore della sezione (da Bartoletti et al., 1985; per cortese concessione di Riforgiato).

## 5.2 Inquadramento geologico stratigrafico

La Val di Fine è un bacino neogenico toscano delimitato dai Monti Livornesi a Ovest e da quelli di Castellina ad Est, si estende per circa 8 km con andamento nord-sud (Fig. 17) e fa parte di un sistema di depressioni che si sono formate a causa di processi tettonici che hanno interessato la Toscana a partire dal Tortoniano superiore (e.g. Malinverno e Ryan, 1986; Bernini et al., 1990; Patacca et al., 1990; Boccaletti et al., 1991, 1995; Martini e Sagri, 1993; Boccaletti e Sani, 1998; Moratti e Bonini, 1998; Bonini e Sani, 2002). La sedimentazione in Val di Fine inizia nel Tortoniano superiore (Fig. 19) con la deposizione di conglomerati riferibili alla Serie lignitifera, che una discontinuità separa da quelli messiniani (Lazzarotto et al., 1990; Bossio et al., 1999). Successivamente gli alti marginali del bacino sono interessati dalla deposizione del Calccare di Rosignano (Bossio et al., 1996a), costituito dal basso verso all'alto da tre unità: i) i Calcari di Acquabona ii) l'Intervallo Carbonatico Lagunare e iii) il Calccare di Castelnuovo. Sopra quest'ultimo si collocano marne bioturbate e stratificate ricoperte da marne diatomitiche. Il passaggio ai depositi evaporitici (gesso) è improvviso e caratterizzato dall'alternanza gesso-argille come si osserva nella successione oggetto di questo studio. I depositi post-evaporitici soprastanti includono marne lacustri da massive a finemente laminate e stratificate, intercalate a sabbie, gessi e conglomerati. Le marne marine plioceniche seguono in concordanza (Sarti, 1995; Sarti et al., 1995; Aldinuci et al., 2005).

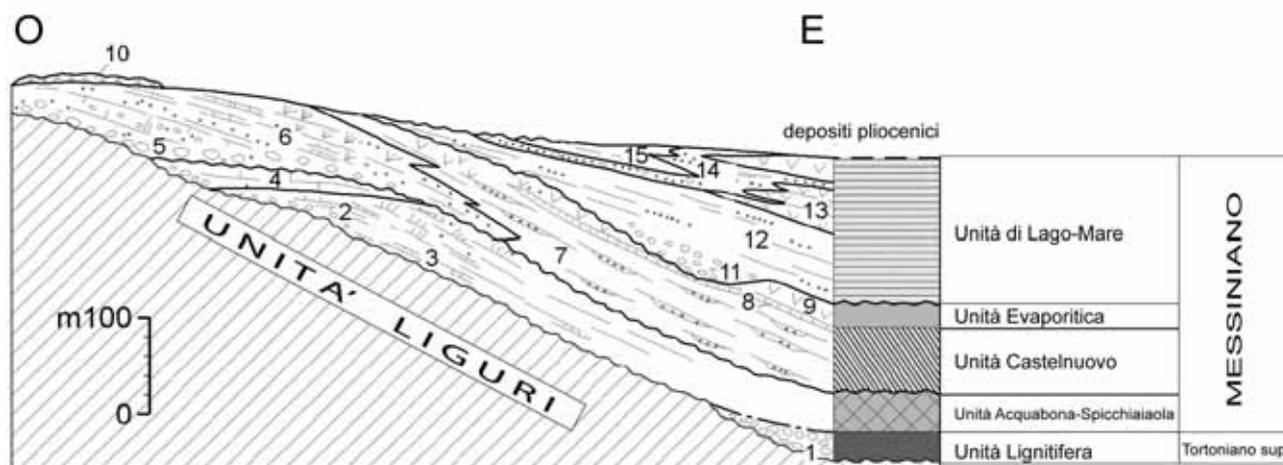
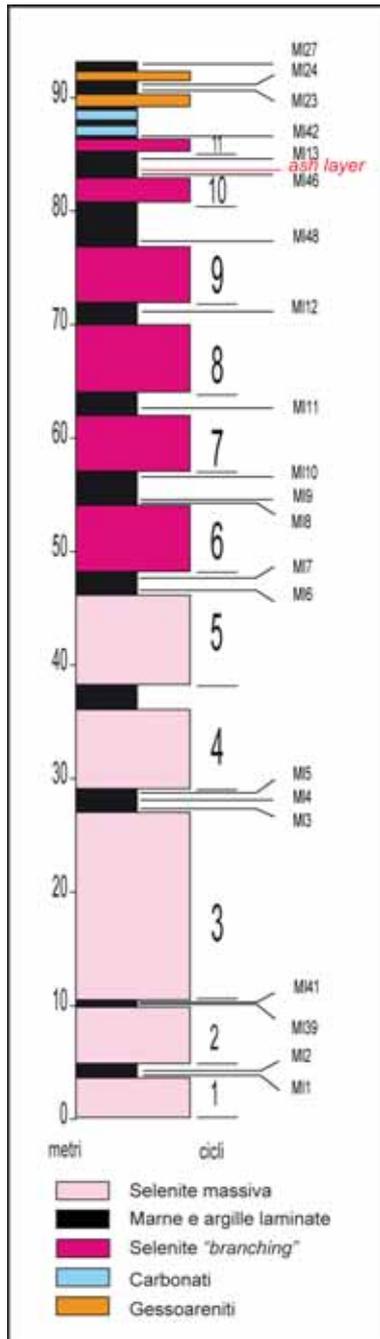


Fig. 19. Unità deposizionali della Val di Fine (modificata da Aldinucci et al., 2005). 1: Conglomerati lignitiferi; 2: Conglomerati di Cantine; 3: Dolomite dell'Acquabona; 4: Intervallo Carbonatico Lagunare; 5: Conglomerati di Villa Mirabella; 6: Calccare di Castelnuovo; 7: Marne marine laminate; 8: Diatomiti (Paltratico Tripoli); 9: Gessi Inferiori Marini; 10: Breccie, dolomiti ricristallizzate; 11: Conglomerati di Rio Sanguigna; 12: Marne e sabbie lacustri; 13: Gessi Superiori; 14: Conglomerati di Villa di Poggio Piano; 15: Marne lacustri.

## 5.3 Descrizione della sezione

La sezione di Cava Migliarino affiora in una porzione marginale del bacino, nell'omonima cava (Fig. 17 e 18), in passato sfruttata per l'estrazione del gesso alabastrino ed oggi abbandonata e ricoperta da detriti e vegetazione molto folta. I numerosi studi, recentemente effettuati dai ricercatori dell'università di Siena, hanno consentito la ricostruzione della successione stratigrafica e delineato le principali caratteristiche biostratigrafiche (Aldinucci et al., 2005; Riforgiato, 2008; Da Prato,



2009). La sezione, descritta da Bossio et al. (1978), come recentemente riportato da Riforgiato (2008) e Lugli et al. (2010), ha uno spessore di circa 93 metri (Fig. 20) ed include 11 banchi di gesso alternati a livelli pelitici. I banchi di gesso inferiori sono generalmente più spessi di quelli superiori. I primi due banchi hanno spessore di poco inferiore a 5 metri. Il terzo banco risulta essere il più spesso dell'intera sezione e misura circa 16 metri. I banchi dal 4 al 9 hanno uno spessore che varia fra 5 e 8 metri mentre i banchi 10 e 11 sono più sottili, rispettivamente 2 e 1,5 metri. A circa 84 metri dalla base, fra i banchi 10 e 11, è stato rinvenuto un livello vulcanoclastico di circa 2 cm di spessore, le cui analisi per datazioni  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  sono attualmente in corso. Il tetto della sezione (Fig. 18g) è costituito da un intervallo che presenta livelli centimetrici di gessoareniti, argille marnose e carbonati; non è escluso che tali sedimenti costituiscano due ulteriori cicli in cui il gesso è sostituito dai carbonati (Aldinucci, comunicazione personale; Riforgiato, 2008). Un altro banco di gesso non esposto nella sezione sarebbe stato osservato, in passato, all'interno di un sottostante pacco decametrico di marne. Sulla base delle osservazioni di campagna sotto i gessi, inoltre, dovrebbero essere presenti peliti tripolacee poggianti sulla Formazione del Calcare di Rosignano (Bossio et al., 1978; Bartoletti et al., 1985).

Fig. 20. Colonna litologica della sezione di Cava Migliarino (modificata da Riforgiato, 2008 e Lugli et al., 2010).

Bossio et al. (1978) interpretavano i gessi di Cava Migliarino come clastici, messi in posto con il meccanismo delle "colate di flusso". Sarti et al. (1995) mettono in evidenza la presenza di "fantasmi" di gesso selenitico in posizione di crescita, confermata anche dalle osservazioni dei sedimentologi dell'università di Siena alla base del primo e del terzo banco (Fig. 18). Ulteriori elementi che suggeriscono oggi una deposizione primaria dei gessi di Cava Migliarino sono l'alternanza gessopelite (facies a lamine e bande) e la presenza di palle di alabastro a gradazione inversa; quest'ultimo elemento interpretato, in passato, come il risultato di deposizione clastica, oggi è invece considerato come una caratteristica dei gessi primari (Lugli, comunicazione personale; Lugli et al., 2010).

## 5.4 Inquadramento biostratigrafico

Dati biostratigrafici aggiornati provengono dagli studi su foraminiferi e ostracodi realizzati nell'ambito delle tesi di dottorato di Riforgiato (2008) e Da Prato (2009). Entrambi i lavori sono stati svolti con metodologia semiquantitativa, su un totale di 18 campioni (Tab. III) prelevati negli intervalli marnosi della successione (Fig. 20).

Sia ostracodi che foraminiferi sono sporadici lungo la successione, con un incremento nei campioni ubicati nei 5 metri superiori. Sono stati osservati esclusivamente foraminiferi bentonici, infatti l'unica forma planctonica presente (*Globigerinoides obliquus*) è stata interpretata come rimaneggiata (Riforgiato, 2008). In particolare sono state riconosciute 10 specie appartenenti a 8 generi: *Ammonia tepida*, *Bolivina paralica*, *Bolivina dilatata*, *Cassidulina prima*, *Cribrononion articulatum*, *Discorinopsis aguayoi*, *Nonion depressolum*, *Protelphidium granosum*, *Quinqueloculina* sp.

Campione	Resti di pesci	Briozoi	Ostracodi	Frammenti di oogni di Characeae	Frammenti di opercoli di <i>Bithynia</i>	Foraminiferi planctonici	Foraminiferi bentonici
MI 27			R				
MI 24			A				A
MI 23			R				R
MI 13	R						A
MI 12	C		R				R
MI 11					R		
MI 10	A						
MI 9	R						
MI 8							
MI 7	R	R	R				A
MI 6	R						
MI 5	C				R		
MI 4	C						
MI 3			R	R			
MI 39							
MI 41	R						
MI 2						R	
MI 1							

Tab. III. Distribuzione semiquantitativa delle associazioni macro- e micropaleontologiche della sezione di Cava Migliarino. R = rari; A = abbondanti; C = comuni (da Riforgiato, 2008).

Per quanto riguarda gli ostracodi, sono state individuate almeno 6 specie: *Callistocythere* spp., *Semicytherura* spp., *Aurila* sp., *Cyprideis* sp., *Cyprideis agrigentina*, *Loxoconcha mülleri*, *Chartocythere* sp. Da segnalare nel campione MI 24, ubicato a 91.5 m, la presenza di una fauna oligotipica, ben conservata, composta da frequenti esemplari di *Cyprideis agrigentina*, comuni individui di *Loxoconcha mülleri* e rare forme di *Chartocythere* sp.

L'intera sezione sulla base della biostratigrafia a foraminiferi si colloca nella *Non Distinctive Zone* (Iaccarino et al., 2007); sulla base della biostratigrafia ad ostracodi la presenza nel campione MI24 di

*Loxoconcha mülleri*, colloca la parte superiore della sezione nell'omonima biozona (Grossi, 2008; Gliozzi et al., 2010) individuata dalla FO del taxon stesso.

## 5.5 Palinologia

### 5.5.1 Descrizione floristica

18 campioni (Fig. 21) sono stati trattati per indagini palinologiche presso il Laboratorio di Palinologia del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze secondo una metodologia standard (v. Capitolo 2). 15 di questi sono stati selezionati fra quelli già analizzati per il loro contenuto in foraminiferi e ostracodi.

Quattro dei livelli trattati sono risultati sterili in palinomorfi (MI39, MI10, MI24 e MI27). I campioni MI5, MI11, MI13 e MI23 hanno mostrato una concentrazione molto bassa, da poche decine a poche centinaia di gr/g. Nei livelli restanti sono stati registrati valori più elevati fino ad un massimo di 41652 gr/g in MI12. Le osservazioni microscopiche hanno consentito il riconoscimento di 83 taxa, tutti rappresentati nel diagramma palinologico di dettaglio (Fig. 21). Fra gli elementi più abbondanti segnaliamo *Pinus t. diploxylon* e Pinaceae saccate indeterminabili spesso entrambi oltre il 20% ad eccezione del campione MI23 dove il pino è assente e le Pinacee saccate indeterminabili scendono all'1%. *Cedrus* è compreso fra il 2,6% (MI3) e il valore massimo di 9,3% raggiunto nell'MI48. cf. *Cathaya* registra variazioni quantitative più ampie che vanno dal 15,5% nel MI7 allo 0,1% nel MI48. Sia *Cedrus* che cf. *Cathaya* sono assenti nei livelli MI5, MI11, MI13 e MI23, cf. *Cathaya* anche nell'MI6. *Abies* raggiunge il valore più elevato (4,3%) nei campioni MI6 e MI11 mentre è inferiore all'1% in MI42, MI46, MI48, MI9, MI7 e MI5 e non è registrato in MI23. Nel campione MI11 *Picea* raggiunge il 7,9%; anche nei campioni MI13 e MI3 è ben rappresentato, con valori rispettivamente del 3,6 e 4,8%; in MI7 e MI48 raggiunge l'1,3% mentre risulta inferiore all'1% in MI12, MI41, MI4 e MI6 ed assente in MI5, MI46, MI42 e MI23. La presenza di t. *Taxodium/Glyptostrobus* è continua seppur con oscillazioni molto ampie, infatti dai valori più elevati del 16% e 15% rispettivamente in MI5 nel MI9 si scende sotto l'1% nei livelli MI13 e MI42 fino al minimo di 0,1% in MI6. *Quercus* è presente in tutti i campioni spesso con percentuali elevate; nei campioni MI42 e MI46 raggiunge rispettivamente il 19,2% e il 14%; valori compresi fra il 5 e l'8,6% sono osservati nei livelli MI3, MI4, MI5, MI12, MI48 e MI23; in MI13 e MI41 raggiunge circa il 3%, mentre nei campioni centrali MI6, MI7, MI9 e MI11 si osservano valori inferiori compresi fra lo 0,5 e l'1,8%. Le Poacee sempre presenti; raggiungono il valore più alto (30,6%) nel livello MI23; sono al 19,2 e al 15,8% rispettivamente in MI42 e MI12; valori compresi fra il 6 e il 10 % sono osservati nei campioni MI41, MI4, MI5, MI46 e MI13 mentre scendono sotto al 5% in MI3, MI6, MI7, MI9, MI11 e MI48. Sono piuttosto continue con percentuali importanti anche Ericaceae e Chenopodiaceae, le prime assenti nell'MI11 e nell'MI23 le seconde nell'MI4 e nell'MI11. Le Ericacee sono meglio rappresentate nei livelli alla base della sezione infatti in MI41, MI3, MI4 e MI6 risultano comprese fra il 12,7 e il 15%;

valori comunque importanti, oltre 5% e fino al 8,9%, sono registrati anche nei livelli MI5, MI7, MI9, MI12, MI48 e MI46; sono presenti con valori più bassi in MI42 e MI13 rispettivamente con 3,1% e 0,7%. Le Chenopodiacee mostrano il picco massimo nel MI42 dove raggiungono il 20,8%; anche nel MI9 sono ben rappresentate con il 12,3%; nei livelli MI3, MI5, MI12, MI48, MI46 e MI23 sono comprese fra 8 e 2%, sono circa l'1,4% nel MI13 ed inferiori all'1% in MI41, MI6 e MI7.

Asteraceae sia Asteroideae che Cichorioideae sono abbastanza continue, ma con valori in genere inferiori o di poco superiori all'1%; da segnalare un aumento fino al 5,7% delle Asteraceae Asteroideae nel campione MI13 e l'esplosione delle Asteraceae Cichorioideae fino al 54% nel MI23. Altri taxa mediamente continui sono *Carpinus*, *Alnus*, *Ulmus*, Ulmaceae, *Zelkova*, *Engelhardia*, *Juglans*, *Plantago*, Caryophyllaceae, Cistaceae, *Artemisia* ed *Ephedra*, mentre risultano più sporadici *Carya*, *Celtis*, *Fagus* e *Liquidambar*. Sono osservati in modo ancora più discontinuo dei precedenti: *Pterocarya*, *Acer*, Juglandaceae, *Quercus* t. *ilex-coccifera*, *Pinus* t. *haploxylon*, *Myrica*, *Cistus*, *Helianthemum*, Lamiaceae, *Rumex*, Apiaceae, Brassicaceae ed Euphorbiaceae. Decisamente rari sono i granuli pollinici di: Juncaceae, *Sparganium*, *Myriophyllum*, Cannabaceae, Urticaceae, *Galium*, *Neurada*, t. *Poterium*, Rosaceae, Ranunculaceae, *Limonium*, Fabaceae, *Lygeum*, Cyperaceae, Saxifragaceae, Sapotaceae, cf. *Populus*, *Nyssa*, Moraceae, Clethraceae, *Sambucus*, Caprifoliaceae, *Buxus*, *Ilex*, *Pistacia*, Anacardiaceae, *Fraxinus*, Oleaceae, *Distylium* ed altre Hamamelidaceae.

### 5.5.2 Ricostruzione vegetazionale e climatica

Il diagramma palinologico sintetico (Fig. 22), elaborato sulla base dei raggruppamenti descritti nel Capitolo 2, consente di sintetizzare i principali cambiamenti vegetazionali e climatici. L'intera successione, ad esclusione dell'ultimo campione fertile al tetto (MI23), è caratterizzata da elevate percentuali dei taxa del gruppo *Pinus* t. *diploxylon* + Pinaceae saccate indeterminabili; ciò è riconducibile all'abbondante produzione di questi granuli pollinici da parte delle corrispondenti piante madri ed alla loro facilità di trasposto (e.g. Heusser e Balsam, 1977); infatti entrambi questi fattori possono determinare una sovrarappresentazione di queste essenze nei diagrammi palinologici. La presenza di molte erbacee fin dalla base della sezione suggerisce un ambiente aperto in prossimità del bacino di sedimentazione. Probabilmente era diffusa una vegetazione di tipo costiero, più simile agli attuali ambienti di spiaggia che ad un palude arborata così come registrata da Bertini (2006) in successioni coeve dell'Italia centrale e settentrionale del versante adriatico.

Alla base del ciclo 4, una progressiva riduzione delle Pinacee è registrata all'interno dell'intervallo marnoso ed associata ad una marcata diminuzione della concentrazione dei palinomorfi. La persistenza di specie di foresta umida subtropicale e di foresta temperata di latifoglie decidue, l'assenza di variazioni significative nelle erbacee, insieme ad un significativo incremento in Ericaceae, suggeriscono ancora un buon livello di umidità.

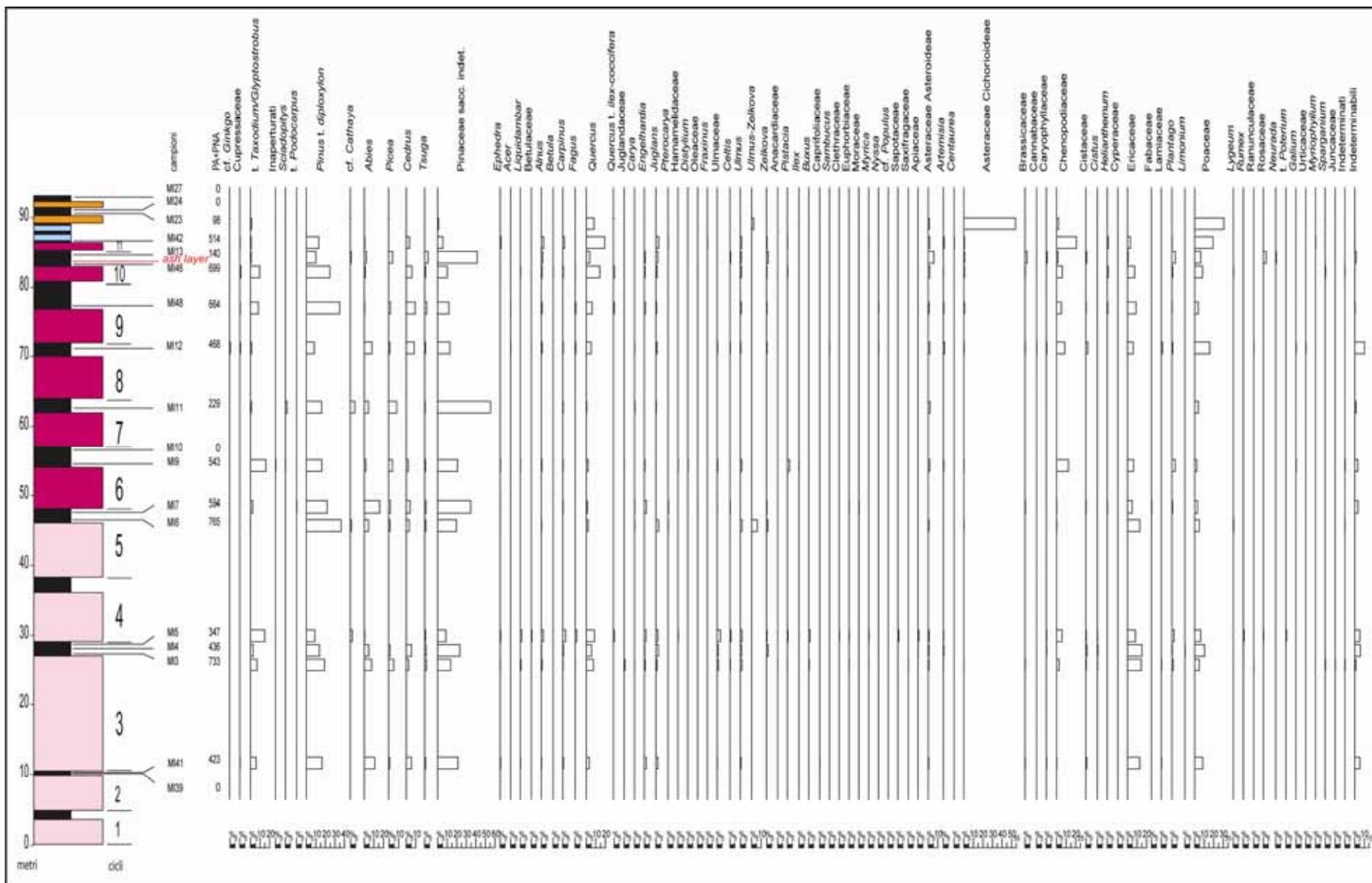


Fig. 21. Diagramma palinologico di dettaglio della sezione di Cava Migliarino (PA+PNA=Piante Arboree + Piante Non Arboree).

In questo intervallo sono stati rinvenuti resti di pesci rappresentati esclusivamente dalla specie *Aphanius crassicaudatus* (Bradley e Landini, 1985), tipica di ambienti lagunari-salmastri e tollerante oscillazioni di salinità.

Nel ciclo 5, nel campione MI6 si osserva una pressoché totale assenza di taxa di foresta umida subtropicale, mentre persistono elementi di foresta temperata a latifoglie decidue; si registra inoltre una presenza significativa di elementi microtermi (*Abies*, *Picea*, *Fagus* e *Betula*) e micro-mesotermici (*Tsuga* e *Cedrus*) che suggeriscono l'instaurarsi di una fase più fresca.

Nel campione MI9 osserviamo, per la prima volta, una significativa presenza di sclerofille (rappresentate principalmente da *Pistacia*) che potrebbero indicare una stagionalità climatica. Anche le erbacee e le subtropicali sono ben rappresentate, mentre sono più ridotte le temperate. Le erbacee fra cui dominano le Chenopodiacee, specie alofite, potrebbero rappresentare un ambiente di tipo costiero strettamente locale. Nella zona retro-dunale invece è presente una palude arborata (*swamp*) dominata da t. *Taxodium/Glyptostrobus* che testimonia un clima caldo-umido. L'espansione di questi gruppi rispetto ai campioni precedenti potrebbe essere indotta dalla diminuzione percentuale delle Pinacee (Fig. 22).

Nella parte centrale della sezione, soprattutto in MI11 così come in MI7, si osserva un'ulteriore espansione delle Pinacee ed una conseguente riduzione degli altri gruppi (taxa di foresta umida subtropicale, taxa di foresta temperata di latifoglie decidue e piante non arboree). Nel campione MI11, oltre ad un'esplosione di *Pinus* t. *diploxylon* e Pinaceae saccate indeterminabili, osserviamo un'importante incremento degli elementi montani che potrebbe testimoniare un evento climatico correlabile ad uno degli stadi isotopici freddi che si sono verificati durante la deposizione dei PLG. Non è escluso tuttavia che l'aumento delle Pinacee (incluse le microterme) possa essere imputabile anche a fenomeni tafonomici. Nello stesso campione si osserva infatti una forte riduzione della concentrazione in palinomorfi che, associata all'espansione percentuale delle Pinacee, potrebbe testimoniare un trasposto su lunga distanza; se così fosse, non è da escludere che questa fase rappresenti un evento di trasgressione.

A partire dal ciclo 8 osserviamo una diminuzione delle Pinacee, che quasi scompaiono al tetto della sezione, ed un progressivo incremento delle erbacee che nell'ultimo campione fertile, MI23, rappresentano circa il 90% del totale. Nel campione MI12 la diminuzione delle Pinacee è associata all'espansione delle piante non arboree; le specie di foresta umida subtropicale sono molto ridotte mentre si mantengono su valori significativi le latifoglie decidue e le micro-mesoterme. L'incremento delle erbacee, fra cui principalmente Poaceae e Chenopodiaceae, potrebbe suggerire una fase di maggiore aridità, ipotesi supportata anche dalla diminuzione delle subtropicali.

MI48, nel ciclo 9, è caratterizzato, rispetto al campione precedente, dall'espansione di Pinaceae e subtropicali mentre si riducono le erbacee e rimangono sostanzialmente invariati i valori di *Tsuga* e *Cedrus* e dei taxa montani.

Nel ciclo 10, in MI46, si registra la diminuzione di tutte le Pinacee saccate ed il conseguente incremento di tutti gli altri gruppi; si osserva anche una presenza, seppur limitata, delle sclerofille.

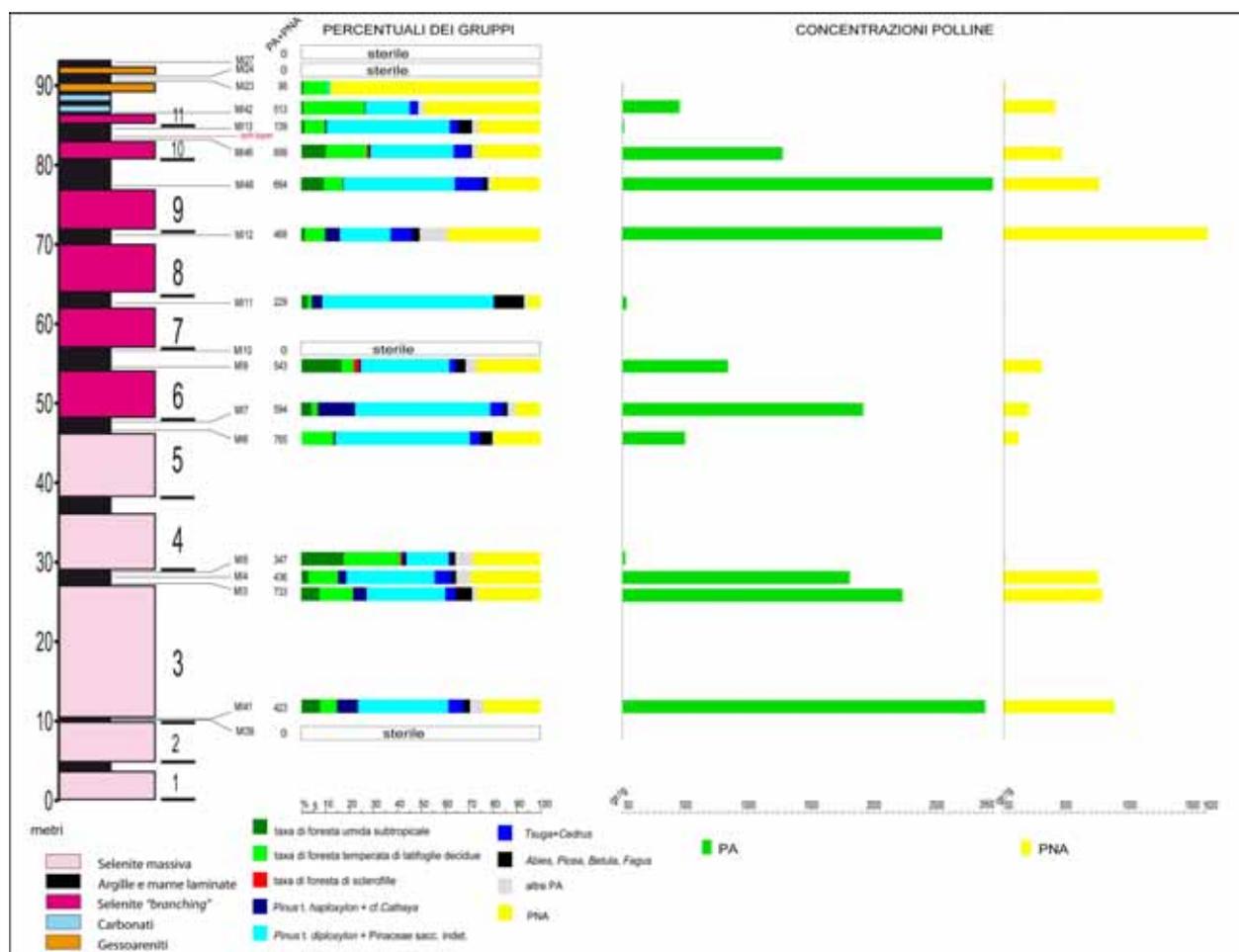


Fig. 22. Sezione di Cava Migliarino: colonna litologica (modificata da Riforgiato, 2008 e Lugli et al., 2010), diagramma palinologico sintetico e diagrammi delle concentrazioni (PA = polline arboreo; PNA = polline non arboreo).

In MI13 una nuova espansione delle Pinacee è associata alla riduzione di subtropicali e latifoglie decidue e all'aumento delle specie montane, oltre che ad una forte diminuzione della concentrazione. Si ripropone quindi una situazione analoga a quella del campione M11 dove però le Pinacee sono più abbondanti.

Nei due campioni al tetto della sezione, MI42 e MI23, si registra una presenza molto ridotta delle subtropicali ed una progressiva diminuzione delle Pinacee associata all'aumento delle erbacee. Una spiegazione di tipo climatico, legata all'instaurarsi di un clima più arido, è plausibile per MI42, mentre sembra poco probabile per MI23. Questo campione è infatti caratterizzato dalla presenza oltre il 50% di un unico taxon (*Asteraceae Cichorioideae*); ciò suggerisce una probabile distorsione di tipo tafonomico.

Lungo la sezione sono state osservate singole comparse della dinocisti *Operculodinium* sp., nei campioni MI11, MI13 e MI23; singoli granuli di t. *Zygnema*, forma algale tipica di ambienti dulcicoli, sono stati osservati nei campioni MI13 e MI9. Queste presenze sono tuttavia troppo sporadiche per essere utilizzate per considerazioni di carattere paleoambientale.

## 5.6 Discussione

La caratterizzazione dell'ambiente continentale che emerge dalle analisi palinologiche, realizzate nelle peliti intercalate ai gessi, suggerisce la presenza di una vegetazione prevalentemente forestata, seppur con una fascia erbacea ben sviluppata, a testimonianza di un clima prevalentemente subtropicale-temperato caldo. La sporadica presenza di dinocisti marine permette di escludere condizioni marine normali ed indica piuttosto un ambiente di deposizione fortemente stressato e sfavorevole alla vita di questi organismi. Ciò in buon accordo con i risultati degli studi delle associazioni ad ostracodi e foraminiferi che suggeriscono, in particolare nell'intervallo inferiore, una elevata salinità delle acque non escludendo però che in alcuni casi le marne intercalate ai gessi rappresentino un ambiente salmastro o dulcicolo, come testimoniato anche dalla presenza molto saltuaria di oogoni di Characeae (Riforgiato, 2008; Da Prato, 2009). L'intervallo superiore, in accordo con il contenuto paleontologico ed i caratteri sedimentologici, corrisponde ad un ambiente di deposizione continentale caratterizzato da acque mesoaline poco profonde. Le poche forme di alghe dulcicole, osservate nei preparati palinologici, indicano probabili sporadici apporti di acqua dolce in corrispondenza di MI9 e MI13. La parte superiore della sezione, a partire dal campione MI24, è stata attribuita sulla base delle associazioni ad ostracodi all'intervallo post-evaporitico; purtroppo tutti i campioni palinologici sono risultati sterili in palinomorfi per probabili disturbi tafonomici; non possiamo quindi fornire un contributo biostratigrafico all'inquadramento di questa porzione della successione sulla base delle associazioni a dinocisti (vedi taxa di Lago-Mare). Registriamo tuttavia, nell'ultimo campione fertile MI23, ubicato poco sotto MI24, un drastico cambiamento ambientale testimoniato dall'esplosione delle erbacee (Asteraceae Cichorioideae e Poaceae).

La serie evaporitica toscana risulta incompleta rispetto alle serie tipo del Bacino di Sorbas, dove sono stati descritti XVII cicli (Sierro et al., 2001), e delle successioni Appenniniche, dove sono stati generalmente individuati XVI cicli (Vai e Ricci Lucchi, 1977; Krijgsman et al., 1999c; Lugli et al., 2005, 2010). Come proposto da Lugli et al. (2010) a Cava Migliarino sarebbero presenti i primi 11 cicli evaporitici (1-11) e la base della sezione registrerebbe l'inizio della CSM (5.96 Ma). Questa interpretazione stratigrafica deriva dal riconoscimento dei diversi cicli sulla base delle facies associate, inclusa la presenza della "*branching selenite*" nel sesto ciclo (Fig. 20). Lugli et al. (2010) collocano, infatti, a scala mediterranea la prima deposizione della "*branching selenite*" in corrispondenza del sesto ciclo evaporitico, calibrato a 5.84 Ma. Dal punto di vista ambientale questo evento testimonierebbe l'instaurarsi di una fase più arida durante la quale l'apporto di acque continentali risulta ridotto; di conseguenza l'analisi degli isotopi dello Sr fornisce valori che testimoniano un maggior contributo oceanico (Lugli et al., 2010).

Dai diagrammi palinologici non risultano nella sezione studiata evidenze di marcati cambiamenti climatici verso condizioni di maggiore aridità a partire dal sesto banco di gesso. È però fondamentale tenere presente che i campioni studiati provengono sempre dalle peliti e non dai gessi; risulta quindi difficile il confronto diretto di due fasi deposizionali distinte e molto diverse fra loro, che

rispecchiano all'interno del ciclo fasi rispettivamente "più umide" e "più aride". Aumenti delle erbacee sono registrate a partire dal ciclo 8. In particolare, una fase arida è testimoniata nel campione MI12 in cui si registra un aumento delle erbacee e una diminuzione delle specie di foresta umida subtropicale; anche i campioni al tetto della successione a partire da MI13 suggeriscono condizioni di maggiore aridità.

Sulla base dell'interpretazione cronologica proposta da Lugli et al. (2010) gli stadi isotopici freddi TG22 e TG20 dovrebbero corrispondere ai cicli 9 e 11, ma eventi di raffreddamento non risultano evidenti nei diagrammi palinologici (campioni MI48 e MI42). Due fasi di raffreddamento sono invece evidenziate in corrispondenza dei cicli 7 e 10 (MI11 e MI13). Questa difficoltà di correlazione degli eventi "freddi" richiede una doppia riflessione: 1. sulle modalità di risposta della vegetazione a scala locale agli eventi registrati a scala globale; 2. sull'interpretazione stratigrafica della successione, vedi possibile assenza di cicli come supposto da Riforgiato (2008). Infatti oltre alla già accennata presenza di un banco di gesso sepolto, Riforgiato (2008) ipotizza la possibilità che il terzo banco, dato il suo notevole spessore, possa corrispondere ad un ciclo doppio in cui risulterebbero assenti le peliti. La presenza di due ulteriori cicli consentirebbe una migliore corrispondenza degli stadi isotopici TG 20 e TG 22 con la fasi di raffreddamento registrate nei diagrammi palinologici.

Il confronto con i dati bibliografici disponibili per successioni coeve, come quelle della Vena del Gesso (Bertini, 2006), evidenzia a Cava Migliarino (Fig. 23) percentuali più elevate di Pinaceae ed erbacee, minori di taxa di foresta umida subtropicale e montani; inoltre le dinocisti sono in quantità relativamente inferiore. In generale possiamo quindi supporre la presenza di un clima più secco rispetto al lato adriatico; non si raggiungono comunque i valori di xericità registrati nelle successioni dell'Italia meridionale (Suc e Bessais, 1990; Suc et al., 1995c) e della Spagna meridionale (in corso di studio); ciò conferma la presenza di gradienti climatici nell'area mediterranea (e.g. Bertini, 2006; Fauquette et al., 2006).



## CAPITOLO 6: CONTRIBUTO PALINOLOGICO ALLO STUDIO DELLA SUCCESSIONE MESSINIANA DEL BACINO DI VOLTERRA (TOSCANA, ITALIA)

### 6.1 Introduzione

Molti studi a carattere stratigrafico-sedimentologico e strutturale sono stati realizzati nel Bacino neogenico-quadernario di Volterra (e.g. Bossio et al., 1996b; Moratti e Bonini, 1998; Pascucci et al., 1999; Testa e Lugli, 2000). Tuttavia a causa della complessità dei rapporti stratigrafici fra i diversi depositi, in particolare quelli di età messiniana, non esiste un'interpretazione univoca delle diverse unità litostratigrafiche riconosciute ed una loro correlazione con sedimenti coevi dell'area mediterranea. Una caratteristica peculiare del Bacino di Volterra è la presenza di salgemma, i cui depositi sono stati sfruttati a scopo industriale dalla società Solvay fin dai primi anni del '900.

Lo studio palinologico intrapreso è finalizzato a contribuire ad una migliore definizione stratigrafica dei depositi salini e più in generale dei depositi neogenici del Bacino di Volterra. Grazie alla disponibilità della società Solvay è stato possibile realizzare, nell'area della concessione mineraria di Poppiano (Fig. 24), un sondaggio (S1113) perforato dalla società stessa nell'ambito del progetto PRIN 2006 "Origine, cronologia e distribuzione dei depositi salini nei bacini del Mediterraneo centrale (Sicilia, Calabria e Toscana): implicazioni a grande scala per la crisi di salinità messiniana". Sono stati inoltre sottoposti ad indagine palinologica un secondo sondaggio (PG4128), messo a disposizione in precedenza dalla società Solvay, e la sezione di Cava Faltona (Fig. 24).

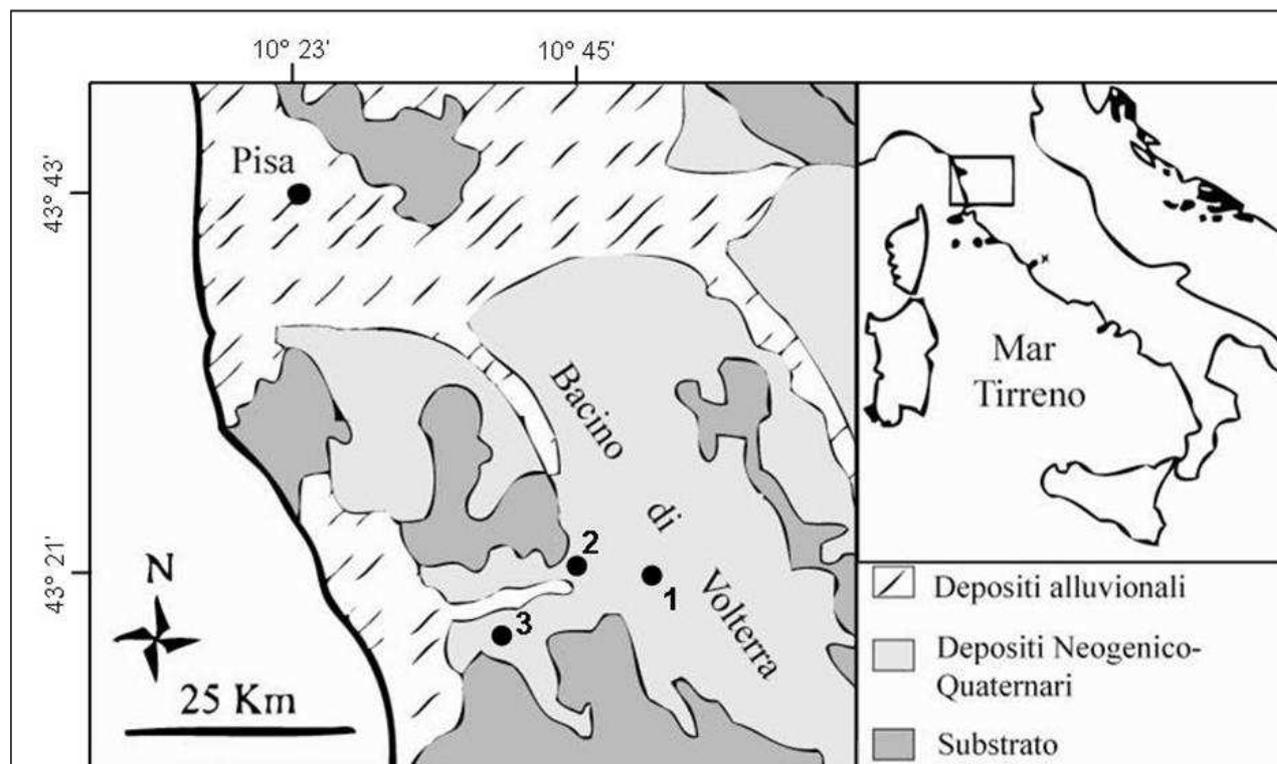


Fig. 24. Schema geologico semplificato del Bacino di Volterra (modificata da Boccaletti e Sani, 1998) e ubicazione delle sezioni sottoposte ad indagini palinologiche (1: sondaggio S1113; 2: sondaggio PG4128; 3: Cava Faltona).

## 6.2 Inquadramento geologico stratigrafico

Il Bacino di Volterra (Toscana occidentale) è rappresentato da una depressione strutturale che si è formata fra la Dorsale Metamorfica Medio Toscana e la Dorsale Peritirrenica, a partire dal Miocene (Martini et al., 2001). Il bacino si estende per circa 60 km in direzione NNO-SSE e per circa 15 km in direzione ONO-ESE (Fig. 24) ed è riempito da circa 3500 m di sedimenti neogenico-quadernari (Moratti e Bonini, 1998; Pascucci et al., 1999).

Così come per molte aree coeve della Toscana, è ancora aperto il dibattito su quale sia l'attività tettonica prevalente durante la formazione del bacino, che contrappone i sostenitori di una attività distensiva (Malinverno e Ryan, 1986; Patacca et al., 1990; Martini e Sagri, 1993) a quelli che sostengono invece un ruolo dominante dell'attività compressiva (Boccaletti et al., 1992; Bonini e Moratti, 1995; Boccaletti e Sani, 1998; Moratti e Bonini, 1998).

Al di sopra del substrato pre-neogenico sono state descritte 6 unità litostratigrafiche (Fig. 25) (Bossio et al., 1996b, 1997, 1998; Pascucci et al., 1999; Sandrelli, 2001) riferibili a diversi ambienti deposizionali (marino, salmastro, lacustre). L'unità VT1, costituita dalle Arenarie di Ponsano (Giannini e Tongiorgi, 1959; Mazzanti et al., 1981) del Serravalliano-Tortoniano inferiore, è caratterizzata da arenarie marine di acqua bassa con occasionali marne di ambiente più profondo. L'unità VT2, attribuita al Tortoniano-Messiniano inferiore, consiste di conglomerati fluviali (Conglomerati di Luppiano) ricoperti da conglomerati alluvionali e arenarie (Formazione di Sellate) che passano verso l'alto ad argille di acqua dolce-salmastra (Formazione Torrente Fosci), queste ultime sono ricoperte dall'alternanza di gessi e marne (parte superiore della Formazione Torrente Raquese).

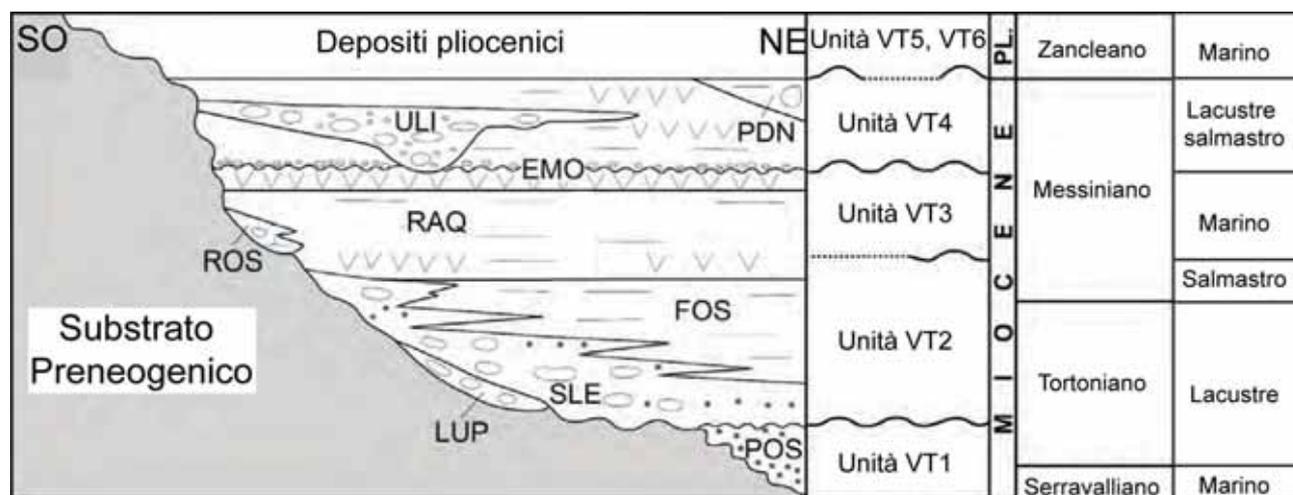


Fig. 25. Unità litostratigrafiche del Bacino di Volterra. POS: Arenarie di Ponsano; SLE: Formazione di Sellate; LUP: Conglomerati di Luppiano; FOS: Formazione del Torrente Fosci; ROS: Calcarea di Rosignano; RAQ: Formazione del Torrente Raquese; EMO: argille e gessi del Fiume Era Morta; ULI: Conglomerati di Ullignano; PDN: Conglomerati di Podere Nuovo. (Modificata da Riforgiato et al., 2008).

L'unità VT3 include conglomerati del Messiniano inferiore e i calcari di scogliera (Calcarea di Rosignano) che passano verso l'alto alle cosiddette Argille a *Pycnodonta*. Queste ultime sono sormontate da un'alternanza di gessi primari e argille (parte inferiore della Formazione delle Argille

e Gessi del Fiume Era Morta) che registrano la fase evaporitica legata alla Crisi di Salinità Messiniana nel Bacino di Volterra. L'unità VT4, separata dalla precedente da una discordanza e correlabile alla fase post-evaporitica (Lago-Mare s.l.), comprende locali corpi conglomeratici (Conglomerati di Uignano e Conglomerati di Podernuovo) e argille, sabbie, gessoareniti e gessoruditi (parte alta della Formazione delle Argille e gessi del Fiume Era Morta). Infine, le unità VT5 e VT6 comprendono argille, sabbie, conglomerati e biocalcareni plioceniche.

## 6.3 Descrizione delle sezioni oggetto di studio

### 6.3.1 La successione di Cava Faltona

La successione di Cava Faltona (Fig. 26), che affiora in una porzione marginale del Bacino di Volterra in prossimità delle località Casino di Terra, è stata descritta e campionata lungo tre sezioni (Fal1-3), in collaborazione con il Dott. Marco Benvenuti dell'Università di Firenze.

La sezione Fal1, dello spessore di circa 1,40 m include i depositi attribuiti al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore; vi sono stati prelevati 11 campioni distanziati l'uno dall'altro di circa 10 cm.

La sezione Fal2 include circa 0,75 m di depositi attribuiti alla Formazione delle Argille a *Pycnodonta* (Messiniano inferiore); vi sono stati prelevati 7 campioni.

La sezione Fal3, dello spessore di circa 7,40 m, include quattro banchi di gesso alternati a livelli argillosi la cui attribuzione cronologica è ancora incerta. Sono stati campionati i livelli di argilla intercalati ai gessi e sono stati prelevati un totale di 15 campioni.

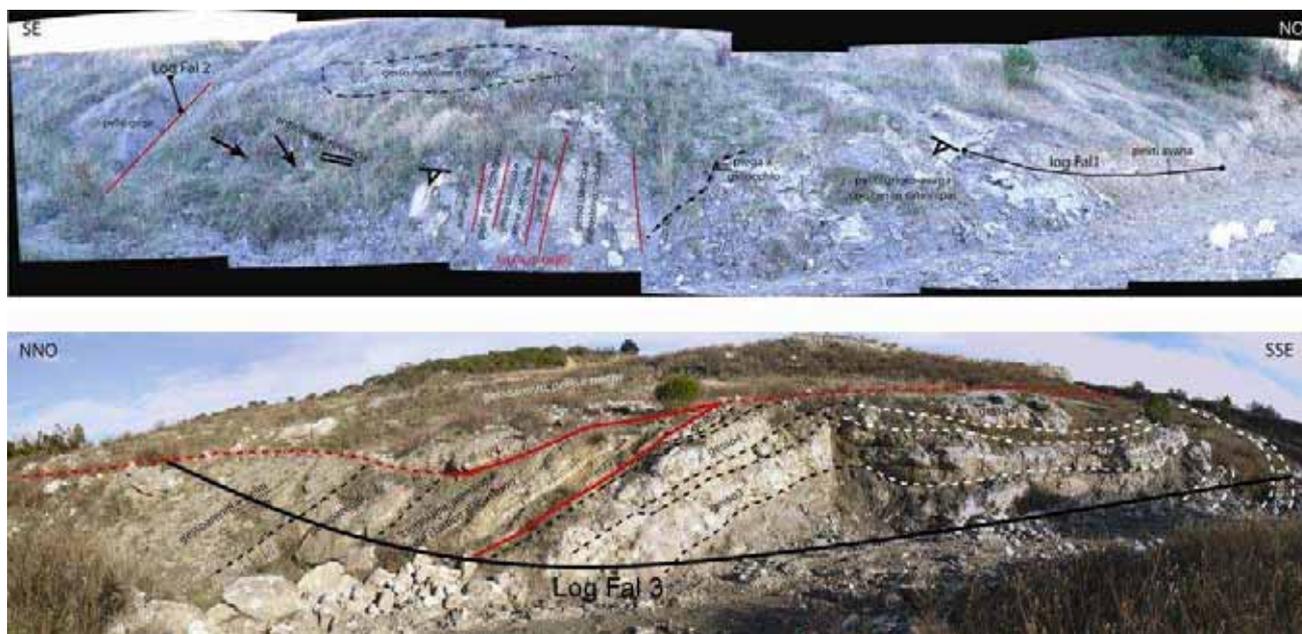


Fig. 26. Successione di Cava Faltona e ubicazione delle sezioni Fal1-3.

### 6.3.2 Il sondaggio PG4128

Il sondaggio PG4128 è stato effettuato dalla società Solvay nell'area della concessione mineraria di salgemma di Buriano (Fig. 24). La carota prelevata ha uno spessore di 298 m (Fig. 27) ed include un'alternanza di argille, argille sabbiose con occasionale presenza di noduli di anidrite e gesso; 3 livelli di sale sono compresi fra 291.5m e 247 m. Sono stati prelevati circa 300 campioni dalla base fino a circa 148,2 m per analisi sedimentologico e biostratigrafiche (Grossi, 2008). Le analisi palinologiche sono state svolte su 8 campioni prelevati dalla porzione compresa tra 298 e 275 m (Fig. 27).

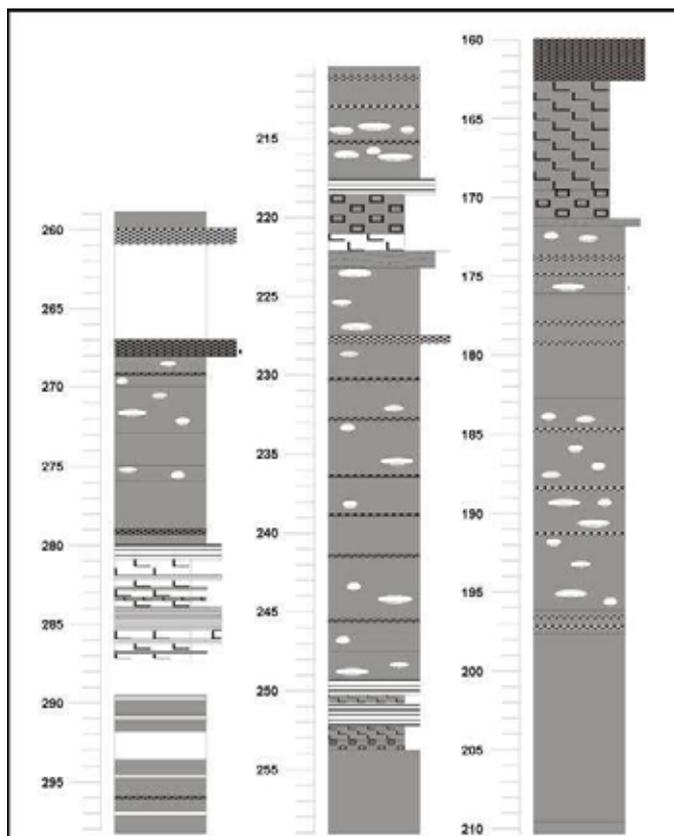


Fig. 27. Colonna litologica della porzione inferiore della carota PG4128.

### 6.3.3 Il sondaggio S1113

Il sondaggio, dello spessore di 179.60 m, è stato realizzato dalla società Solvay nel maggio del 2007 (Figg. 28 e 29). Dalla base la carota include un primo intervallo di circa 10 metri (fino alla quota 169 m) di argille marnose; da 169 a 165 m le argille sono alternate ad argille con noduli di anidrite e gessi; a circa 165 m si ha il primo banco salino dello spessore di circa 16 m; fino alla quota di 149 m i depositi sono costituiti da un'alternanza di argilla e sale, quest'ultimo contenente occasionalmente clasti di argilla caotica. L'intervallo da 149 a 142 m è costituito da argille, argille sabbiose e argille caotiche con noduli di anidrite. Fra 142 e 117,5 m sono presenti un secondo e terzo livello di sale; il primo dello spessore di circa 18 m, il secondo di circa 2 m. I banchi salini sono costituiti da un'alternanza di sale, sale con clasti di argilla laminata e caotica e argilla caotica con vene di sale. Nella parte superiore fino a 105,5 m argilla e argilla sabbiosa sono alternate ad argille sabbiose e

sabbie con inclusi noduli di anidrite. Fra 105,5 e 101 m si osservano alternanze di argille e livelli di anidrite. L'intervallo da 101 a 98 m è costituito da argille. Da 93 a 80 m sono presenti alternanze di argille, argille sabbiose e argille marnose con intercalazioni di anidrite nella parte superiore. Fra 78,5 e 71 m i depositi sono costituiti da sabbia, argilla sabbiosa e argilla con noduli e vene di anidrite. Fino a 57 m sono presenti argille sabbiose, e da qui fino a 31 m argille più o meno compatte. Nella parte superiore del sondaggio si hanno alternanze di argille plastiche, ciottoli di varia granulometria e livelli sabbiosi. Non è stato possibile recuperare i primi sei metri di sedimenti (Sampalmieri, comunicazione personale). È noto dai dati sismici, a disposizione della società Solvay, che nel Bacino di Volterra sono ovunque presenti, al massimo, 3 livelli salini; questi sono stati tutti intercettati con il sondaggio S1113. Sono stati prelevati 440 campioni per analisi biostratigrafiche, sia fra gli intervalli pelitici sotto e sopra i livelli di sale, sia nelle intercalazioni pelitiche all'interno dei livelli di sale.



Fig. 28. Fasi di estrazione della carota S1113, nella concessione mineraria di Poppiano.

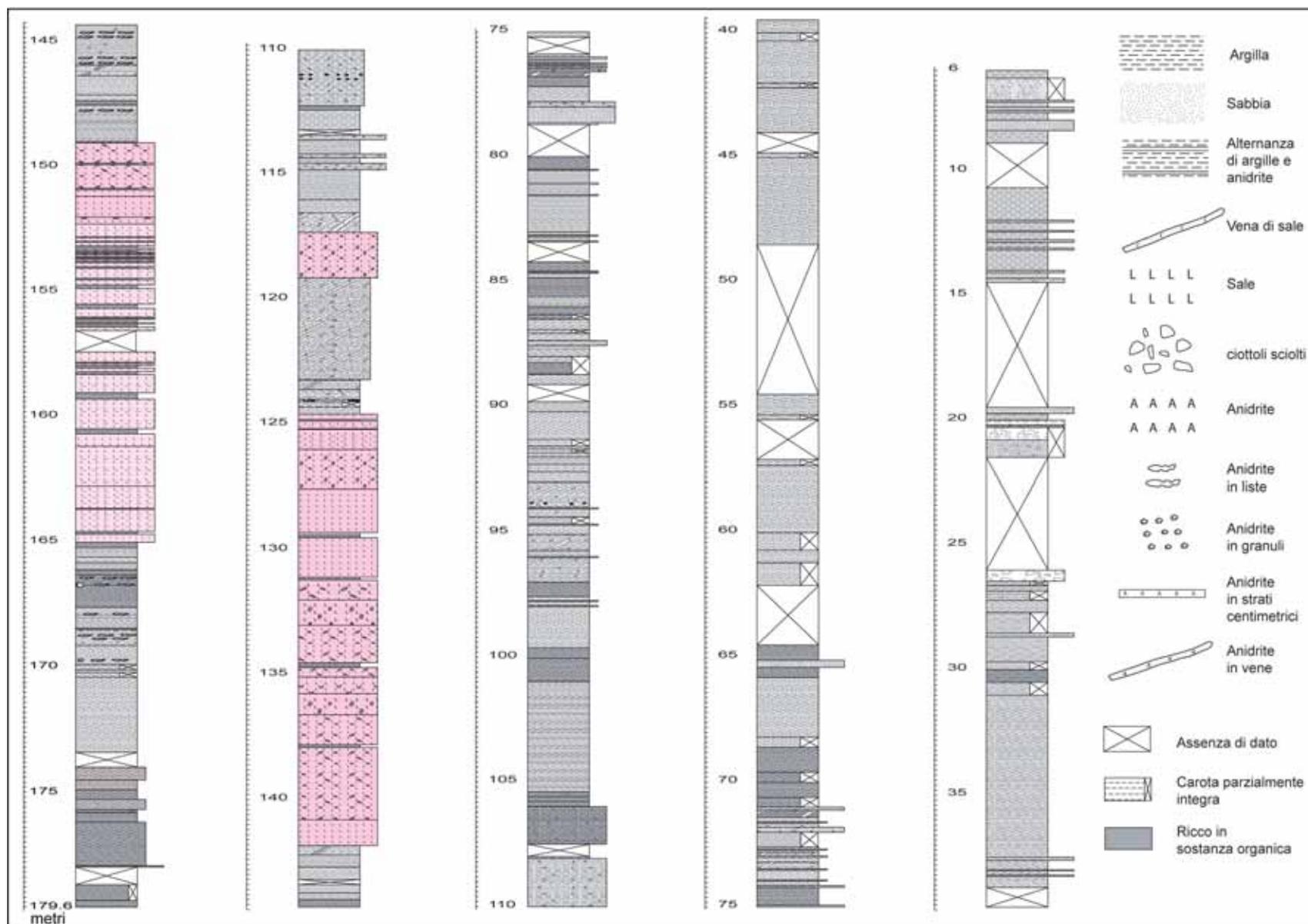


Fig. 29. Colonna stratigrafica della sezione S1113 (modificata da Sampalmieri, comunicazione personale).

## 6.4 Inquadramento biostratigrafico

Attualmente i dati disponibili riguardano principalmente le associazioni ad ostracodi delle sezioni S1113 e PG4128 (Bertini et al., 2008). Informazioni del tutto preliminari, sempre relative a ostracodi e foraminiferi sono invece disponibili per la successione di Cava Faltona (Gliozzi et al., comunicazione personale)

### 6.4.1 La successione di Cava Faltona

Le analisi ancora in corso sulla successione di Cava Faltona suggeriscono per la sezione Fal1 la deposizione in ambiente salmastro. Gli ostracodi sono da molto rari ad abbondanti ed in alcuni livelli sono presenti anche foraminiferi bentonici. Anche la sezione Fal2 è caratterizzata dalla presenza di ostracodi che sono da molto rari ad abbondanti ed in alcuni livelli sono stati rinvenuti foraminiferi bentonici. Le prime indicazioni suggeriscono anche per Fal2 un ambiente di tipo salmastro. La sezione Fal3 presenta molti livelli sterili in microfossili calcarei; dove presenti, ostracodi e foraminiferi bentonici indicano un ambiente da salmastro a marino. La collocazione stratigrafica delle tre sezioni di Cava Faltona è ancora incerta, probabilmente lo studio approfondito delle associazioni a microfossili potrà contribuire ad una più precisa attribuzione cronologico-stratigrafica.

### 6.4.2 Il sondaggio PG4128

La base della sezione (298 a 292 m) è caratterizzata dalla presenza di specie di ambiente marino infralitorale (*Cytheridea acuminata*, *Palmoconcha capederi*, *Loxoconcha lipadusensis*, *Aurila* (*Aurila*) *cicatricosa*, *Aurila* (*Alboaurila*) *malzi*, *Callistocythere* cf. *C. rotundata*, *Carinovalva* ex gr. *testudo*, *Ruggieria tetraptera*, *Sagmatocythere variesculpta*, *Sagmatocythere* cf. *S. crispa*, *Costa* sp., *Leptocythere* sp., *Neomonoceratina* sp., *Xestoleberis* sp., *Semicytherura* sp., *Pontocythere* sp. e *Paracytheridea* sp. La presenza di *Palmoconcha capederi* e *Loxoconcha lipadusensis* consente di attribuire questo intervallo di sedimenti al Messiniano pre-evaporitico. Fra 291,5 a 247 m le ostracofaune sono molto scarse e caratterizzate esclusivamente da *Cyprideis agrigentina*, *Loxoconcha mülleri*, *Amnocythere* sp. 3 e Candoninae indet., questa associazione suggerisce un ambiente di acque basse oligo-mesoaline. La porzione fra 246,5 a 162,5 m vede la presenza di ostracofaune più diversificate rispetto all'intervallo precedente e sono presenti individui delle specie *Cyprideis agrigentina*, *Loxoconcha mülleri*, *Amnocythere* sp.3, Candonidae indet., *Euxinocythere* (*Maeotocythere*) *praebaquana*, *Euxinocythere* (*Maeotocythere*) *praebosqueti*, *Tyrrhenocythere pontica*, *Loxoconcha kochi*, *Camptocypria* sp. 1 e *Loxocorniculina djafarovi*.

Fra 162,5 a 149,5 m è presente un intervallo caratterizzato dalla presenza di conglomerati. I livelli pelitici vedono la presenza di ostracofaune leggermente più abbondanti rispetto all'intervallo precedente, ma caratterizzate dalle stesse associazioni. Nell'ultimo intervallo studiato fra 149 a 148,2 m le ostracofaune sono scarse ma diversificate e rappresentate da specie marine di ambiente

epibatiale (*Argilloecia* spp., *Argilloecia kissamovensis*, *Bythocypris obtusata producta*, *Cytherella gibba*, *Cytherella russoi*, *Cytherella* cf. *C. vulgatella*, *Henryhowella* cf. *H. sarsii sarsii*, *Pajenborchella iocosa*, *Parakrithe* sp., *Semicytherura* cf. *S. alifera* e *Rectobuntonia subulata*.

### 6.4.3 Il sondaggio S1113

Le associazioni ad ostracodi (Bertini et al., 2008), sono caratterizzate dalla base della sezione fino a 165,10 m da *Loxoconcha mülleri*, *Loxocorniculina djafarovi*, *Amnicythere* spp. e *Euxinocythere* (*Maeotocythere*) *praebaquana*. Questi taxa testimoniano un ambiente di acque mesoaline relativamente poco profonde. Nelle intercalazioni pelitiche del primo banco di sale (165,10-148,95 m) non sono presenti ostracodi. La porzione fra 148,95 a 142 m è caratterizzata da una scarsa quantità di ostracodi. Fra le specie presenti, oltre a quelle già osservate nell'intervallo precedente, sono registrate *Cyprideis agrigentina* e *Amnicythere* sp. 3. L'ambiente rimane di tipo mesoalino con una possibile riduzione nella profondità delle acque. Anche nel secondo banco di sale (142-124,47 m) non sono stati rinvenuti ostracodi.

Fra 124,47 a 119,40 m le associazioni sono le stesse del precedente intervallo fertile e risultano più abbondanti. L'ambiente sembra rimanere invariato. Nel terzo livello di sale non sono presenti intercalazioni pelitiche analizzabili.

Da 117,14 a 69,02 m, le ostracofaune sono più abbondanti e diversificate. Sono presenti *Loxoconcha mülleri*, *Loxoconcha kochi*, *Loxocorniculina djafarovi*, *Loxocauda limata*, *Amnicythere propinqua*, *Amnicythere* spp. e *Euxinocythere* (*Maeotocythere*) *praebaquana*, *Cyprideis agrigentina*, *Cyprideis anlavauxensis*, *Tyrrhenocythere pontica* ed, in alcuni livelli diverse valve di Candoninae quali *Caspiocypris* sp. e *Pontoniella* sp. (95-91 m, 87,50-86,30 m, 74,30-72,55 m). L'ambiente di deposizione, in questo intervallo è caratterizzato da ripetute lievi variazioni di profondità e di salinità testimoniate dalla presenza/assenza di *Cyprideis* e delle specie di Candoninae. Nell'ultimo intervallo analizzato (68,53 a 59,10 m) le associazioni ad ostracodi risultano piuttosto abbondanti ed abbastanza diversificate. Queste ultime sono caratterizzate dalla presenza di forme marine epibatiali quali *Argilloecia* spp., *Henryhowella*, *Bythocypris*, *Krithe* spp., *Parakrithe*, *Cytheropteron*, *Cytherella* spp., *Pseudocythere* e *Pajenborchiella*.

## 6.5 Palinologia

Sono stati trattati ed analizzati in totale 89 campioni di cui 8 prelevati dalla sezione di Cava Faltona (Figg. 30, 31 e 32), 8 dalla carota PG4128 (Fig. 33) e 73 dalla carota S1113 (Fig. 34).

## 6.5.1 Descrizione floristica

### 6.5.1.1 La successione di Cava Faltona

**Fal1.** Nei due campioni analizzati sono stati riconosciuti 58 taxa; le concentrazioni sono elevate (Fig. 35) e rispettivamente di 29391 gr/g nel campione 1.3 e di 51931 gr/g nell'1.8.

*Pinus t. diploxylon* è abbondante (Fig. 30) e oscilla fra il 32,3% nel campione 1.8 e il 20% nel 1.3. Sono invece ridotte le Pinacee saccate indeterminabili (3-4%) per il buono stato di conservazione dei granuli che ha permesso un'attribuzione della maggior parte dei granuli. *Cedrus* oscilla tra il 23,2%, in 1.3 e il 9,3% in 1.8. *Tsuga* è presente solo in 1.8 con lo 0,3%. cf. *Cathaya* non raggiunge mai l'1%. *Abies* e *Picea* sono presenti in entrambi i campioni. Il primo in 1.3 raggiunge il valore di 2,5%, mentre in 1.8 è solo lo 0,8%. *Picea* è sempre inferiore all'1%.

t. *Taxodium/Glyptostrobus* è abbondante in entrambi i campioni 15,6% in 1.8 e 16,7% in 1.3. *Engelhardia* va dallo 0,5% in 1.8 all'1,5% in 1.3. In entrambi i campioni sono presenti anche Rubiaceae p.p. e *Distylium*. Sono presenti con valori inferiori all'1% t. *Sequoia*, Celastraceae e *Nyssa* nel campione 1.8, *Myrica* nell'1.3, *Alnus Betula* e *Fagus* in entrambi. *Quercus* è abbondante e compreso fra il 19 e il 18%, mentre *Carpinus* è rispettivamente l'1,5 e l'1,1% in 1.3 e 1.8.

In entrambi i campioni osserviamo *Ulmus*, *Ulmus-Zelkova* e *Hedera* con valori che non superano l'1%. Nel campione 1.3 sono presenti *Corylus* e *Buxus*, nell'1.8 *Acer*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Parrotiopsis*, *Tilia* e Rutaceae sempre inferiori all'1%.

Sono stati osservati granuli di *Pistacia*, *Olea*, *Cistus* e *Quercus t. ilex-coccifera* sempre inferiori dell'1%. Le Poaceae sono circa il 3,7 % in entrambi i campioni. Le Ericacee il 2,7% in 1.8 e il 2% in 1.3. Presenti in entrambi ma inferiori all'1% *Helianthemum*, Chenopodiaceae, Asteraceae Asteroideae, Asteraceae Cichorioideae, *Plantago* e *Rumex*. In 1.3 sono presenti granuli di Borriginaceae, Cyperaceae e Rosaceae, mentre in 1.8 di Caryophyllaceae, *Artemisia*, Brassicaceae Geraniaceae, *Lygeum*, *Polygonum*, Ranunculaceae, *Galium*, Apiaceae, *Tricolporopollenites sibiricum* e Convolvulaceae.

**Fal2.** Il campione 2.2 contiene un altissimo numero di elementi rimaneggiati, specialmente dinocisti; per questo motivo non è stato possibile elaborare diagrammi attendibili. Nel 2.6 invece, anche grazie alla più elevata concentrazione in polline (1286 gr/g; Fig. 36), sono stati effettuati conteggi statistici anche se rimangono dubbi sull'attendibilità del dato visto l'elevato numero di rimaneggiati osservati anche in questo campione. Sono stati riconosciuti 20 taxa.

Sia *Pinus t. diploxylon* che Pinaceae saccate indeterminabili sono abbondanti (Fig. 31), rispettivamente il 20,6% e il 30,6%. Fra le Pinacee anche *Cedrus* è registrato con una percentuale significativa del 15,8%, mentre *Tsuga* raggiunge solo il 2,4% e cf. *Cathaya* l'1,4%. *Abies* e *Picea* sono rispettivamente il 3,8% e l'1%.

t. *Taxodium/Glyptostrobus* raggiunge il 10% e *Quercus* il 5,7%. Sono invece inferiori all'1%: *Engelhardia*, *Fagus*, *Alnus*, *Corylus*, *Ulmus-Zelkova* e *Liquidambar*. Le Poacee sono solo l'1,4% mentre sotto l'1% sono anche i taxa Asteraceae Cichorioideae, Brassicaceae ed Ericaceae.

**Fal3.** Sono stati riconosciuti 36 taxa pollinici. Le concentrazioni del polline (Fig. 37) sono molto variabili e vanno da un massimo di 55939 gr/g nel campione 3.10 a 2190 gr/g nel 3.2. Il campione con la concentrazione pollinica più elevata è quello in cui sono del tutto assenti le dinocisti, che invece sono presenti negli altri campioni in quantità che vanno da 2439 cisti/g nel 3.12, a 64 cisti/g nel 3.6.

*Pinus t. diploxylon* e Pinaceae saccate indeterminabili sono abbondanti (Fig. 32). Il primo mostra un picco del 42% nel campione 3.6 ed un minimo di 24,8% in 3.10, mentre le Pinacee vanno dal 53% in 3.12 al 19,6% in 3.6. *Cedrus* e *Tsuga* sono sempre presenti; *Cedrus* mostra oscillazioni ampie dal 23,7% in 3.10 all'1,8% in 3.12, mentre *Tsuga* è compresa fra 0,5% e 2,5%. cf. *Cathaya* va dallo 0,2% in 3.6 fino al 3,5% in 3.2. *Pinus t. haploxylon* è presente solo in 3.2 dove è inferiore all'1%. *Abies* e *Picea* sono continui, *Abies* raggiunge il valore maggiore del 4,5% in 3.2 e quello più basso dello 0,8% in 3.10, *Picea* invece va dall'1,5% in 3.2 allo 0,2% in 3.12 e 3.10.

t. *Taxodium/Glyptostrobus* raggiunge circa l'11% in 3.2 e 3.6 per poi diminuire a 6,9% in 3.10 e 5,2% in 3.12.

Sono osservati, con valori sempre inferiori all'1%, granuli di *Engelhardia* e t. *Sequoia* in 3.2, di t. *Sequoia* in 3.6, di *Sciadopitys* e Cupressaceae in 3.10. *Quercus* diminuisce nei campioni superiori da 8,1% in 3.2 a 0,2% in 3.12. *Juglans* è continuo ma poco rappresentato e compreso fra 1,5 % e 0,4%. *Alnus* è presente in 3.6, 3.10 e 3.12 compreso fra lo 0,5 e l'1%. Registriamo con valori mai superiori all'1% in 3.2 *Tilia*, in 3.6 *Carpinus* e *Ulmus-Zelkova*, in 3.10 *Ulmus*, *Zelkova*, *Ulmus-Zelkova*, in 3.12 *Carpinus*, Juglandaceae e *Ilex*.

Poaceae ed Ericaceae sono sempre presenti; le prime diminuiscono verso l'alto da 2,5% a 0,7%, mentre le Ericacee raggiungono il valore massimo di 6,5% in 3.10 e quello minimo di 0,5% in 3.12. Le Chenopodiacee sono assenti in 3.10 e assumono il valore più elevato in 3.6 (3,2%). *Tricolporopollenites sibiricum* diminuisce verso l'alto e va da un massimo dell'1% in 3.2 e risulta assente in 3.12. Sono inoltre osservati in quantità inferiore all'1% *Ephedra* e *Pistacia* in 3.6, *Artemisia*, *Rumex* e Oleaceae in 3.10, Asteraceae Asteroideae in 3.6, 3.10 e 3.12, Asteraceae Cichorioideae in 3.10 e 3.12 e *Lygeum* in 3.12

Sono inoltre presenti dinocisti di ambiente marino appartenenti a generi ubiquitari.



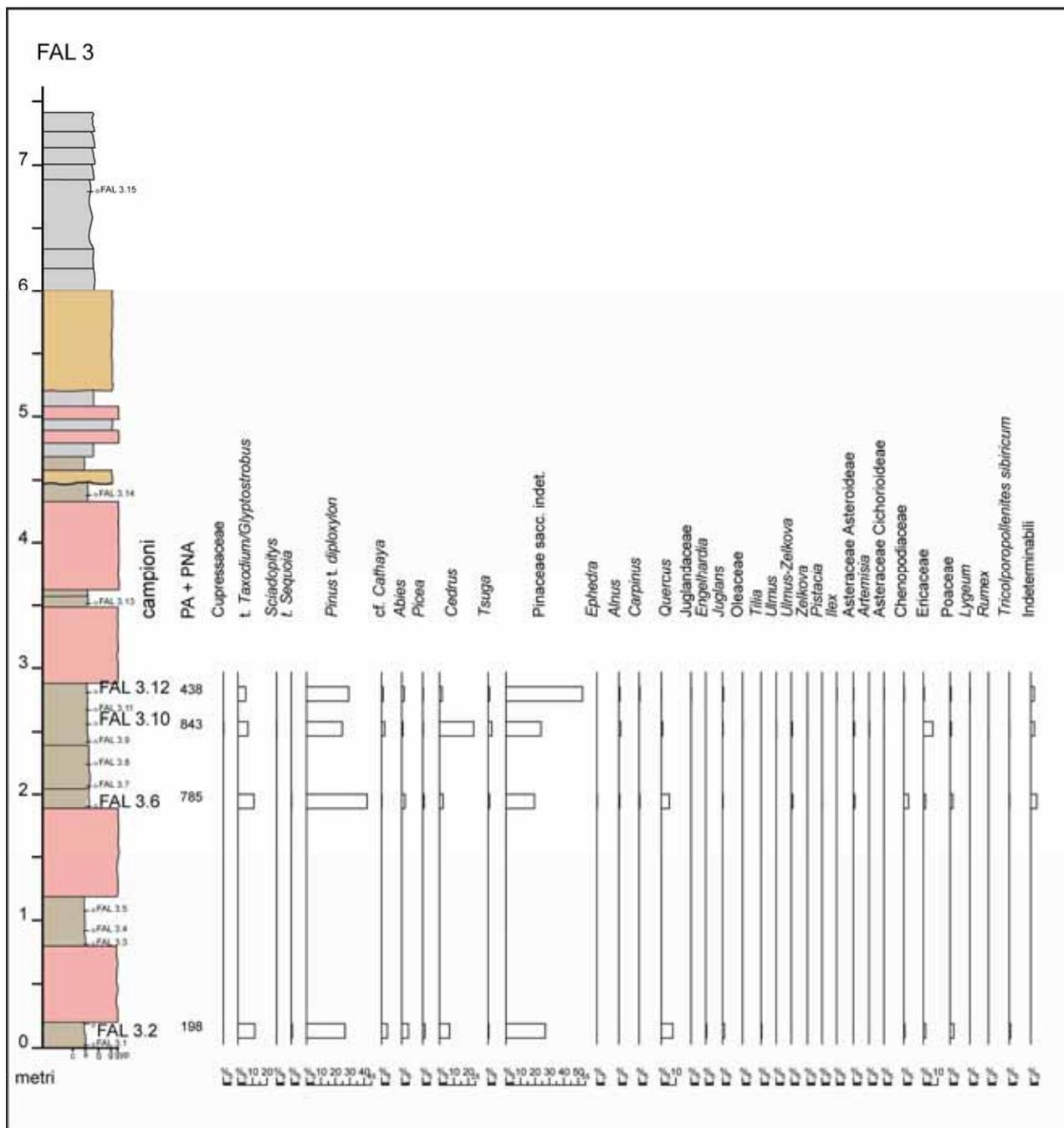


Fig. 32. Colonna litologica della sezione Fal3 e diagramma palinologico di dettaglio (PA+PNA=Piante Arboree + Piante Non Arboree).

### 6.5.1.2 Il sondaggio PG4128

Degli 8 campioni selezionati, 4 provengono dalla porzione di sondaggio sottostante al sale e 4 dai primi livelli salini (Fig. 33). Sono stati riconosciuti 47 taxa pollinici. Le concentrazioni del polline (Fig. 38) oscillano fra un massimo di 3362 gr/g, nel campione 7 ad un minimo di 925 gr/g nel 2. Anche le dinocisti raggiungono la concentrazione più elevata nel campione 7 (324 cisti/g) e risultano maggiori nei tre campioni basali rispetto a quelli superiori dove non superano le poche decine di cisti/gr. I valori percentuali dei singoli taxa riconosciuti (Fig. 33) mostrano la presenza costante di *Pinus t. diploxylon* e delle Pinacee saccate indeterminabili; queste ultime diminuiscono dalla base, con un massimo di 69,8% nel campione 8, verso il tetto con un minimo di 18,7% nel campione 1.

*Pinus t. diploxylon* raggiunge un massimo nel 4 di 17,3% ed un minimo nell'1 di 4,1%. *Cedrus* sempre presente, raggiunge valori elevati nei campioni 5, 4 e 3 dove è rispettivamente il 9,9%, l'8,7% ed il 5,4%. *Tsuga* è invece discontinua; il valore più elevato si registra nel campione 7 col 4% mentre nei restanti è compresa fra 0,7 e 1% mentre risulta assente in 5, 4 e 2. *Pinus t. haploxylon* è assente in 7 e 8, negli altri campioni oscilla fra un massimo di 4,3% nel 2 ad un minimo di 0,75% nell'1. cf. *Cathaya* è discontinuo e sempre inferiore al 2%. *Abies* e *Picea* sono discontinui con valori in genere intorno all'1%; nel campione 4 *Picea* raggiunge il 2,6%.

t. *Taxodium/Glyptostrobus* è sempre presente, raggiunge un picco del 21% nel campione 1 ed il minimo è registrato nel campione 5 con il 4,5%. *Engelhardia* è assente nei campioni 1 e 3; anche dove presente è comunque molto limitata, infatti la sua percentuale più elevata è dell'1,8% nel campione 8. *Alnus* è discontinuo, il massimo è registrato nel campione 2 con il 3,1%. Sono presenti sporadici granuli cf. *Populus* e rari di *Fagus*, *Sciadopitys*, *Nyssa* e *Rhoiptelea*.

*Quercus* appare continuo anche se con valori non molto elevati, infatti oscilla fra il 6% nel campione 1 e lo 0,8% nel 7. Anche *Juglans* è continuo e va dallo 0,6% nel campione 6 ad un massimo del 3% nel campione 1. *Liquidambar*, *Ulmus* e *Ulmus-Zelkova* sono abbastanza continui; presentano le percentuali maggiori rispettivamente del 2,7% in 5, 1,3% in 4 e 3% in 2 e 3. Sono meno continui *Carpinus* e *Carya*. Rari i granuli di Betulaceae, *Castanea*, *Zelkova*, Juglandaceae, Hamamelidaceae, *Tilia* e *Buxus*. *Pistacia* è assente solo nel campione 7, negli altri oscilla fra lo 0,3 % nei campioni 8 e 6 ed il 2,6% nel campione 4. Raro *Nerium*. Le Poacee sono sempre presenti e raggiungono valori elevati nei campioni 2 e 1 rispettivamente 24,5% e 22,5%, i valori più bassi sono 1,2% e 1,3 % nei campioni 8 e 4. *Lygeum* è presente dal campione 5 in su. Sono abbastanza continue anche Asteraceae Asteroideae, Asteraceae Cichorioideae e Chenopodiaceae, le prime assenti nel campione 6, le seconde nel 7 e le Chenopodiacee in entrambi; queste ultime presentano valori più elevati nei campioni centrali (3, 4, 5) dove sono comprese fra 6,9-9,5%. Le Asteracee Asteroidee aumentano nella parte superiore fino a 4,3 nel campione 2 e 4,5% nel campione 1. Anche le Asteracee Cichorioidee raggiungono il valore massimo del 7,1% nel campione 1. Ericaceae e *Plantago* sono meno continui e con valori massimi di poco superiori all'1%. *Ephedra* è presente nel campione 6 e dal campione 4 al campione 1, raggiungendo il valore massimo di 2,6% nel campione 4. Rare Caryophyllaceae, Brassicaceae, Rosaceae, t. *Poterium*, Apiaceae e *Typha latifolia*.

A causa dello scarso grado di conservazione molti granuli sono stati inseriti tra gli indeterminabili; questi oscillano fra il 2,7% (campione 5) e il 6,5% (nel 3).

Nei 3 campioni basali sono osservate dinocisti marine: *Operculodinium* spp. *Spiniferites* spp. *Tectatodinium* spp. e *Lingulodinium* spp.

*Concentricystes* è sempre presente ad eccezione che nei campioni 5 e 2.

Sono osservati anche granuli rimaneggiati di *Classopollis* soprattutto nei campioni sopra il sale.

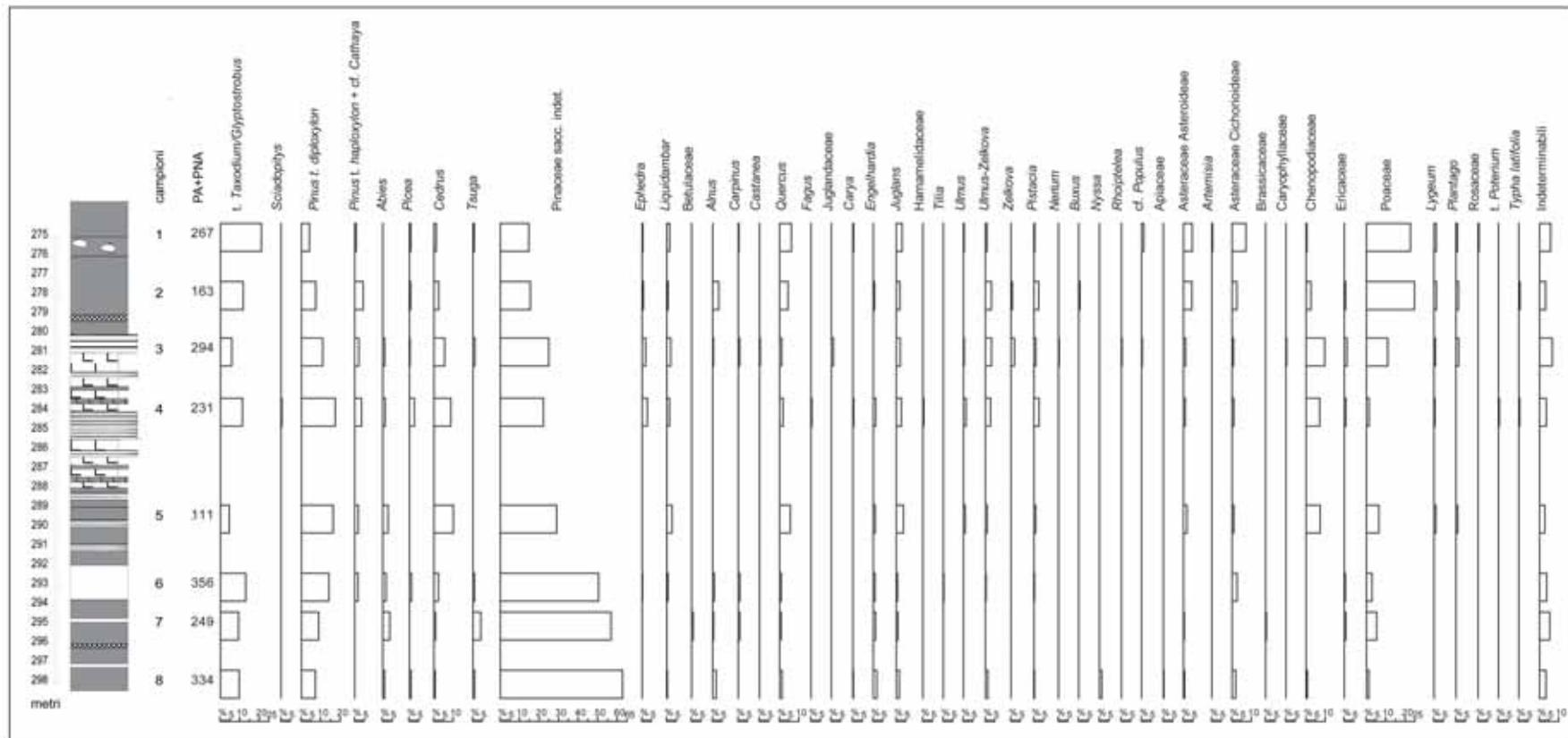


Fig. 33. Colonna litologica di una porzione della successione PG4128 e diagramma palinologico di dettaglio (PA+PNA=Piante Arboree + Piante Non Arboree).

### 6.5.1.3 Il sondaggio S1113

Tutti i 73 campioni analizzati sono risultati ricchi in polline anche se con concentrazioni variabili ed hanno consentito il riconoscimento di 116 taxa pollinici (Fig. 34). Il campione 279 alla quota di 74,62 m mostra la maggiore concentrazione sia di polline (52179 gr/g) che di dinocisti (4284 cisti/g) (Fig. 39). Anche i campioni 240 e 151 ubicati rispettivamente a 87,45 e a 113,55 m hanno concentrazioni piuttosto elevate in polline rispettivamente di 21876 e 24774 gr/g. Le concentrazioni più basse sono invece registrate in alcuni livelli salini; nei campioni 120 (128 m), 55 (161 m) e 54 (161,70 m) si registrano infatti concentrazioni inferiori ai 100 gr/g. Fra i taxa presenti in elevate percentuali osserviamo *Pinus t. diploxylon* e Pinaceae saccate indeterminabili, particolarmente abbondanti dalla base fino a 165,15 m (campioni sotto al sale): superano il 50% nei campioni basali e raggiungono il 75% nel campione 1. *Pinus t. diploxylon* e Pinaceae saccate indeterminabili sono compresi fra il 50 e il 30% fino al campione 46; diminuiscono a partire dal campione 54 dove sono solo il 12,5% e sono ancora più scarse nel campione 55 con il 5,5%. Nei campioni successivi oscillano fra il 30 e il 10%. Nel campione 73 osserviamo un picco del 37,3%. Nella fascia che comprende i campioni 113, 117, 119 e 120, *Pinus t. diploxylon* e Pinaceae saccate indeterminabili diminuiscono a valori compresi fra il 4,4 e il 7%; aumentano poi nuovamente fino a raggiungere due picchi successivi nei campioni 145 (40,4%) e 151 (55,3%); diminuiscono di nuovo a valori inferiori al 10% nella fascia dal 159 e 213 con l'eccezione del campione 165 (15, 73%). Nei successivi 4 campioni si osserva un incremento fino al 30,2% (240) e una successiva diminuzione (246, 252 e 255). Nei livelli superiori della successione si osservano valori piuttosto elevati mediamente compresi fra il 30 e 43% e fino al 65,8% nel campione 279 ad esclusione dei campioni 266 (13,9%) e 294 (5,8%).

*Cedrus* è in genere inferiore al 3% dalla base fino al campione 55 (supera questo valore solo nei campioni 15 e 44 dove è circa il 5%); nei campioni successivi è spesso superiore al 3% tranne in 73, 77, 82, 136, 198, 219, 246, 252; supera il 10% nei campioni 306, 302, 279, 236, 151, 145, 105, 91 e 75.

cf. *Cathaya* e *Pinus t. haploxylon* sono più continui e abbondanti nella parte inferiore della successione. Fino al campione 49, cf. *Cathaya* (e *Pinus haploxylon* s.l.) è spesso compresa fra il 5 e il 10%; nel campione 31bis raggiunge il 22,3%, il valore più elevato dell'intera successione. Nel campione 73 raggiunge il 10,1%, nei restanti è sempre inferiore al 5% e spesso inferiore all'1%. È assente nei campioni 120, 145, 176, 198, 255, 263, 266, 288. *Pinus t. haploxylon* è molto più sporadico e del tutto assente dal campione 105 in su. *Tsuga* è in genere inferiore all'1% e talvolta è assente soprattutto nella parte centrale della successione.

*Abies* e *Picea* sono continui nella parte inferiore della successione, ma assenti in alcuni livelli a partire dal campione 48: *Picea* in 48, 49, 82, 91, 99, 119, 120, 124, 136, 151, 219, 246, 252, 226, 274 e *Abies* in 55, 73, 77, 82, 91, 106, 111, 117, 119, 136, 139, 145, 184, 190, 198, 204, 240, 252, 263,

266, 288, 294, 302. *Picea* arriva al 3,7% nel campione 145, ma è quasi sempre inferiore al 2%. *Abies* raggiunge il valore massimo del 2,1% nel campione 39, nei restanti è spesso inferiore all'1%.

t. *Taxodium/Glyptostrobus* è continuo lungo la successione con valori più elevati nella parte inferiore dove è generalmente superiore al 10% e supera il 20% in alcuni livelli (17, 25, 30, 31bis, 36, 40bis, 46, 48, 55, 77, 82); valori inferiori sono invece toccati nel campione 91 (6,9%) ed in particolare nei due livelli di sale 54 e 75 (0,4 e 0,6%). Nella parte superiore del sondaggio (dal campione 105) t. *Taxodium/Glyptostrobus* invece è quasi sempre inferiore al 10% tranne che nel campione 124.

*Engelhardia* è piuttosto continua nella parte inferiore del sondaggio (assente solo nei campioni 55, 99, 113 e 120) più discontinua a partire dal campione 184; nella parte inferiore della successione è anche più abbondante, nei campione 6 e 8 arriva al 17%; a partire dal 44 si stabilizza fra lo 0,5 e il 2%. *Quercus* è continuo con valori inferiori al 10% nella parte inferiore della successione ad eccezione dei campioni 28 (13,2%), 54 (14,2%) e 75 (11,3%); aumenta a partire dal campione 105 e fra i campioni 113 e 255 spesso supera il 20% fino a valori del 30-31% nei campioni 246, 227 e 119. Raggiunge il valore massimo del 36,3% in 129.

Sono continui anche *Juglans* e *Carpinus*, assenti solo in alcuni campioni (*Carpinus*: 302, 288, 145, 139, 73, 30, 10; *Juglans*: 31bis e 302). *Juglans* tocca il valore più elevato (6,8%) nel campione 213, è circa il 5% nei campioni 15, 28, 139, 145; *Carpinus* nella maggior parte dei campioni è inferiore al 2%; registra il valore massimo del 3,55% nel campione 106 (sale).

Anche *Ulmus* e *Zelkova* sono abbastanza continui, entrambi soprattutto nella parte centrale della successione anche se con valori piuttosto bassi (inferiori all'1%); solo in alcune occasioni superano il 2% (*Ulmus* circa il 3% nei campioni 69 e 124; *Zelkova* il 3,5% nel campione 190). *Zelkova* è spesso assente nella parte superiore a partire dal campione 198. Anche *Alnus* è abbastanza continuo, assente solo nei campioni 91, 136, 266; è generalmente presente con valori inferiori al 2% e raggiunge valori compresi fra il 2-3% nei campioni 8, 15, 18, 54, 75, 151, 159 e 240; il valore più elevato, pari al 3,2% è raggiunto in 49 e 306.

Sono presenti in modo abbastanza continuo anche *Carya*, sempre inferiore all'1%, e *Pterocarya* e *Liquidambar*; il primo supera l'1% solo nel campione 15 (1,2%), il secondo è compreso fra 1,7% e 1,1% nei campioni 15, 28, 60, 55, 82 e 294.

Le Cupressacee sono presenti nella parte superiore della successione, ma in modo discontinuo e con valori generalmente inferiori all'1%. *Fagus*, *Corylus* e *Quercus* t. *ilex-coccifera* risultano discontinui. Sporadici sono *Betula*, Betulaceae, Euphorbiaceae, *Platanus*, cf. *Populus*, *Sciadopitys*, t. *Sequoia*, *Myrica*, *Rhoiptelea*, Sapotaceae, *Distylium*, *Celtis*, *Acer*, Juglandaceae, Hamamelidaceae, *Tilia*, *Ilex* e *Buxus*.

Rari risultano cf. *Taxus*, *Ricinus*, *Mercurialis*, *Salix*, t. *Podocarpus*, *Microtropis fallax*, *Nyssa*, Arecaceae, Rubiaceae p.p., Caesalpinioideae, *Ceratonia*, *Hamamelis*, Celastraceae, *Castanea*, Ulmaceae, Rhamnaceae, Rutaceae, Caprifoliaceae, *Sambucus* e *Hedera*.



*Pistacia* è presente in modo abbastanza continuo ed è più abbondante nella parte centrale della successione in prossimità dei livelli di sale (fra i campioni 48 e 213). Il valore massimo del 30,8% è raggiunto nel campione 55. Nei campioni 69, 77 e 82 *Pistacia* è compresa fra il 13 e 10%, negli altri è generalmente in più bassa percentuale, ma spesso supera il 3%. È quasi sempre inferiore al 2% nelle parti inferiore e superiore della successione.

Sporadici sono i granuli di *Cistus*, *Olea* e Oleacee. Molto rari *Nerium*, *Parthenocissus* e Anacardiacee.

Le Poacee sono sempre presenti nella successione, ma meno abbondanti nella parte inferiore (fino al campione 82) dove superano il 10% solo nei campioni 39, 44 e 75; sono di poco inferiori (9,3%) nel campione 54, mentre negli altri campioni oscillano fra il 6,9% e l'1%. Dal campione 91 fino al 263 superano spesso il 20% con un picco del 30,1% nel campione 204. Assumono valori compresi fra il 10 e il 20% nei campioni 106, 113, 129, 136, 165, 190, 240, 246. Sono inferiori al 10% nei campioni 145 e 151. La parte superiore della successione è caratterizzata da valori molto variabili con un minimo nel campione 279 dell'1,4% e il valore più elevato dell'intera sezione, pari al 33,7%, nel campione 294.

Le Asteracee Cichorioidee sono abbastanza continue, ma poco abbondanti nella parte inferiore della successione fino al campione 73; sono spesso inferiori all'1% e superano questo valore solo nei campioni 30 (1,1%), 49 (1,8%) e 54 (2,2%); nei campioni successivi si registra un lieve aumento con valori comunque bassi e intorno al 2-3%. Un incremento più significativo si osserva nei livelli 124, 129, 136 e 139 con un massimo del 14,8 % nel campione 136; segue una nuova diminuzione con valori che comunque rimangono più elevati dei precedenti e compresi spesso fra il 3 e il 5%. Aumenti significativi sono registrati nei campioni 263 (fino a 14,9%), 266 (9,9%) e 302 (11,3%). Le Asteracee Cichorioidee sono assenti nei campioni 6 10, 15, 69, 73 e 279.

Le Asteracee Asteroidee sono ridotte nella parte inferiore della successione ed inferiori all'1% tranne che nei campioni 24 (1,3%), 25 (1,9%), 30 (1,9%), 39 (1,4%) e 40 bis (1,2%); dal campione 46 aumentano fino al 2-3% anche se in alcuni campioni rimangono ancora inferiori all'1%. Dal campione 105, sono spesso superiori a 3%, fino a valori fra il 7 e 8% nei campioni 120, 139, 198, 204, 219. Un minimo dello 0,1% è registrato nel campione 279. Le Asteracee Asteroidee sono assenti nel campione 266.

Le Chenopodiacee, meno abbondanti nella porzione basale del sondaggio dove assumono valori spesso inferiori all'1%, aumentano dal campione 30 con valori fra il 4 e il 6%. Nel campione 49 raggiungono il 9,9% e nel 54 (sale) il valore massimo della successione, 36,5%. Successivamente diminuiscono pur rimanendo piuttosto abbondanti, con valori spesso superiori al 10% come nei campioni 55 (10,2%), 64 (17,6%), 75 (13,5%), 106 (18,9%), 120 (22,2%), 266 (24,7%). In alcuni livelli si registrano comunque valori inferiori all'1% (124, 129, 151, 236, 274, 279). Le Chenopodiacee sono assenti nei campioni 15, 31bis e 302.

Risultano piuttosto continui sia *Plantago*, con valori quasi sempre inferiori al 2% e con un massimo nel 124 (3,1%), sia *Ephedra* con valori inferiori all'1% nella parte inferiore e, superiore della successione e più abbondante nella parte centrale (fra i campioni 44 e 190), dove registra il valore massimo dell'8% nel campione 184; è compresa fra il 4 e il 5,5% nei campioni 106, 170 e 176.

Anche *Artemisia* è abbastanza continua (meno nella parte bassa) e generalmente inferiore all'1%; un massimo del 2,5% è osservato nei campioni 198 e 288.

*Tricolporopollenites sibiricum* raggiunge valori fra il 3 e il 3,3% nei campioni 117, 252, 255, 294.

Anche *Lygeum* è spesso presente ma con valori quasi sempre inferiori all'1%; raggiunge l'1,1% solo nei campioni 91 e 263.

Abbastanza continue anche Brassicaceae ed Ericaceae. Più sporadiche Boraginaceae, Caryophyllaceae, *Helianthemum*, *Centaurea*, *Rumex*, Ranunculaceae, Rosaceae, Apiaceae, *Sparganium*. Sono inoltre osservati rari granuli di Cistaceae, Asteraceae, Cyperaceae, Dipsacaceae, Gentianaceae, Geraniaceae, *Erodium*, *Geranium*, Lamiaceae, Fabaceae, *Polygonum*, t. *Poterium*, *Galium*, Urticaceae, *Asphodelus*, Convolvulaceae, *Potamogeton*, *Typha latifolia* e Saxifragaceae.

Dinocisti marine sono presenti in modo abbastanza continuo nei depositi sotto il sale, anche se in quantità limitata; sono più sporadiche nel resto della successione fino ai campioni al tetto, 302 e 306, dove risultano abbondanti. I taxa osservati sono *Operculodinium centrocarpum*, *Operculodinium* spp., *Operculodinium* (cf. *israelianum*), *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Impagidinium patulum*, *Spiniferites* spp., *Spiniferites bulloides*, *Spiniferites mirabilis*, *Spiniferites hyperachantus*, *Achomospaera* spp., *Tectatodinium* spp., *Impagidinium* spp., *Melitasphaeridium choanophorum*, *Invertocysta* spp., *Lingulodinium machaerophorum*.

Sono state osservate anche cisti di elementi ritenuti ad affinità Paratetidea, in modo sporadico nella parte basale della successione nei campioni 1, 24, 33 e 39 e in modo più continuo a partire dal campione 117, mentre una vera e propria esplosione si ha nei campioni 274, 279 e 288. I taxa in questione sono *Spiniferites bentorii oblongus*, *Impagidinium* (?) sp. 3, *Impagidinium* (?) sp. 2, *Impagidinium* (?) sp. 1 (Corradini e Biffi, 1988) e *Galeacysta etrusca*.

*Concentricystes* è presente in modo discontinuo lungo l'intera successione.

Granuli di polline rimaneggiato (*Classopollis*) sono abbastanza continui anche se in quantità sempre abbastanza bassa.

## 6.5.2 Ricostruzione paleoambientale e paleoclimatica

### 6.5.2.1 La successione di Cava Faltona

**Fal1.** I depositi della sezione Fal1 contengono un buon numero di taxa pollinici. Questo dato insieme al buon grado di conservazione dei palinomorfi ben si accorda con la deposizione in un ambiente (fluvio) lacustre caratterizzato da scarsa ossigenazione. I due livelli analizzati sono risultati molto simili, la maggiore differenza è nel contenuto di *Cedrus* e *Pinus* t. *diploxylon* e Pinaceae saccate

indeterminabili: nel campione 1.3 *Cedrus* risulta più abbondante. Il diagramma palinologico sintetico (Fig. 35) mostra una presenza abbondante di taxa subtropicali e temperati mentre le erbacee risultano sempre subordinate. Questo testimonia un clima prevalentemente caldo-umido.

**Fal2.** I depositi della sezione Fal2 contengono un numero molto elevato di forme rimaneggiate; per uno dei due campioni selezionati è stato impossibile elaborare dati attendibili, per l'altro si possono fare considerazioni di carattere climatico ambientale anche se, anche in questo caso, esistono forti dubbi sull'attendibilità del dato. Osserviamo la presenza di molte Pinaceae fra cui *Cedrus*, *Pinus t. diploxylon* e Pinaceae saccate indeterminabili; sono molto ridotte le erbacee, mentre sono presenti discrete quantità di subtropicali, temperate e di elementi montani (Fig. 36). Dal punto di vista climatico il tipo di vegetazione testimonia condizioni subtropicali temperato-caldo umide.

**Fal3.** La sezione è caratterizzata dalla presenza di molte Pinaceae fra cui *Cedrus* (Fig. 37), che mostra un'espansione significativa nel campione 3.10. Tutti gli altri gruppi sono molto ridotti a causa della sovrarappresentazione in Pinacee. Possiamo comunque supporre la presenza di un clima subtropicale temperato-caldo. Sono presenti dinocisti marine che tuttavia non ci danno particolari indicazioni ambientali, ma che con le loro oscillazioni potrebbero indicare momenti di maggiore o minore stress delle acque. Nel campione 3.12 osserviamo un incremento delle dinocisti; queste oscillazioni, che si verificano anche all'interno dello stesso intervallo argilloso, suggeriscono un bacino in continua evoluzione interessato da ripetuti cambiamenti ambientali.

#### **6.5.2.2. Il sondaggio PG4128**

Le analisi palinologiche hanno evidenziato, soprattutto nella porzione sottostante il sale, una presenza molto abbondante di Pinacee (Fig. 38), che diminuiscono poi progressivamente suggerendo un *trend* regressivo. Nei primi tre campioni di PG4128, dalla base, osserviamo la presenza di dinocisti marine. Nei depositi salini del sondaggio PG4128, così come in quelli del sondaggio S1113, si registra una diminuzione della concentrazione e la diminuzione di *Pinus t. diploxylon* e Pinaceae saccate indeterminabili sostituite da erbacee e subtropicali mentre la fascia delle temperate rimane piuttosto costante. In questo sondaggio nei campioni analizzati non sono stati individuati aumenti significativi delle sclerofille (analogamente al sondaggio S1113), ma solo un loro lieve incremento nei depositi salini. Dal punto di vista climatico non si osservano significati cambiamenti se non un incremento delle specie montane nel campione 4 che potrebbe testimoniare una fase più fresca. Costante, e a volte significativa, la presenza di rimaneggiati, in particolare *Classopollis* sia sotto al sale che nei depositi salini.

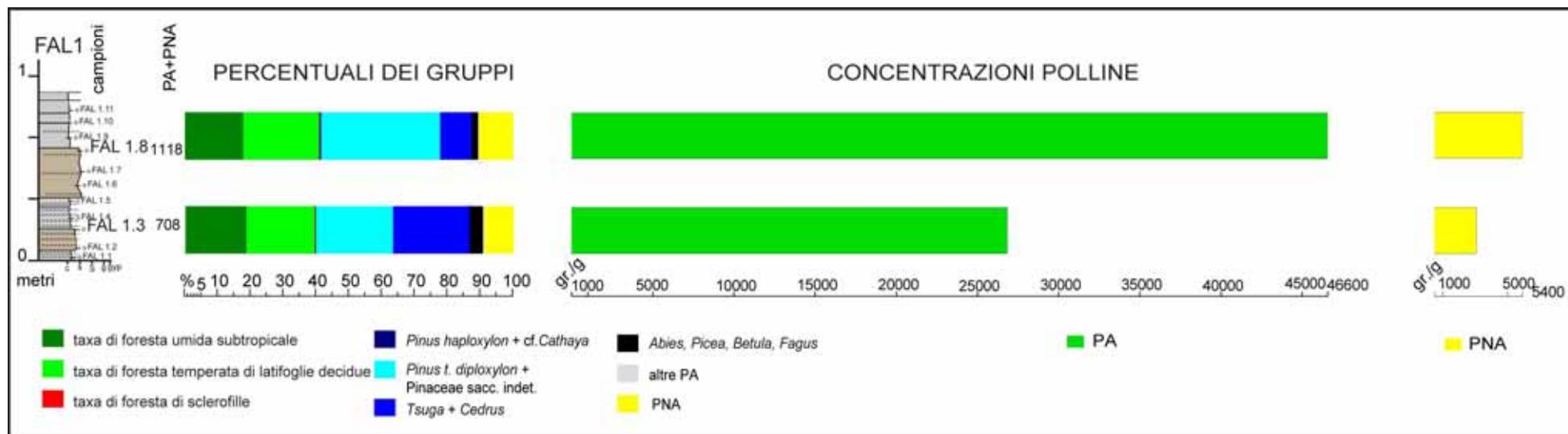


Fig. 35. Colonna litologica della sezione Fal1, diagramma palinologico sintetico e diagrammi delle concentrazioni (PA = polline arboreo; PNA = polline non arboreo).

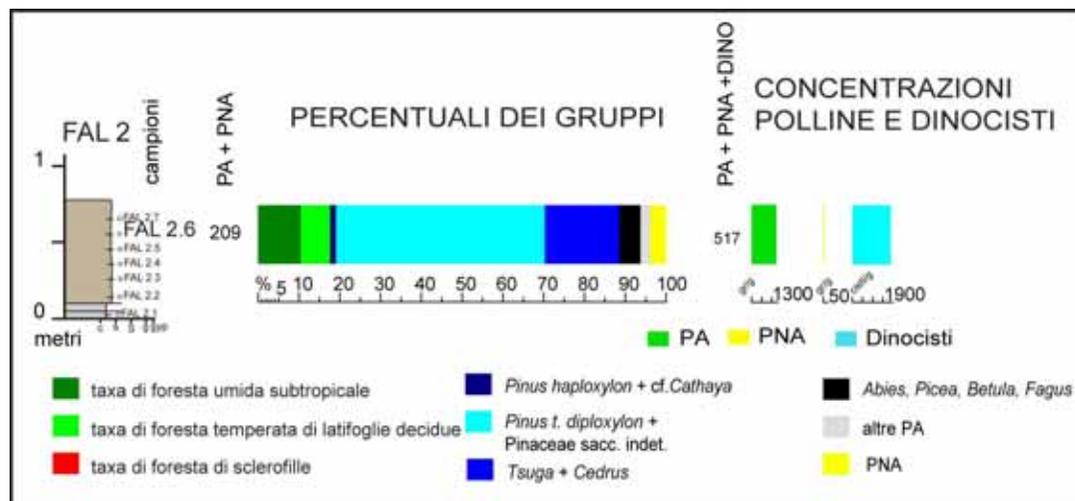


Fig. 36. Colonna litologica della sezione Fal2, diagramma palinologico sintetico e diagrammi delle concentrazioni (PA = polline arboreo; PNA = polline non arboreo).

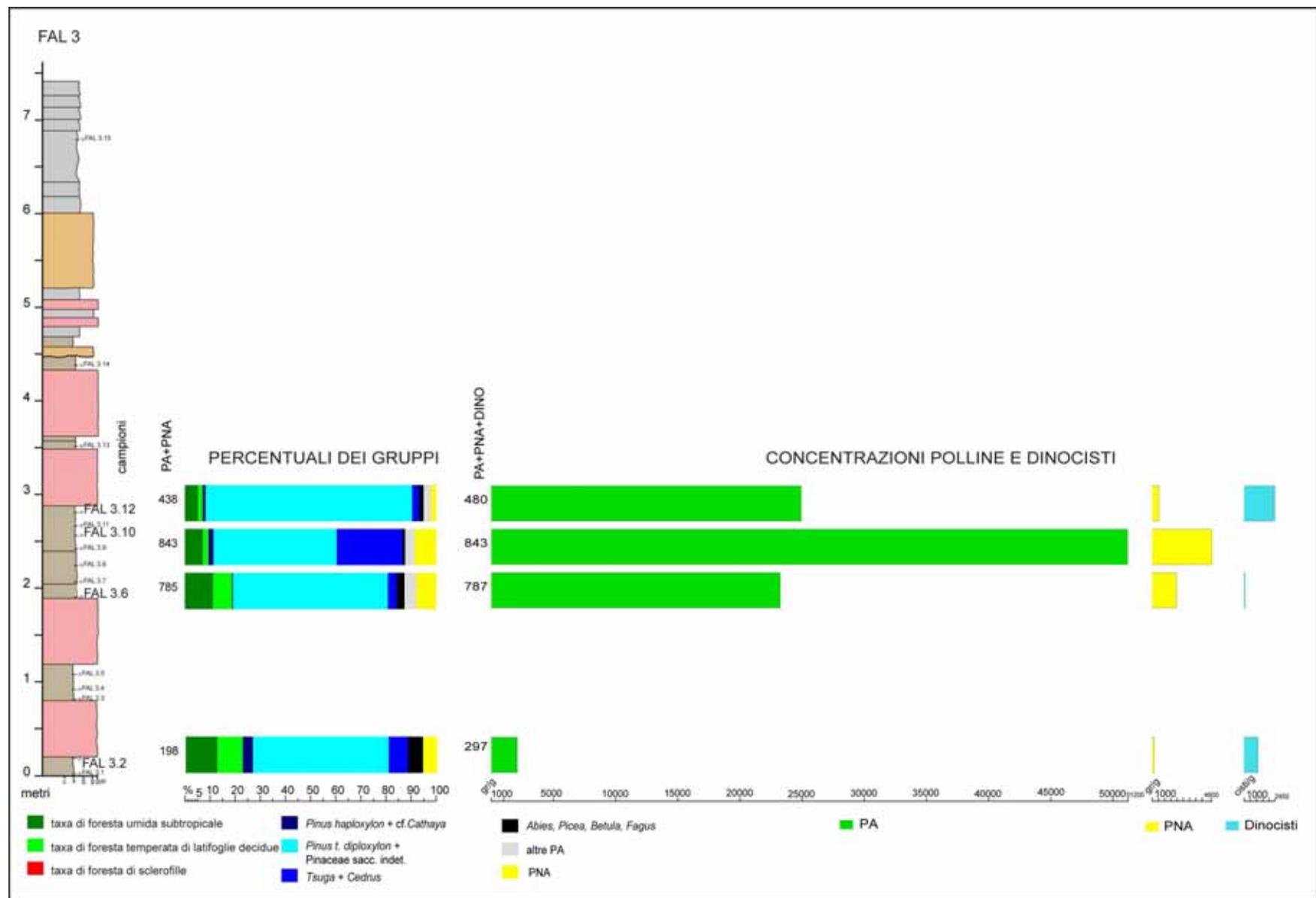


Fig. 37. Colonna litologica della sezione Fal3, diagramma palinologico sintetico e diagrammi delle concentrazioni (PA = polline arboreo; PNA = polline non arboreo).

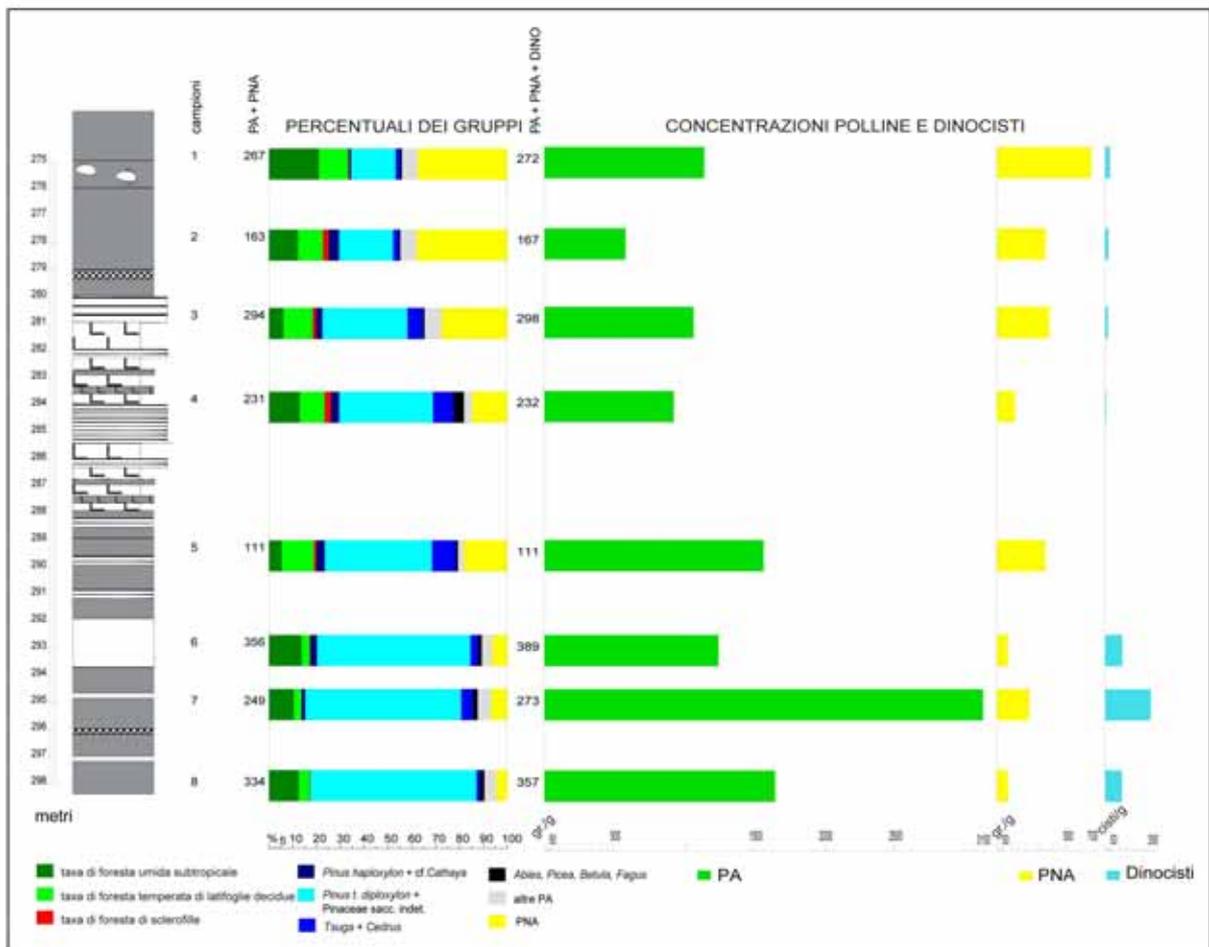


Fig. 38. Porzione di colonna litologica della successione PG4128, diagramma palinologico sintetico e diagrammi delle concentrazioni (PA = polline arboreo; PNA = polline non arboreo).

### 6.5.2.3 Il sondaggio S1113

Osservando i diagrammi sintetici elaborati raggruppando i taxa riconosciuti come indicato nel Capitolo 2, abbiamo ritenuto opportuno suddividere la sezione in 7 fasi sulla base dei cambiamenti vegetazionali che riteniamo più significativi (Fig. 39).

**Fase 1** (base - 165,15 m; 1 - 48). La parte basale della sezione comprende i sedimenti sottostanti al sale. Si osserva un *trend* di diminuzione delle Pinacee che rimangono tuttavia sempre abbondanti e un incremento delle erbacee. È ben sviluppato anche il gruppo delle specie subtropicali che mostra molte oscillazioni da valori minimi intorno al 10% fino a massimi del 30%. Anche le temperate mostrano molte oscillazioni, ma è possibile individuare un generale incremento dalla base verso la parte superiore. Alcuni aumenti di *Cedrus* + *Tsuga* e delle specie montane registrate negli intervalli fra i campioni 15 e 24 e fra 31bis e 44, potrebbero essere stati favoriti dall'instaurarsi di condizioni climatiche più fresche (Fig. 39). La fascia di *Pinus t. haploxyton* + cf. *Cathaya* rimane sempre ben rappresentata mentre ha un'ampiezza molto ridotta la curva delle sclerofille anche se mostra un lieve incremento nella parte superiore; questi elementi evidentemente non trovavano una buona diffusione in questo ambiente. La presenza di molte Pinacee testimonia la presenza di un bacino piuttosto ampio, infatti a causa della loro morfologia, questi granuli sono spesso sovrarappresentati in ambienti

marini (vedi capitoli precedenti). La scarsa presenza di dinocisti, spesso rappresentate da forme ubiquitarie, esclude la presenza di condizioni marine normali suggerendo piuttosto un ambiente stressato. Sono inoltre presenti anche se in modo sporadico e discontinuo taxa di Lago-Mare come *Spiniferites bentorii oblongus* e *Galeacysta etrusca* (Biffi, comunicazione personale); alcune presentano caratteristiche morfologiche diverse da quelle tipiche dell'intervallo superiore del p-ev2.

**Fase 2** (164,65 m - 128 m; 49 - 120). Aumentano le erbacee e diminuiscono *Pinus t. diploxylon* + Pinaceae saccate indeterminabili. Molto significative dal punto di vista climatico le ampie oscillazioni che riguardano le subtropicali che in alcuni campioni quasi spariscono e che seguono comunque un *trend* di diminuzione a favore dei taxa di foresta temperata di latifoglie decidue. Importanti aumenti riguardano anche le sclerofille: questi si verificano a volte in fase con l'aumento delle subtropicali e in discordanza con le erbacee. Il primo campione, 49, prelevato nelle argille intercalate al sale, non mostra differenze significative rispetto alla fase precedente se non una forte diminuzione della concentrazione. I due campioni di sale analizzati (54 e 55) mostrano uno spettro pollinico diverso fra loro, a parte la comune forte diminuzione delle Pinacee. Nel campione 54 si registra un forte incremento delle erbacee e la quasi scomparsa degli elementi subtropicali; questi tornano ad aumentare notevolmente nel campione 55 dove diminuiscono le erbacee, ma si assiste all'esplosione delle mediterranee rappresentate quasi esclusivamente da *Pistacia*. Questo evento potrebbe rappresentare un'evoluzione della copertura vegetazionale che segue l'instaurarsi di condizioni di alofilia del terreno; anche oggi troviamo macchia mediterranea a *Pistacia lentiscus* in prossimità di suoli ad elevate salinità. Nei campioni successivi 60 e 64 si osserva un nuovo aumento delle Pinacee inclusi i taxa di altitudine e di *Tsuga* e *Cedrus*; nello stesso intervallo si registra la diminuzione delle sclerofille. Queste evidenze ci suggeriscono un ritorno a condizioni di maggiore umidità. Nel campione successivo, 69, a 154,35 m, osserviamo nuovamente una diminuzione delle erbe e delle Pinacee mentre aumentano le sclerofille e le latifoglie. Questo potrebbe testimoniare una riduzione del bacino e l'instaurarsi di una stagionalità climatica, anche se l'aumento di *Ulmus* e *Juglans* fra i taxa temperati esclude una fase arida. Il campione 73 sembra testimoniare una fase di maggiore umidità con l'aumento di *Pinus t. diploxylon* + Pinaceae saccate indeterminabili, di *Pinus t. haploxylon* + cf. *Cathaya* e delle subtropicali associato alla diminuzione delle erbe. Nel livello di sale, in corrispondenza del campione 75 si osserva una drastica riduzione delle subtropicali e delle Pinacee, associata all'aumento di *Cedrus* e delle erbacee. I campioni 77 e 82 sono molto simili e indicano una probabile fase calda e umida testimoniata dalla presenza di molte subtropicali e sclerofille e dalla diminuzione delle erbacee. Nei campioni 91 e 99, si osserva una fase di espansione delle erbe e la diminuzione delle subtropicali, associata all'aumento delle Pinacee e di *Cedrus*.

Dal campione 105 al 120, tra 141,95 m e 128 m che corrispondono al secondo livello di sale della sezione, si osservano meno oscillazioni. Proprio i campioni di sale 105 e 120 mostrano aumenti delle erbacee e la quasi scomparsa delle subtropicali associata alla diminuzione delle Pinacee, mentre in

generale si osserva un *trend* progressivo di diminuzione delle Pinacee e delle subtropicali, con presenza costante di sclerofille e *Cedrus* e aumento delle temperate (soprattutto *Quercus*).

Nel campione 117 è presente *Spiniferites bentorii oblongus* dinociste associata alla facies di Lago-Mare.

**Fase 3** (124,42 m - 113,55 m; 24 - 151). Osserviamo inizialmente una diminuzione delle erbacee e l'aumento delle temperate che registrano un picco nel campione 129; nello stesso campione si registra la comparsa di *Galeacysta etrusca* rappresentata dal morfotipo descritto da Corradini e Biffi (1988); in questa parte della successione il bacino risulta molto ridotto con una presenza scarsa di Pinacee. Nei campioni 124 e 136 si osserva la presenza di t. *Zygnema* alga indicatrice di acque dolci. Il campione 139 è stato prelevato in corrispondenza del terzo livello di sale. Qui osserviamo un picco di erbacee e un lievissimo incremento delle mediterranee, assenti nei campioni vicini. I campioni 145 e 151 sono caratterizzati dall'arrivo delle dinocisti di Lago-Mare *Impagidinium* (?) sp. 1 e sp. 2. In entrambi i campioni inoltre si osserva un forte incremento delle Pinacee, associato, in 151, ad un aumento della concentrazione in polline. Questi eventi potrebbero essere legati ad un incremento delle precipitazioni che avrebbe causato diluizione delle acque creando l'habitat ideale per lo sviluppo delle dinocisti di Lago-Mare. Il maggior *runoff* avrebbe inoltre potuto causare un maggior trasporto di granuli pollinici, tuttavia l'allargamento del bacino dovuto al maggior apporto di acqua avrebbe causato una selezione fra i granuli trasportati su lunga distanza favorendo l'accumulo delle Pinacee.

**Fase 4** (111,43 m - 95,5 m; 159 - 213). Osserviamo un andamento abbastanza costante caratterizzato dalla presenza di molte erbacee, scarse quantità di Pinacee e con le subtropicali che lasciano spazio alle temperate; sono sempre presenti *Cedrus* + *Tsuga* e le sclerofille che rappresentano una fascia abbastanza sviluppata che si riduce nella parte superiore dell'intervallo. Lo spettro pollinico suggerisce la presenza di una vegetazione che potrebbe essere simile a quella di tipo mediterraneo, in cui sono associate ampie aree aperte a boschi costituiti prevalentemente da *Quercus*.

In questo intervallo sono presenti in modo discontinuo dinocisti di Lago-Mare (Fig. 39).

**Fase 5** (93,77 m - 78,55 m; 219 - 266). Si osservano ampie oscillazioni di *Pinus* t. *diploxylon* + Pinaceae saccate indeterminabili a scapito prima delle erbacee, in una fase in cui si osserva anche un significativo aumento della concentrazione del polline, poi delle temperate. Le evidenze del primo picco di Pinaceae potrebbero testimoniare una fase di maggiore umidità con incremento del *runoff* che avrebbe potuto causare sia l'aumento della concentrazione, sia l'aumento di granuli di Pinacee. Il secondo picco sembra invece testimoniare una condizione ambientale diversa, poiché rimangono abbondanti le erbacee e diminuisce la percentuale delle temperate.

Come nella fase precedente sono presenti in modo discontinuo le dinocisti di Lago-Mare.

**Fase 6** (76,4 m - 72,5 m; 274 - 288). Comprende solo tre campioni (274, 279 e 288) caratterizzati dall'esplosione delle forme di Lago-Mare e da un'espansione delle Pinacee soprattutto nel campione centrale dove si osserva anche un forte aumento della concentrazione in palinomorfi. Anche se

questo evento potrebbe segnalare un incremento delle precipitazioni non si hanno evidenze marcate di un cambiamento climatico, infatti la generale diminuzione degli altri gruppi sembra legata alla sovrarappresentazione delle Pinacee.

**Fase 7** (70,47 m - 67,45 m; 294 - 306). Inizialmente si osserva un aumento di erbacee e temperate a scapito delle Pinacee che sembra suggerire un restringimento del bacino; successivamente con l'esplosione di dinocisti marine nel campione 302 si osserva il ritorno a condizioni marine normali che segna il passaggio Messiniano-Zancleano.

## 6.6 Discussione

Sulla base delle associazioni ad ostracodi descritte (Bertini et al., 2008) sono state possibili prime attribuzioni biostratigrafiche delle successioni studiate. Le sezioni di Fal1 e Fal2 sono ritenute di età Tortoniano superiore-Messiniano inferiore, ma non è possibile al momento fornire un inquadramento stratigrafico dettagliato. La porzione inferiore di PG4128 (compresa fra 298 e 292 m) è stata attribuita al Messiniano inferiore (pre-evaporitico). La sezione Fal3, viene attualmente ritenuta essere costituita da gessi risedimentati, sarebbe quindi più giovane di 5.6 Ma. La parte superiore di PG4128 e l'intera S1113 sono state attribuite all'intervallo post-evaporitico. In entrambi i sondaggi sarebbe inoltre registrato il passaggio Messiniano-Zancleano, testimoniato da associazioni di microfossili di mare franco osservati in PG4128 a 149 m e in S1113 a 68,53 m. Le associazioni a dinocisti osservate nel corso delle indagini palinologiche non contrastano con le attribuzioni stratigrafiche delle successioni studiate. Infatti abbiamo registrato la presenza di dinocisti marine nella parte inferiore di PG4128. In Fal3 l'ambiente instabile e stressato è testimoniato dall'alternanza fra presenza-assenza di dinocisti cosmopolite. Per quanto riguarda i depositi del sondaggio S1113, abbiamo osservato la presenza di associazioni ad affinità paratetidea fin dalla parte basale della successione, anche se in modo molto sporadico e con forme morfologicamente non classiche. Forme tipiche sono invece presenti nella parte superiore della sezione; a partire da 131,15 m si osservano cisti di *Spiniferites bentorii oblongus* e a partire da 122,6 m di *Galeacysta etrusca* (Fig. 39). Le conoscenze non ancora approfondite sulla distribuzione stratigrafica e sulle variazioni morfologiche delle dinocisti ad affinità paratetidea, soprattutto dell'intervallo p-ev1, non ci permette di escludere che forme ancestrali abbiano potuto precedere quelle classiche ed essere giunte nel Mediterraneo prima dell'intervallo di tempo rappresentato dai sedimenti del p-ev2 (prima di 5,42 Ma). Tuttavia sulla base della biostratigrafia ad ostracodi (Gliozzi et al., 2006; Grossi et al., 2007; Grossi, 2008) l'intera successione S1113 cadrebbe nella biozona a *Loxocorniculina djafarovi* e quindi nella parte superiore del Messiniano post-evaporitico interamente compresa nell'unità p-ev2 (Gliozzi et al., 2006; Grossi, 2008). Nello stesso sondaggio non è stata osservata la fase a *Pediastrum* che a Maccarone è concomitante con la registrazione delle prime dinocisti di Lago-Mare (Bertini, 2006), tale fase potrebbe essere precedente ed essere contenuta nei sedimenti sottostanti a quelli intercettati dal nostro sondaggio.

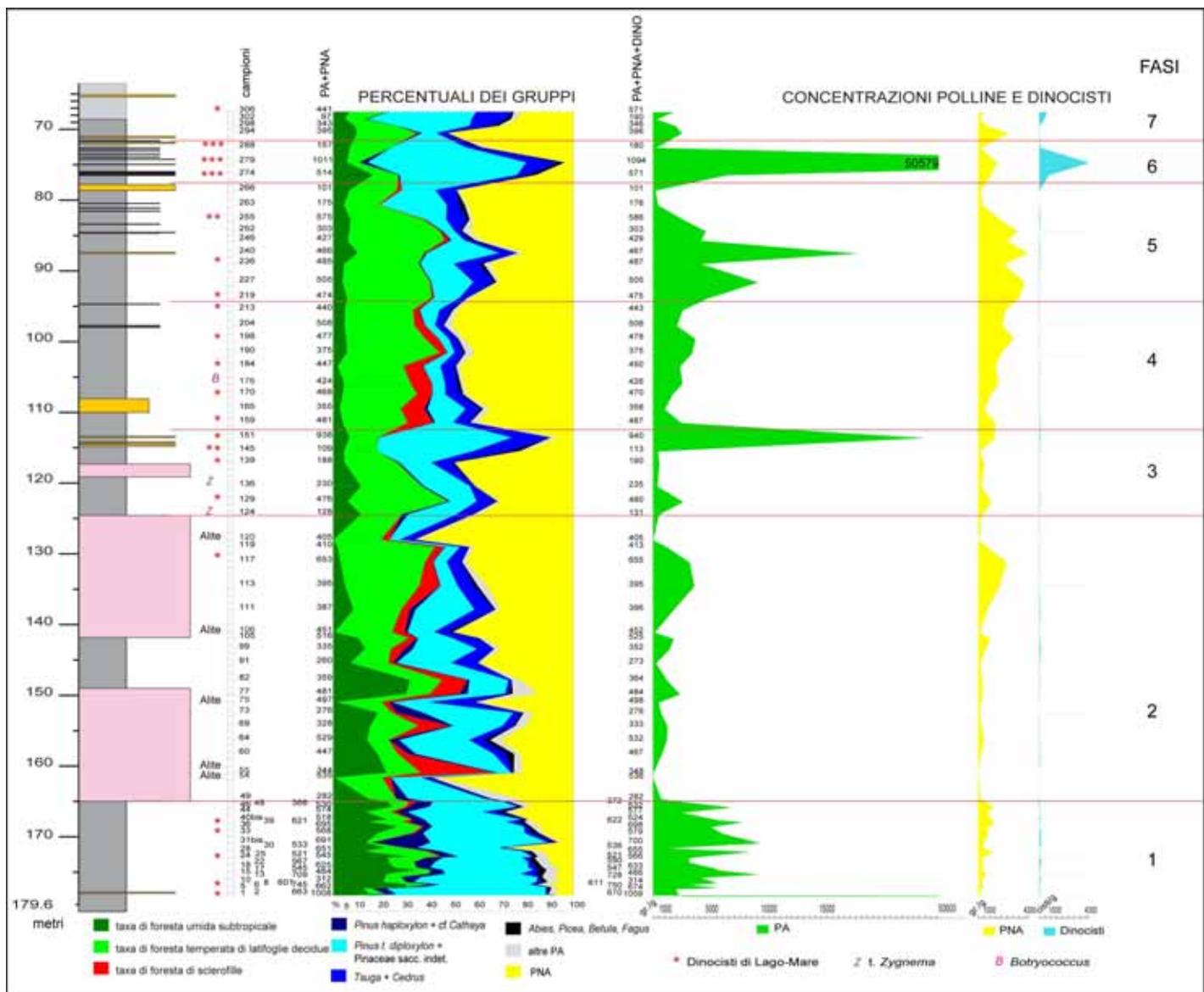


Fig. 39. Porzione di colonna litologica semplificata delle sezioni S1113, diagramma palinologico sintetico e diagrammi delle concentrazioni (PA = polline arboreo; PNA = polline non arboreo).

In nessuno dei campioni analizzati del sondaggio PG4128 sono state individuate dinocisti di Lago-Mare. Nella parte superiore della sezione S1113 è stato individuato, sempre grazie allo studio delle associazioni di microfossili marini (Bertini et al., 2008) fra cui le dinocisti, il ristabilirsi di condizioni marine associate al passaggio Messiniano-Zancleano.

Attraverso lo strumento palinologico è stato quindi possibile contribuire alla ricostruzione degli ambienti acquatici testimoniati nei sedimenti delle diverse sezioni studiate. Un contributo fondamentale è stato inoltre dato per la caratterizzazione paleoambientale e paleoclimatica degli ambienti terrestri. I campioni analizzati a Cava Faltona ci permettono di dare alcune informazioni di tipo floristico-vegetazionale e climatico nonostante la rilevante presenza, nelle successioni Fal2 e Fal3, di rimaneggiati e di fenomeni di sovrarappresentazione delle Pinacee (Figg. 36 e 37). Tuttavia è possibile supporre la presenza di una vegetazione di tipo temperato-subtropicale, associata ad ampie aree aperte. La sezione Fal1 mostra invece una ridotta espansione delle erbacee che suggerisce un clima caratterizzato da una buona umidità. In entrambi i sondaggi osserviamo, a partire dai sedimenti sottostanti al sale verso quelli salini, una diminuzione delle Pinacee che potrebbe testimoniare un *trend* regressivo (Figg. 38 e 39). La copertura vegetazionale è caratterizzata dalla presenza di una palude arborata rappresentata principalmente da t. *Taxodium/Glyptostrobus*. I depositi salini sono caratterizzati in entrambi le sezioni dall'abbondanza delle erbacee e gli occasionali incrementi di sclerofille potrebbero preannunciare l'instaurarsi di una stagionalità climatica. In S1113 sono stati osservati anche campioni di sale: in 4 di questi, su un totale di 5 analizzati, si registra la scomparsa delle subtropicali (rappresentate soprattutto da t. *Taxodium/Glyptostrobus*). Come già evidenziato, in uno dei campioni del primo livello di sale registriamo inoltre un'esplosione di *Pistacia*. Questo taxon è inoltre osservato in quantità significative anche in altre porzioni di S1113 ed in alcuni campioni del banco salino di PG4128. La presenza di una vegetazione peculiare in corrispondenza di questi livelli risulta molto interessante anche se riteniamo improbabile che possa avere un significato climatico mentre potrebbe essere dovuto a cause edafiche; a sostegno di questa ipotesi osserviamo che l'incremento di *Pistacia* è registrato spesso in corrispondenza o in prossimità di incrementi delle Chenopodiaceae, specie alofite.

Sempre in S1113, l'elevata quantità di erbacee, che arrivano a superare il 50%, individuano ambienti aperti piuttosto estesi. Un cambiamento molto significativo che riguarda la copertura vegetale si verifica a partire da circa 140 m. Si osserva una drastica riduzione della palude arborata che lascia spazio alla foresta di latifoglie fra cui l'elemento dominante è *Quercus* associato prevalentemente a *Juglans*, *Ulmus* e *Zelkova* (Figg. 34 e 39). Ciò potrebbe individuare un cambiamento verso condizioni meno umide ed una maggiore stagionalità climatica. Sono inoltre evidenti, nella porzione superiore della successione, due eventi caratterizzati dall'esplosione delle Pinacee e dall'aumento della concentrazione in palinomorfi; entrambi avvengono in corrispondenza di un aumento delle dinocisti ad affinità paratetidea. Il primo, che si verifica a circa 114 m (Fig. 39), vede un primo arrivo più abbondante di queste forme, il secondo, a circa 75 m, registra la vera e propria esplosione che

caratterizza il Messiniano terminale e che è poi seguita dal ristabilirsi di condizioni di mare franco col passaggio allo Zancleano. Tali eventi potrebbero indicare periodi di intense precipitazioni che, oltre a causare un allargamento del bacino, avrebbero causato una diluizione delle acque, creando l'habitat ideale per forme tipiche di ambiente salmastro. L'instaurarsi di un clima più umido potrebbe essere confermato anche dalle altre associazioni polliniche; infatti osserviamo che nel primo evento, associata all'espansione del pino si registra la drastica diminuzione delle erbacee, mentre le subtropicali subiscono un seppur lieve aumento. Un andamento analogo è riscontrabile anche per l'evento successivo.

Possiamo concludere affermando che il clima nell'area del Bacino di Volterra durante il Messiniano era caratterizzato da condizioni intermedie fra quelle del versante adriatico dell'Appennino settentrionale, dominato da un clima subtropicale a temperato caldo con una elevata umidità (Bertini, 2006), e quelle della Sicilia caratterizzate da condizioni xeriche (Suc e Bessais, 1990; Suc et al., 2005c; Bertini et al., 1998). Risulta quindi confermato che durante il Messiniano esistevano gradienti climatici sia in senso latitudinale che longitudinale (Bertini, 2006).

Infine le indagini palinologiche, unitamente agli altri studi biostratigrafici, hanno consentito di definire la collocazione stratigrafica dei termini salini all'interno del post-evaporitico e quindi in un intervallo temporale più recente di 5.6 Ma. La possibilità che la successione possa includere non solo il p-ev2, ma anche parte del sottostante p-ev1 è di grande interesse stratigrafico in quanto sosterebbe una correlazione dei depositi salini toscani con quelli della Sicilia e della Calabria (Roveri et al., 2008d). Sulla base delle biozone ad ostracodi i primi due livelli salini del sondaggio PG4128 potrebbero essere ubicati nell'unità p-ev1 in quanto attribuiti alla biozona a *Loxoconcha mülleri*, ma il terzo banco di sale di questa successione ed i tre banchi di S1113 si posizionerebbero interamente nell'unità p-ev2 in quanto attribuiti alla biozona a *Loxocorniculina djafarovi*.

## CAPITOLO 7: SINTESI DEI RISULTATI

### 7.1 Introduzione

Attraverso l'utilizzo dello strumento palinologico abbiamo contribuito alla caratterizzazione paleoambientale e paleoclimatica del Messiniano. Le successioni indagate, si trovano in Italia centrale (lato sia adriatico che tirrenico), un'area chiave per la comprensione delle modalità di instaurazione e di sviluppo della CSM. Gli intervalli temporali intercettati dalle diverse sezioni comprendono l'intero Messiniano, è stato quindi possibile ottenere un *record* palinologico che ha consentito di proporre ricostruzioni paleoambientali e paleoclimatiche prima, durante e dopo la CSM (Fig. 40). Attraverso un'approfondita descrizione floristico-vegetazionale è stato possibile, in particolare, tracciare la storia degli ambienti emersi ed effettuare interpretazioni in chiave climatica. L'analisi preliminare delle dinocisti ha inoltre consentito di contribuire alla descrizione degli ambienti acquatici e all'attribuzione biostratigrafica delle successioni.

### 7.2 Pre-evaporitico

#### 7.2.1 Paleoambiente e paleoclima

La maggior parte dei dati ad oggi disponibili per la caratterizzazione paleoambientale e paleoclimatica del Messiniano inferiore, si riferiscono principalmente a *proxy* marini (e.g. Negri et al., 1999; Kouwenhoven e van der Zwaan, 2006; Kouwenhoven et al., 1999, 2003, 2006; Lozar et al., 2010); le conoscenze relative agli ambienti emersi sono invece ancora molto ridotte e riguardano esclusivamente alcune aree del Mediterraneo meridionale (e.g. Suc e Bessais, 1990; Suc et al., 1995c; Fauquette et al., 2006). Per questa ragione abbiamo scelto di approfondire lo studio palinologico del Messiniano pre-evaporitico in un'area chiave come quella dell'Italia centrale, al fine di ottenere informazioni vegetazionali e climatiche e fornire un quadro dettagliato delle variazioni ambientali nell'ambiente terrestre.

La successione del Trave è costituita da sedimenti di età compresa fra 7.6 e 6.7 Ma e consente quindi di studiare le fasi che precedono l'inizio della CSM; ciò è di fondamentale importanza per individuare le cause di questo evento. I risultati delle analisi palinologiche evidenziano la presenza di una vegetazione arborea ampiamente dominante caratterizzata, lungo la costa, da estese paludi arborate (*swamp*); la vegetazione delle aree più interne è dominata da elementi della foresta di latifoglie termofile. Le maggiori variazioni osservate nei diagrammi palinologici di dettaglio e sintetico (Figg. 9 e 10), non sembrano rispecchiare sostanziali cambiamenti nella copertura vegetale, ma piuttosto evidenziano cambiamenti nelle modalità di apporto verso il bacino di sedimentazione. Oltre a fenomeni legati all'incremento-diminuzione del *runoff*, riteniamo possibili variazioni quantitative, delle componenti aerea e acquatica, nel contributo al trasporto dei palinomorfi.

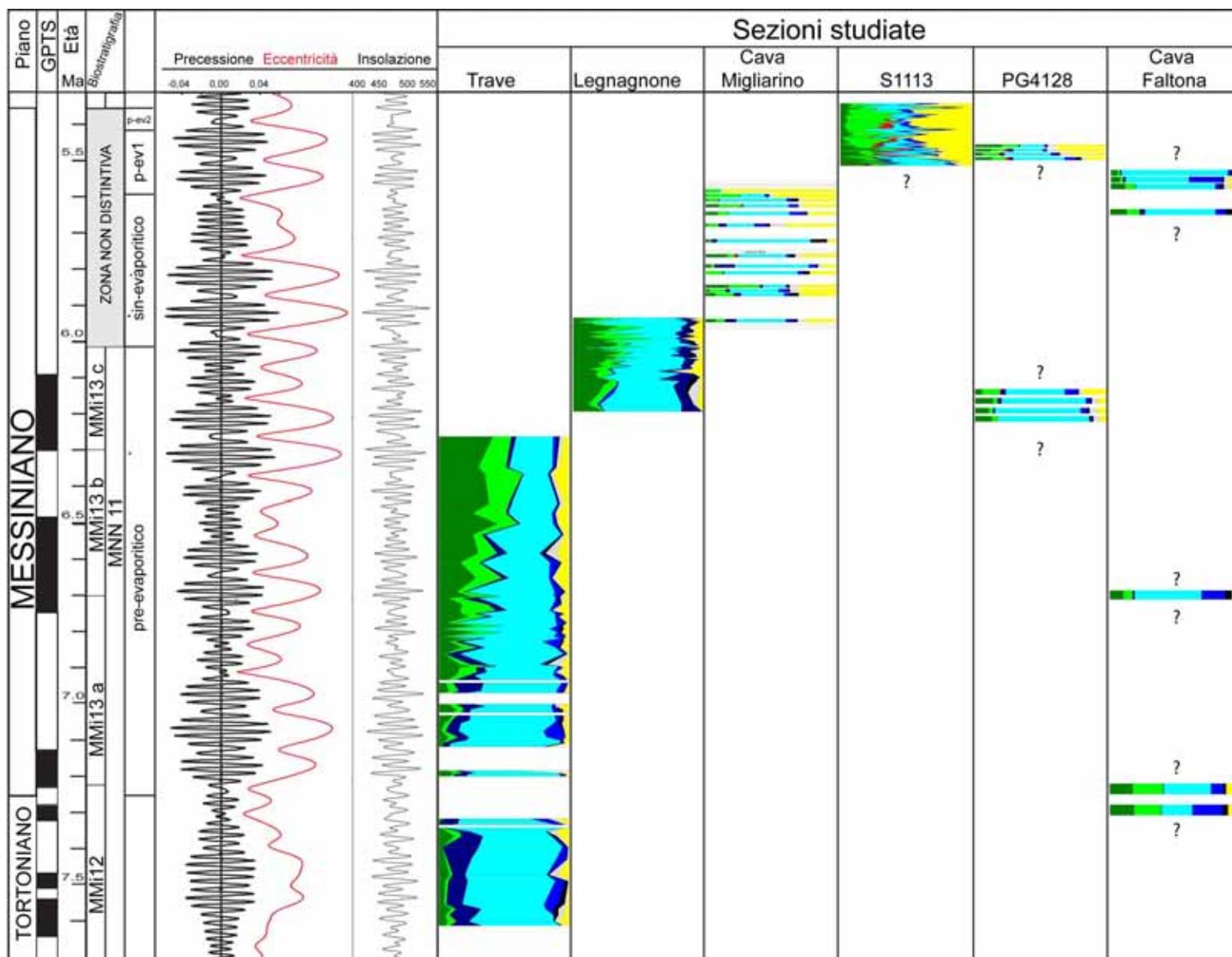


Fig. 40. Inquadramento stratigrafico delle sezioni studiate.

La corrispondenza individuata fra le alternanze litologiche e le oscillazioni vegetazionali (v. Capitolo 3), testimoniata dall'aumento delle Pinacee in corrispondenza delle marne e dalla loro diminuzione nei livelli sapropelitici, evidenzia un forte legame fra cambiamenti ambientali e variazioni deposizionali. Infatti come più volte ricordato nel corso di questa tesi (v. Capitolo 3) l'incremento percentuale dei granuli pollinici delle Pinacee, potrebbe suggerire una maggiore distanza fra il luogo di emissione del polline ed il luogo di accumulo, senza escludere tuttavia il contributo di ulteriori fenomeni di carattere tafonomico, come una maggiore incidenza del trasporto aereo rispetto a quello acquatico. Il clima è dominato da condizioni di tipo caldo-umido; variazioni minori della copertura vegetale, infatti, non sembrano corrispondere a significativi cambiamenti ambientali e climatici. La caratterizzazione degli ambienti acquatici, a cui abbiamo contribuito attraverso un'analisi preliminare delle dinocisti, mostra un *trend* regressivo molto evidente, già segnalato per l'area di Monte del Casino (Kouwenhoven et al., 1999), che ben si accorda con l'approssimarsi dell'inizio della CSM. Alla base della sezione sono ben evidenti condizioni di mare franco, con una buona ossigenazione e salinità normale. L'ambiente diventa sempre più stressato verso la parte superiore, come suggerito dai principali *proxy*. L'instaurarsi di condizioni anossiche sul fondo è testimoniato, dal punto di vista litologico, dalla deposizione dei sapropel e dal punto di vista biostratigrafico dalla scomparsa dei foraminiferi bentonici.

L'intervallo pre-evaporitico, a partire da 6.15 Ma, è stato intercettato anche nella sezione di Legnagnone dove ancora risulta dominante una vegetazione arborea. La palude arborata è piuttosto estesa, ma è ben rappresentata anche la vegetazione dei piani altitudinali superiori, rappresentata dalle micro-mesoterme. Anche in questo caso la copertura vegetale testimonia un clima prevalentemente caldo-umido; sono evidenti brevi fasi di raffreddamento in corrispondenza dei campioni L64, L43 e L27, correlate ad eventi individuati a scala globale sulla base dello studio degli isotopi del  $\delta^{18}\text{O}$  e delle curve astronomiche e datati rispettivamente a 6.12 Ma, 6.08 Ma e 6.0 Ma.

La mancanza di *marker* biostratigrafici nelle successioni toscane (Cava Faltona, PG4128; v. Capitolo 6) rende al momento impossibile una loro precisa collocazione stratigrafica. Sulla base di osservazioni di stratigrafia fisica, al momento sono state genericamente attribuite all'intervallo pre-evaporitico. I dati palinologici evidenziano la presenza di una vegetazione arborea dominante rappresentata da taxa subtropicali a cui si aggiunge una abbondante quantità di Pinaceae. Questi elementi caratterizzano un clima caldo-umido.

### **7.2.2 Correlazioni**

Come già accennato, i *record* palinologici per l'intervallo pre-evaporitico sono piuttosto scarsi. I principali studi hanno riguardato le aree del Mediterraneo meridionale (Suc e Bessais, 1990; Suc et al., 1995c; Fauquette et al., 2006; Londeix et al., 2007) dove sono state registrate condizioni climatiche prevalentemente xeriche con una vegetazione erbacea molto estesa. Fin da un primo

confronto con le successioni dell'Italia centrale è evidente la presenza di un gradiente climatico che interessava il bacino mediterraneo almeno fin dal Messiniano inferiore.

Il confronto della successione di Capodarso (Suc et al., 1995c) con quella del Trave ha permesso di individuare importanti analogie legate alle oscillazioni osservate nei *record* pollinici. Infatti, come al Trave, anche a Capodarso si verifica una corrispondenza fra le alternanze litologiche ed il *record* pollinico, legate anche in questo caso ad oscillazioni nelle percentuali delle Pinacee. Il prevalente significato tafonomico attribuito a queste variazioni suggerisce come gli spettri pollinici possano registrare non solo cambiamenti climatici, ma anche variazioni ambientali associate a cambiamenti deposizionali.

### **7.3 Sin-evaporitico**

#### **7.3.1 Paleambiente e paleoclima**

La fase sin-evaporitica compresa fra 5.96 e 5.61 Ma è caratterizzata, nei bacini relativamente profondi (fino ad un massimo di 200 m), dalla deposizione di gessi alternati a livelli pelitici. La deposizione di questi sedimenti è causata dalle condizioni che si instaurano durante i cicli precessionali, che determinano alternanze arido-umido. Eventi freddi sono tuttavia presenti come testimoniato dal *record* isotopico (TG 20 e TG 22 sono i più significativi).

L'inizio della CSM è registrato nella successione di Legnagnone, dove è possibile osservare anche il passaggio stratigrafico dalla fase pre-evaporitica all'intervallo sin-evaporitico, espresso dalla presenza di due livelli carbonatici. La caratterizzazione ambientale e climatica ha consentito di mettere in evidenza come durante questo intervallo non si registrino sostanziali variazioni vegetazionali e climatiche, tali da giustificare l'innescarsi di un evento così estremo come la CSM. Mancano, infatti, evidenze di inaridimento, generalmente testimoniate dal punto di vista pollinico da significativi aumenti percentuali delle specie erbacee. Questo conferma come la componente climatica abbia avuto un ruolo estremamente marginale nell'innescarsi della CSM, soprattutto nelle aree in cui persiste un clima caldo-umido.

A Cava Migliarino, in Toscana, è stato possibile documentare una parte della fase sin-evaporitica, che comprende la deposizione di 11 cicli costituiti dall'alternanza gesso-pelite, corrispondenti ad altrettanti cicli precessionali. Il quadro emerso testimonia una vegetazione erbacea piuttosto estesa. Tuttavia elementi subtropicali persistenti, ed in alcuni casi abbondanti, suggeriscono un buon grado di umidità. L'occasionale espansione delle sclerofille potrebbe indicare l'instaurarsi di una stagionalità climatica. Le due fasi di raffreddamento individuate nei cicli 7 e 10, sono state confrontate con quelle evidenziate dal *record* isotopico (e.g. TG 20 e TG 22). Sulla base dell'inquadramento stratigrafico della sezione proposto da Lugli et al. (2010) i picchi freddi relativi al TG 20 e al TG 22 non coincidono con quelli da noi individuati. L'osservato "sfasamento", di almeno 1 ciclo, induce a valutare la possibile presenza di ulteriori banchi di gesso, del resto

ipotizzata nel passato da alcuni autori (Riforgiato, 2008; Aldinucci e Foresi, comunicazione personale). Gli importanti fenomeni di disturbo tafonomico che caratterizzano la parte superiore della sezione potrebbero essere legati alla fase erosiva che segue la deposizione dei gessi (fase 2.1 di Roveri et al., 2008a) e che corrisponde al momento di maggiore evaporazione del Mediterraneo. Questa ipotesi potrebbe essere in accordo con il ritrovamento di ostracodi che caratterizzano la biozona a *Loxiconcha mülleri* al tetto della successione, il cui inizio secondo la biozonazione proposta da Gliozzi et al. (2010) si situerebbe proprio nella fase 2.1.

### **7.3.2 Correlazioni**

Il confronto fra le due successioni studiate, Legnagnone e Cava Migliarino, mette in evidenza alcune differenze vegetazionali che indicano per Cava Migliarino un ambiente più aperto rispetto a Legnagnone. Questa osservazione risulta ancora più evidente nel confronto con le sezioni classiche della Vena del Gesso, dove la vegetazione arborea è chiaramente dominante (Bertini, 2006). Ciò suggerisce la presenza di importanti gradienti climatici, in particolare fra l'area tirrenica e quella adriatica probabilmente legato alla morfologia e alla paleogeografia dei bacini, oltre che al regime delle precipitazioni. La presenza di gradienti climatici nell'area mediterranea è ribadita anche dallo studio palinologico, in corso, dell'intervallo pelitico fra il secondo ed il terzo banco di gesso nella sezione di Los Yesos (Bacino di Sorbas, Spagna). Infatti le sezioni dell'Italia centro-settentrionale mostrano nel complesso una discreta umidità, mentre le condizioni finora emerse per la Spagna mostrano ampie zone aperte che suggeriscono un clima secco.

Importanti gradienti climatici erano quindi presenti nel Mediterraneo durante la deposizione dei gessi, tuttavia questo non avrebbe influito sulla contemporaneità di inizio della CSM (e.g. Krijgsman et al., 1999a; Roveri et al., 2008a, e; Lugli et al., 2010). I nostri dati contribuiscono quindi a ribadire come la componente climatica non possa essere ritenuta determinate nell'innesco della CSM.

## **7.4 Post-evaporitico**

### **7.4.1 Paleoambiente e paleoclima**

L'intervallo classicamente definito post-evaporitico e suddiviso nelle due unità deposizionali p-ev1 e p-ev2, è sicuramente la fase del Messiniano che ha da sempre suscitato maggiore interesse e verso la quale si sono rivolti la maggior parte degli studi di carattere paleoambientale. Nonostante gli sforzi effettuati, questo intervallo risulta ancora di difficile comprensione. La scarsità di associazioni a nannoplancton e foraminiferi ha fino ad oggi impedito una suddivisione di carattere biostratigrafico. Recentemente dettagliati studi sugli ostracodi hanno permesso di proporre una biozonazione (Gliozzi et al., 2010). Questi stessi organismi, insieme alla flore acquatiche (dinocisti) hanno inoltre permesso di evidenziare i principali cambiamenti ambientali che consistono in ampie variazioni di salinità. Proprio questi cambiamenti sono l'elemento fondamentale di caratterizzazione di questo intervallo,

in particolare dell'unità p-ev2. Risulta tuttavia ancora poco chiaro come queste forme siano giunte nel Mediterraneo (e.g. Orszag-Sperber, 2006).

Gli studi palinologici sulle carote S1113 e PG4128, hanno consentito di tracciare la storia degli ambienti nell'area del Bacino di Volterra. Una vegetazione aperta è testimoniata da abbondanti erbacee, tuttavia la buona presenza di taxa subtropicali suggerisce un clima non propriamente arido. La foresta di latifoglie inizialmente piuttosto ridotta, si espande notevolmente mentre si riduce la palude arborata che lascia spazio ad una vegetazione costiera di tipo dunale.

Lo studio delle flore acquatiche ha permesso di individuare dinocisti ad affinità paratetidea; questo ha contribuito alla caratterizzazione dell'ambiente acquatico, all'attribuzione biostratigrafica della sezione S1113 alla facies Lago-Mare e ad individuare il passaggio Messiniano-Zancleano. Le prime forme di dinocisti di Lago-Mare furono osservate e descritte proprio in Toscana nella successione di Cava Serredi, in Val di Fine (Corradini e Biffi, 1988), non lontano dal Bacino di Volterra. Il ritrovamento di queste forme in molte sezioni coeve del Mediterraneo conferma l'ipotesi che l'intero bacino sia stato caratterizzato da condizioni marine stressate, con salinità non normali (oligo-mesoaline) e suggerisce la possibilità di utilizzare questi taxa come *marker* biostratigrafici. La presenza fin dalla base della successione di seppur sporadiche faune e flore di Lago-Mare ha portato all'attribuzione dell'intera successione all'unità p-ev2 sulla base delle osservazioni effettuate in studi svolti in diverse successioni mediterranee (e.g. Bertini, 2006; Orszag-Sperber, 2006; Londeix et al., 2007; Grossi et al., 2008; Gliozzi et al., 2010). È ancora aperto il dibattito sulla possibilità che almeno la parte inferiore della successione possa corrispondere all'unità p-ev1. La mancanza di conoscenze approfondite delle variazioni morfologiche delle dinocisti di Lago-Mare e sulla loro distribuzione stratigrafica non ci permettono di escludere questa possibilità, mentre questa ipotesi non troverebbe conferma secondo la biostratigrafia proposta sulla base delle associazioni ad ostracodi, almeno per la successione S1113 (Gliozzi et al., 2010). La discussione rimane tuttavia aperta, infatti l'eventuale correlazione del sale del Bacino di Volterra con i depositi salini della Sicilia e della Calabria (Roveri et al., 2008f) permetterebbe di verificare la correttezza del modello proposto da Roveri et al. (2008a), in cui viene ipotizzata una contemporaneità della deposizione del sale a scala Mediterranea in un intervallo di tempo compreso fra 5.61 e 5.5 Ma. Al tetto della sezione S1113 il passaggio a depositi pliocenici è ben evidenziato dal passaggio ad associazioni di dinocisti marine in buon accordo con quanto verificato nelle porzioni coeve delle successioni di Maccarone e del Trave (e.g. Bertini, 2006; Iaccarino et al., 2008).

#### **7.4.2 Correlazioni**

L'intervallo post-evaporitico è stato individuato e studiato in diverse successioni italiane situate principalmente sul versante adriatico dell'Italia centrale ed in Sicilia (Bertini 2006; Londeix et al., 2007; Iaccarino et al., 2008). Il confronto con queste successioni ha messo in evidenza importanti differenze vegetazionali che testimoniano per la Toscana condizioni climatiche intermedie fra quelle

caldo-umide delle aree adriatiche e quelle xeriche della Sicilia. In accordo con quanto osservato anche per l'intervallo sin-evaporitico viene confermata la presenza di gradienti climatici nel Mediterraneo che persistono nel corso dell'intero Messiniano.

Lo studio delle flore acquatiche ha contribuito alla ricostruzione delle modalità di sviluppo della facies di Lago-Mare. Associazioni classiche sono state messe in evidenza anche nell'area toscana, ma nel Bacino di Volterra non è stata osservata la presenza di *Pediastrum*, alga dulcicola che generalmente mostra una fase di acme in coincidenza con l'arrivo delle dinocisti. Questo potrebbe essere imputabile alla presenza di condizioni ambientali diverse rispetto agli altri bacini, oppure alla mancanza stratigrafica della porzione in cui questo evento viene solitamente osservato. Il ristabilirsi di condizioni marine normali all'inizio del Pliocene è testimoniato con l'arrivo repentino di associazioni marine, in accordo con quanto verificato in numerose successioni studiate e con la biostratigrafia classica (e.g. Bertini, 2006; Iaccarino et al., 2008; Gennari et al., 2008; Grossi e Gennari, 2008).

## **7.5 Conclusioni**

I risultati di questo studio forniscono un contributo importante alla comprensione delle diverse fasi del Messiniano attraverso la caratterizzazione ambientale e climatica dell'area localizzata tra i lati adriatico e tirrenico in Italia centrale. I dati palinologici raccolti permettono di partecipare alla discussione sia ambientale che stratigrafica nell'ambito di studi interdisciplinari (PRIN Messiniano, 2006). La caratterizzazione palinologica dei sapropel consente, inoltre, di contribuire alla discussione sulle modalità di deposizione di questo tipo di sedimenti.

La conferma della presenza di importanti gradienti climatici nel Mediterraneo prima durante e dopo la CSM evidenzia, ancora una volta, la complessità di questo intervallo di tempo in cui fenomeni climatico-ambientali, tettonici ed eustatici si intrecciano a formare un quadro complesso e di difficile risoluzione. Tuttavia riteniamo che grazie agli sforzi fatti negli ultimi 10 anni si siano ottenuti importanti risultati che portano a conoscenze molto approfondite e dettagliate, con risoluzioni temporali molto elevate che forniscono una rappresentazione sempre più chiara per la comprensione dell'intricata storia di questo intervallo di tempo.

I dati raccolti nell'ambito di questa tesi sono in corso di elaborazione in collaborazione con specialisti del settore per ottenere quantificazioni climatiche di parametri come temperatura e precipitazioni, e saranno utilizzati per una sintesi regionale sulle conoscenze vegetazionali e climatiche del Messiniano.

## BIBLIOGRAFIA

- Aksu, A.E., Yasar, D., Mudie, P.J. 1995. Paleoclimatic and paleoceanographic circumstances leading to the development of sapropel layer S1 in the Aegean Sea basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 116, 71-101.
- Aldinucci, M., Bigazzi, G., Dall'Antonia, B., Da Prato, S., Donia, F., D'Orazio, M., Foresi, L.M., Mazzei, R., Riforgiato, F., Sandrelli, F., Zanchetta, G. 2005. The upper Messinian post-evaporitic succession of Serredi Quarry (southern Tuscany, Italy): new stratigraphic data and geochronology of an ash layer. *GeoActa* 4, 67-82.
- Backman, J., Raffi, I. 1997. Calibration of Miocene nannofossil events to orbitally tuned cyclostratigraphies from Ceara Rise. In: Shackleton N.J., Curry W.B., Richeter C. et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 154, 83-99.
- Barchi, M., Landuzzi, A., Minelli, G., Piali, G. 2001. Outer Northern Apennines. In: Vai, G. B., Martini, P.I. (Eds.), *Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publisher, pp. 215-254.
- Bartoletti, E., Bossio, A., Esteban, M., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., Sanesi, G., Squarci, P. 1985. Studio geologico del territorio comunale di Rosignano Marittimo in relazione alla carta geologica alla scala 1:25000. *Quaderni del Museo di Storia Naturale di Livorno* 6(1), 33-127.
- Bartolini, C., Berlato, C., Bortolotti, V. 1976. Upper Miocene shallow-water turbidites from western Tuscany. *Sedimentary Geology* 14, 77-122.
- Bendkik, A., Boccaletti, M., Bonini, M., Poccianti, C., Sani, F. 1994. Structural evolution of the outer Apennine chain (Firenzuola-Città di Castello sector and Montefeltro area, Tuscan-Romagna and Umbro-Marchean Apennines). *Memorie della Società Geologica Italiana* 48, 515-522.
- Bernini, M., Boccaletti, M., Moratti, G., Papani, G., Sani, F., Torelli, L. 1990. Episodi compressivi neogenico-quadernari nell'area estensionale tirrenica nord-orientale. Dati di mare e di terra. *Memorie della Società Geologica Italiana* 45, 577-589.
- Bertini, A. 1992. Palinologia ed aspetti ambientali del versante adriatico dell'Appennino centro-settentrionale durante il Messiniano e lo Zancleano. *Tesi di Dottorato, Università di Modena, Italia*. 88 pp.
- Bertini, A. 2006. The Northern Apennines palynological record as a contribute for the reconstruction of the Messinian palaeoenvironments. *Sedimentary Geology* 188-189, 235-258.
- Bertini, A., Martinetto, E. 2008. Messinian to Zanclean vegetation and climate of Northern and Central Italy. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 47(2), 105-121.
- Bertini, A., Martinetto, E. 2010. Reconstruction of vegetation transects for the Messinian-Piacenzian of Italy by means of comparative analysis of pollen, leaf and carpological records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *in press*.
- Bertini, A., Londeix, L., Maniscalco, R., Di Stefano, A., Suc, J.-P., Clauzon, G., Gautier, F., Grasso, M. 1998. Paleobiological evidence of depositional conditions in the Salt Member, Gessoso-Solfifera Formation (Messinian, Upper Miocene) of Sicily according to new paleobiological records. *Micropaleontology* 44, 413-433.
- Bertini, A., Faranda, C., Gennari, R., Gliozzi, E., Grossi, F., Lugli, S., Menichetti, E., Testa, G. 2008. Integrated stratigraphic analyses of the Messinian succession in the Montecatini Val di Cecina-Pomarance area (Tuscany, Volterra Basin). "Alba e tramonto della crisi di salinità messiniana" Alba (Cn) 10-11 Ottobre 2008. pp. 11.
- Betzler, Ch., Braga, J.C., Martín, J.M., Sánchez-Almazo, I.M., Lindhorst, S. 2006. Closure of a Seaway: stratigraphic record and facies (Guadix basin, Southern Spain). *International Journal of Earth Sciences* 95, 903-910.

- Blanc, P.L. 2000. Of sills and straits: a quantitative assessment of the Messinian Salinity Crisis. *Deep-Sea Research I* 47, 1429-1460.
- Blanc, P.L. 2006. Improved modelling of the Messinian Salinity Crisis and conceptual implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238, 349-372.
- Blanc-Valleron, M.-M., Pierre, C., Caulet, J.P., Caruso, A., Rouchy, J.-M., Cespuglio, G., Sprovieri, R., Pestrea, S., Di Stefano, E. 2002. Sedimentary, stable isotope and micropaleontological records of paleoceanographic change in the Messinian Tripoli Formation (Sicily, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 185, 255-286.
- Boccaletti, M., Sani, F. 1998. Cover thrust reactivations related to internal basement involvement during Neogene-Quaternary evolution of the northern Apennines. *Tectonics* 17, 112-130.
- Boccaletti, M., Cerrina Feroni, A., Martinelli, P., Moratti, G., Plesi, G., Sani, F. 1991. L'alternanza distensione-compressione nel quadro evolutivo dei bacini neogenici dell'Appennino settentrionale. *Studi Geologici Camerti Volume Speciale 1991/1*, 187-192.
- Boccaletti, M., Cerrina Feroni, A., Martinelli, P., Moratti, G., Plesi, G., Sani, F. 1992. Late Miocene-Quaternary compressive events in the Tyrrhenian side of the Northern Apennines. *Annales Tectonicae* 6, 214-230.
- Boccaletti, M., Bonini, M., Moratti, G., Sani, F. 1995. Le fasi compressive neogenico-quadernarie nell'Appennino Settentrionale: relazioni con l'evoluzione dei bacini interni e con la tettonica del basamento. *Studi Geologici Camerti Volume Speciale 1995/1*, 51-72.
- Bonciani, F., Callegari, I., Cornamusini, G., Conti, P., Carmignani, L. 2008. Contributo della cartografia geologica nella ricostruzione dei meccanismi e dei tempi di messa in posto della Coltre della Val Marecchia. *Rendiconti della Società Geologica Italiana* 3 (1), 120-121.
- Bonini, M., Moratti, G. 1995. Evoluzione tettonica del bacino neogenico di Radicondoli-Volterra (Toscana Meridionale). *Bollettino della Società Geologica Italiana* 114, 549-573.
- Bonini, M., Sani, F. 2002. Extension and compression in the Northern Apennines (Italy) hinterland: Evidence from the late Miocene-Pliocene Siena-Radicondoli Basin and relations with basement structures. *Tectonics* 21, 1-35.
- Bossio, A., Esteban, M., Giannelli, L., Longinelli, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Ricci Lucchi, F., Salvatorini, G. 1978. Some aspects of the Upper Miocene in Tuscany. *Pacini, Pisa*: 1-88.
- Bossio, A., Bradley, F., Esteban, M., Giannelli, L., Landini, W., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G. 1981. Alcuni aspetti del Miocene superiore del Bacino del Fine. In: IX Convegno della Società Paleontologica Italiana, 21-53.
- Bossio, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G. 1985. Analisi micropaleontologiche delle formazioni mioceniche, plioceniche e pleistoceniche dell'area comunale di Rosignano Marittimo (Livorno). *Quaderni del Museo di Storia Naturale di Livorno* 6, 129-170.
- Bossio, A., Esteban, M., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G. 1996a. Rosignano Reef complex (Messinian), Livornese Mountains, Tuscany, Central Italy. In: Franseen, E.K., Esteban, M., Ward, W.C., Rouchy, J.-M. (Eds.), *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complex of Mediterranean Regions. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, vol. 5, 277-294.
- Bossio, A., Cerri, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., Sandrelli, F. 1996b. Geologia dell'area Spicchiaiola-Pignano (settore orientale del Bacino di Volterra). *Bollettino della Società Geologica Italiana* 115, 393-422.
- Bossio, A., Foresi, L.M., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G. 1997. Note micropaleontologiche sulla successione miocenica del Torrente Morra e su quella pliocenica dei Fiumi Tora e Fine (Province di Livorno e Pisa). *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali. Memorie Serie A* 104, 85-134.
- Bossio, A., Costantini, A., Foresi, L.M., Lazzarotto, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Pascucci, V., Salvatorini, G., Sandrelli, F., Terzuoli, A. 1998. Neogene-Quaternary sedimentary evolution in the western side of the northern Apennines (Italy). *Memorie della Società Geologica Italiana* 52, 513-525.

- Bossio, A., Foresi, L.M., Liotta, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., Squarci, P. 1999. Riordino delle conoscenze sul Bacino Neogenico del Tora-Fine (Toscana, Italia). *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali. Memorie Serie A* 106, 1-16.
- Bradley, F., Landini, W. 1984. I Fossili del "tripoli" messiniano di Gabbro (Livorno). *Paleontographia Italica* 73, 5-33.
- Bradley, F., Landini, W. 1985. Pesci, insetti e foglie fossili nel Terziario del Comune di Rosignano Marittimo. *Quaderni del Museo di Storia Naturale di Livorno* 6, 171-184.
- Butler, R.W.H., Lickorish, W.H., Grasso, M., Pedley, H.M., Ramberti, L. 1995. Tectonics and sequence stratigraphy in Messinian Basins, Sicily: constraints on the initiation and termination of the Mediterranean salinity crisis. *Geological Society of America Bulletin* 107, 425-439.
- Butler, R.W.H., McClelland, E., Jones, R.E. 1999. Calibrating the duration and timing of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean: linked tectonoclimatic signals in thrust-top basins of Sicily. *Journal of the Geological Society (London)* 156, 827-835.
- Calvert, S.E. 1983. Geochemistry of Pleistocene sapropel and associated sediments from the Eastern Mediterranean. *Oceanologica Acta* 6, 255-267.
- Capozzi, R., Negri, A. 2009. Role of sea-level forced sedimentary processes on the distribution of organic carbon-rich marine sediments: A review of the Late Quaternary sapropels in the Mediterranean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 273, 249-257.
- Carnevale, G., Landini, W., Sarti, G. 2006. Mare versus Lago-mare: marine fishes and the Mediterranean environment at the end of the Messinian Salinity Crisis. *Journal of the Geological Society (London)* 163, 75-80.
- Carnevale, G., Longinelli, A., Caputo, D., Barbieri, M., Landini, W. 2008. Did the Mediterranean marine reflooding precede the Mio-Pliocene boundary? Paleontological and geochemical evidence from upper Messinian sequences of Tuscany, Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 257, 81-105.
- Castradori, D. 1998. Calcareous nannofossils in the basal Zanclean of Eastern Mediterranean. Remarks on paleoceanography and sapropel formation. In: Emeis K.C., Robertson A.H.F., Richter C. et al. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 160, 113-123.
- Cauli, L., Nannoni, R. 1980. Risultati preliminari di una indagine paleoambientale della sezione miocenica di "Bocca di Gesso" - Livorno. *Quaderni del Museo di Storia Naturale di Livorno* 1, 18-27.
- Chumakov, I.S. 1973. Geological history of the Mediterranean at the end of the Miocene - the beginning of the Pliocene according to new data. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Ryan W.B.F., Hsu K.J. and Cita M.B. (eds) 13(2), 1241.
- CIESM (Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la mer Méditerranée), 2008, *The Messinian Salinity Crisis from Mega-Deposits to Microbiology*, in Briand, F., ed., *A Consensus Report: CIESM Workshop Monographs*, v. 33, 168 p.
- Cita, M.B., Vergnaud-Grazzini, C., Robert, C., Chamley, H., Ciaranfi, N., D'Onofrio, S. 1977. Paleoclimatic record of a long deep sea core from the eastern Mediterranean. *Quaternary Research* 8, 205-235.
- Clauzon, G. 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Ryan W.B.F., Hsu K.J. and Cita M.B. (eds), pp 1251-1256.
- Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M.-F. 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Geology* 24, 363-366.
- Clauzon, G., Suc, J.-P., Popescu, S.-P., Marunteanu, M., Rubino, J.-L., Marinescu, F., Bertini, A., Jipa, P. 2005. Influence of the Mediterranean Sea eustasy over the Dacic Basin (Central Paratethys) in the Late Neogene. *Basin Research* 17, 437-462.
- Conti, S. 1989. Geologia dell'Appennino marchigiano-romagnolo tra le valli del Savio e del Foglia (Note illustrative alla carta geologica a scala 1:50.000). *Bollettino delle Società Geologica Italiana* 108, 453-490.

- Corradini, D., Biffi, U. 1988. Etude des dinokystes à la limite Messinien-Pliocène dans la coupe Cava Serredi, Toscane, Italie. *Bulletin des Centre De Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 12, 221-236.
- Cramp, A., O'Sullivan, G. 1999. Neogene sapropels in the Mediterranean: a review. *Marine Geology* 153, 11-28.
- Cross, A.T., Thompson, G.G., Zaitzeff, J.B. 1966. Source and distribution of palynomorphs in bottom sediments, southern part of Gulf of California. *Marine Geology* 4, 467-524.
- Da Prato, S. 2009. Contributo allo studio sistematico, biostratigrafico e paleoecologico delle associazioni ad Ostracodi del Messiniano Superiore. Tesi di Dottorato inedita, Università di Pisa, ciclo XXI.
- Decima, A., Wezel, F.C. 1971. Osservazioni sulle evaporiti Messiniane della Sicilia centro-meridionale. *Rivista Mineraria Siciliana* 130-134, 172-187.
- Di Stefano, A., Sturiale, G. 2010. Refinements of calcareous nannofossil biostratigraphy at the Miocene/Pliocene Boundary in the Mediterranean region. *Geobios* 43, 5-20.
- Di Stefano, A., Verducci, M., Lirer, F., Ferraro, L., Iaccarino, S.M., Hüsing, S., Hilgen, F.J. 2010. Paleoenvironmental conditions preceding the Messinian Salinity Crisis in the Central Mediterranean: Integrated data from the Upper Miocene Trave section (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 37-53.
- Di Stefano, E., Sprovieri, R., Scarantino, S. 1996. Chronology of biostratigraphic events at the base of the Pliocene. *Paleopelagos* 6, 401-414.
- Duggen, S., Hoernle, K., Bogaard, P.V.D., Rüpke, L., Morgan, J.P. 2003. Deep Roots of the Messinian salinity crisis. *Nature* 422, 602-606.
- Emeis, K.C. Shipboard Scientific Party of Leg 160, 1996. Paleooceanography and sapropel introduction. In: Emeis, K.C., Robertson, A.H.F., Richter, C. et al. (Eds.), *Proc. ODP Init. Repts. College station TX (Ocean Drilling Program)*, 160, 21-27.
- Emeis, K.-C., Sakamoto, T., Wehausen, R., Brumsack, H.-J. 2000a. The sapropel record of the eastern Mediterranean Sea-results of Ocean Drilling Program Leg 160. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158, 371-395.
- Emeis, K.-C., Struck, U., Schulz, H.-M., Rosenberg, R., Bernasconi, S., Erlenkeuser, H., Sakamoto, T., Martinez-Ruiz, F. 2000b. Temperature and salinity variations of Mediterranean Sea surface waters over the last 16,000 years from records of planktonic stable oxygen isotopes and alkenone unsaturation ratios. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158, 259-280.
- Fauquette, S., Suc, J.-P., Bertini, A., Popescu, S.-M., Warny, S., Bachiri Taoufiq, N., Perez Villa, M., Chikhi, H., Subally, D., Feddi, N., Clauzon, G., Ferrier, J. 2006. How much did climate force the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions from pollen records in the Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238, 281-301.
- Filippelli, G.M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Vázquez, A., Utrilla, R., Pérez-Folgado, M., Latimer, J.C. 2003. A sediment-nutrient-oxygen feedback responsible for productivity variations in Late Miocene sapropel sequences of the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 190, 335-348.
- Flecker, R., Ellam, R.M. 2006. Identifying Late Miocene episodes of connection and isolation in the Mediterranean-Paratethyan realm using Sr isotopes. *Sedimentary Geology* 188-189, 189-203.
- Gaudant, J. 1978. L'Ichthyofaune des marnes messiniennes des environs de Gabbro (Toscane, Italie): signification paleoecologique. *Geobios* 11, 7-15.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.-P., Cravatte, J., Violanti, D. 1994. Age et durée de la crise de salinité Messinienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 318, 1103-1109.
- Geel, T., Roep, Th.B., Kate, W.T., Smit, J. 1992. Early-Middle Miocene stratigraphic turning points in the Alicante region (SE Spain): reflections of Western Mediterranean plate-tectonic reorganization. *Sedimentary Geology* 75, 223-239.

- Gennari, R., Iaccarino, S.M., Di Stefano, A., Sturiale, G., Cipollari, P., Manzi, V., Roveri, M., Cosentino, D. 2008. The Messinian - Zanclean boundary in the Northern Apennine. *Stratigraphy* 5, 307-322.
- Gennari, R., Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M., Iaccarino, S.M. 2009a. Transition from the pre-evaporitic to the evaporitic phase of the Messinian salinity crisis, a high resolution chronostratigraphic framework. 13th Congress RCMNS Earth system evolution and the Mediterranean from 23 to present, Napoli. Abstract Book. *Acta Naturalia De L'Ateneo Parmense* 45, 354-356.
- Gennari, R., Manzi, V., Angeletti, L., Bertini, A., Ceregato, A., Faranda, C., Gliozzi, E., Lugli, S., Menichetti, E., Roveri, M., Taviani, M. 2009b. The Legnagnone section (Northern Apennines): high resolution palaeoenvironmental evolution towards the onset of the Messinian salinity crisis. 13th Congress RCMNS Earth system evolution and the Mediterranean from 23 to present, Napoli. Abstract Book. *Acta Naturalia De L'Ateneo Parmense* 45, 357-359.
- Giannini, E. 1955. Osservazioni sulla Geologia del Bacino della Fine e delle colline fra Rosignano Marittimo e la Valle del Cecina. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 74, 219-296.
- Giannini, E. 1960. Studio di alcune sezioni stratigrafiche nel Miocene superiore delle Colline Livornesi e osservazioni sui caratteri e sui limiti del messiniano in Toscana. *Giornale di Geologia* 28, 35-38.
- Giannini, E. 1962. Geologia del bacino della Fine (Province di Pisa e Livorno). *Bollettino della Società Geologica Italiana* 81, 99-224.
- Giannini, E., Tongiorgi, M. 1959. Osservazioni sulla tettonica neogenica della Toscana marittima. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 77, 147-170.
- Gliozzi, E., Grossi, F., Cosentino, D. 2006. Late Messinian biozonation in the Mediterranean area using Ostracods: a proposal. RCMNS. Interim Colloquium "The Messinian Salinity Crisis revisited-II", Parma, 7-9 settembre 2006, *Acta Naturalia de L'Ateneo Parmense* 42(2).
- Gliozzi, E., Ceci, M.E., Grossi, F., Ligios, S. 2007. Paratethyan ostracod immigrants in Italy during Late Miocene. *Geobios* 40, 325-337.
- Gliozzi, E., Cosentino, D., Darbaş, G., Grossi, F., Gürbüz, K., Nazik, A. 2010. Late Messinian ostracods biozonation: stratigraphical constrains for the base of the *Loxococoncha mülleri* zone derived from central Apennine (Italy) and Adana basin (southern Turkey) successions. 7<sup>th</sup> International symposium in eastern Mediterranean geology, 18-22 October 2010 - University of Cukurova ADANA - TURKEY.
- Grossi, F. 2008. La Crisi di Salinità Messiniana del Mediterraneo: ciclicità ad alta frequenza, variazioni paleoclimatiche e paleoambientali durante l'evento Lago-Mare. Tesi di Dottorato inedita, Università degli Studi Roma Tre, ciclo XX.
- Grossi, F., Gennari, R. 2008. Palaeoenvironmental reconstructions of the Messinian/Zanclean boundary using ostracods and forams: the Montepetra borehole (North Apennine, Italy). *Atti del Museo Civico di Storia Naturale di Trieste supplemento* 53, 67-88.
- Grossi, F., Gliozzi, E., Cosentino, D. 2007. Ostracod biostratigraphy of the Messinian post-evaporitic interval. EOM VI, Francoforte, 5-7 settembre 2007.
- Grossi, F., Cosentino, D., Gliozzi, E. 2008. Late Messinian *lago-mare* ostracods and palaeoenvironments of the central and eastern Mediterranean Basin. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 47(2), 131-146.
- Heusser, L. 1988. Pollen distribution in marine sediments on the continental margin off Northern California. *Marine Geology* 80, 131-147.
- Heusser, L.E., Balsam, W.L. 1977. Pollen distribution in the Northeast Pacific Ocean. *Quaternary Research* 7, 45-62.
- Hilgen, F.J. 1991. Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the geomagnetic polarity time scale. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 226-244.
- Hilgen, F. J. 2010. Astronomical dating in the 19th century. *Earth-Science Reviews* 98, 65-80.

- Hilgen, F.J., Krijgsman, W. 1999. Cyclostratigraphy and astrochronology of the Tripoli diatomite formation (pre-evaporite Messinian Salinity Crisis, Italy). *Terra Nova* 11, 16-22.
- Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Lourens, L.J., Santarelli, A., Zachariasse, W.J. 1995. Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth Planetary Science Letters* 136, 495-510.
- Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Zachariasse, W.J., Iaccarino, S., Villa, G., Benson, R.H., Dahmani, M. 1998. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Messinian Stage (Uppermost Miocene): A proposal, *Neogene Newsletters* 5, 55-77.
- Hilgen, F.J., Bissoli, L., Iaccarino, S., Krijgsman W., Negri, A., Villa, G. 2000a. Integrated stratigraphy and astrochronology of the Messinian GSSP at Oued Akrech (Atlantic Morocco). *Earth Planetary Science Letters* 182, 237-251.
- Hilgen, F.J., Iaccarino, S., Krijgsman, W., Villa, G., Langereis, C.G., Zachariasse, E W.J. 2000b. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Messinian Stage (uppermost Miocene). *Episodes* 23, 172-178.
- Hilgen, F.J., Aziz, H.A., Krijgsman, W., Raffi, I., Turco, E. 2003. Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Serravallian and lower Tortonian at Monte dei Corvi (Middle-Upper Miocene, northern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 199, 229-264.
- Hilgen, F., Kuiper, K., Krijgsman, W., Snel, E., van der Laan, E. 2007. Astronomical tuning as the basis for high resolution chronostratigraphy: the intricate history of the Messinian Salinity Crisis. *Stratigraphy* 4, 231-238.
- Hsü, K.J., Cita, M.B. 1973. The origin of the Mediterranean evaporites. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Ryan W.B.F., Hsü, K.J., Cita, M.B (eds), 12(4), 1203-1231.
- Hsü, K.J., Giovanoli, F. 1979. Messinian event in the Black Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 29, 75-93.
- Hsü, K.J., Ryan, W.B.F., Cita, M.B. 1973. Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature* 242, 240-244.
- Hüsing, S.K., Kuiper, K.F., Link, W., Hilgen, F.J., Krijgsman, W. 2009. The upper Tortonian-lower Messinian at Monte dei Corvi (Northern Apennines, Italy): Completing a Mediterranean reference section for the Tortonian Stage. *Earth and Planetary Science Letters* 282, 140-157.
- Iaccarino, S., Papani, G. 1980. Il Messiniano dell'Appennino Settentrionale dalla Val d'Arda alla Val Secchia: stratigrafia e rapporti col substrato e il Pliocene. Volume dedicato a Sergio Venzo, 15-46, Grafiche Step Ediz. Parma.
- Iaccarino, S., Salvatorini, G. 1982. A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area. *Paleontologia Stratigrafica ed Evoluzione* 2, 115-125.
- Iaccarino, S.M., Premoli Silva, I., Biolzi, M., Foresi, L.M., Lirer, F., Turco, E., Petrizzo, M.R. 2007. Practical manual of Neogene Planktonic Foraminifera. In: Biolzi M., Iaccarino S.M., Turco E., Checconi A. e Rettori R., Ed., *Neogene Planktonic Foraminifera*, Perugia 19-23 February 2007: 141 pp., 39 pls.
- Iaccarino, S.M., Bertini, A., Di Stefano, A., Ferraro, L., Gennari, R., Grossi, F., Lirer, F., Manzi, V., Menichetti, E., Ricci Lucchi, M., Taviani, M., Sturiale, G., Angeletti, L. 2008. The Trave section (Monte dei Corvi, Ancona, Central Italy): an integrated paleontological study of the Messinian deposits. *Stratigraphy* 5, 281-306.
- Kouwenhoven, T.J., van der Zwaan, G.J. 2006. A reconstruction of late Miocene Mediterranean circulation patterns using benthic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238, 373-385.
- Kouwenhoven, T.J., Seidenkrantz, M.-S., van der Zwaan, G.J. 1999. Deep-water changes: the near-synchronous disappearance of a group of benthic foraminifera from the late Miocene Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 152, 259-281.
- Kouwenhoven, T.J., Hilgen, F.J., van der Zwaan, G.J. 2003. Late Tortonian-early Messinian stepwise disruption of the Mediterranean-Atlantic connections: constraints from benthic foraminiferal and geochemical data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 198, 303-319.

- Kouwenhoven, T.J., Morigi, C., Negri, A., Giunta, S., Krijgsman, W., Rouchy, J.-M. 2006. Paleoenvironmental evolution of the eastern Mediterranean during the Messinian: Constraints from integrated microfossil data of the Pissouri Basin (Cyprus). *Marine Micropaleontology* 60, 17-44.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Negri, A., Wijbrans, J.R., Zachariasse, W.J. 1997. The Monte del Casino section: A potential Tortonian-Messinian boundary stratotype? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 133, 27-48.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S. 1999a. Chronology, causes, progression of the Messinian salinity crisis. *Nature* 400, 652-655.
- Krijgsman, W., Langereis, C.G., Zachariasse, W.J., Boccaletti, M., Moratti, G., Gelati, R., Iaccarino, S., Papani, G., Villa, G. 1999b. Late Neogene evolution of the Taza-Guercif Basin (Rifian Corridor, Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis. *Marine Geology* 153, 147-160.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Marabini, S., Vai, G.B. 1999c. New paleomagnetic and cyclostratigraphic age constraints on the Messinian of the Northern Apennines (Vena del Gesso Basin, Italy). *Memorie della Società Geologica Italiana* 54, 25-33.
- Krijgsman, W., Fortuin, A.R., Hilgen, F.J., Sierro, F.J. 2001. Astrochronology for the Messinian Sorbas basin (SE Spain) and orbital (precessional) forcing for evaporite cyclicity. *Sedimentary Geology* 140, 43-60.
- Krijgsman, W., Gaboardi, S., Hilgen, F.J., Iaccarino, S., de Kaenel, E., van der Laan, E. 2004. Revised astrochronology for the Ain el Beida section (Atlantic Morocco): No glacio-eustatic control for the onset of the Messinian Salinity Crisis. *Stratigraphy* 1, 87-101.
- Landini, W. 1977. Revisione degli "Ittiodontoliti pliocenici" della Collezione Lawley. *Palaeontographia Italica* 70, 92-134.
- Landini, W. 1981. I pleuronectiformi (Pisces, Teleostea) fossili del Neogene italiano. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali. Memorie Serie A* 88, 1-41.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics* 428 (1), 261-285.
- Lazzarotto, A., Mazzanti, R., Nencini, C. 1990. Geologia e morfologia dei comuni di Livorno e Collesalveti. *Quaderni del Museo di Storia Naturale di Livorno* 11 supplemento 2, 1-82.
- Ligios, S., Benvenuti, M., Gliozzi, E., Papini, M., Rook, L. 2008. Late Miocene palaeoenvironmental evolution of the Baccinello-Cinigiano Basin (Tuscany, central Italy) and new autoecological data on rare fossil fresh- to brackish-water ostracods. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 264, 277-287.
- Lofi, J., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., Dos Reis, A.T., Ryan, W.B.F., Steckler, M.S. 2005. Erosional processes and paleo-environmental changes in the western gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology* 217, 1-30.
- Londeix, L., Benzakour, M., Suc, J.-P., Turon, J.L. 2007. Messinian palaeoenvironments and hydrology in Sicily (Italy): The dinoflagellate cyst record. *Geobios* 40, 233-250.
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Zachariasse, W.J., Van Hoof, A.A.M., Antonarakou, A., Vergnaud-Grazzini, C. 1996. Evaluation of Plio-Pleistocene astronomical time scale. *Paleoceanography* 11, 391-413.
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Shackleton, N.J., Laskar, J., Wilson, D. 2004. The Neogene Period. In F. Grandstein, J. Ogg et al., Eds., *A Geologic Time Scale 2004*, 409-430. Cambridge: Cambridge University Press.
- Lozar, F., Violanti, D., Dela Pierre, F., Bernardi, E., Cavagna, S., Clari, P., Irace, A., Martinetto, E., Trenkwalder, S. 2010. Calcareous nannofossils and foraminifers herald the Messinian Salinity Crisis: The Pollenzo section (Alba, Cuneo; NW Italy). *Geobios* 43, 21-32.
- Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M., Schreiber, B.C. 2005. The Messinian Lower Evaporites: a new facies model. *GEOITALIA 2005*. Spoleto 21-23 settembre. *Epitome*, vol. 1, p. 159.

- Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M., Schreiber, B.C. 2006. New facies interpretation of the Messinian Lower Evaporites in the Mediterranean. RCMNS. Interim Colloquium "The Messinian Salinity Crisis revisited-II", Parma, 7-9 settembre 2006, *Acta Naturalia de L'Ateneo Parmense* 42(2).
- Lugli, S., Bassetti, M.A., Manzi, V., Barbieri, M., Longinelli, A., Roveri, M. 2007. The Messinian "Vena del Gesso" evaporites revisited: characterization of isotopic composition and organic matter. In: Schreiber, B.C., Lugli, S., Babel, M. (Eds.), *Evaporites through Space and Time: Special Publications*, 285. Geological Society, London, pp. 143-154.
- Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M. 2008. New facies interpretations of the Messinian evaporites in the Mediterranean. In: (Briand F., Ed.) *CIESM 2008. The Messinian Salinity Crisis mega-deposits to microbiology - A consensus report. CIESM Workshop Monographs* 33, 67-72.
- Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M., Schreiber, B.C. 2010. The Primary Lower Gypsum in the Mediterranean: A new facies interpretation for the first stage of the Messinian salinity crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 83-99.
- Malatesta, A. 1951. Foglio 111-Livorno, C.G.I., II edizione.
- Malatesta, A. 1955. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio N. 111 Livorno. Servizio geologico d'Italia, 1-19.
- Malinverno, A., Ryan, W.B.F. 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea shortening. In: the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics* 5, 227-245.
- Manzi, V. 2001. Stratigrafia fisica, analisi sedimentologica microscopica e caratterizzazione magnetostratigrafica dei depositi connessi all'evento evaporitico del Messiniano (Formazione Gessoso-Solfifera l.s.). Tesi di Dottorato. Università di Bologna.
- Manzi, V., Lugli, S., Ricci Lucchi, F., Roveri, M. 2005. Deep-water clastic evaporites deposition in the Messinian Adriatic foredeep (northern Apennines, Italy): did the Mediterranean ever dry out? *Sedimentology* 52, 875-902.
- Manzi, V., Roveri, M., Gennari, R., Bertini, A., Biffi, U., Giunta, S., Iaccarino, S.M., Lanci, L., Lugli, S., Negri, A., Riva, A., Rossi, M.E., Taviani, M. 2007. The deep-water counterpart of the Messinian Lower Evaporites in the Apennine foredeep: The Fananello section (Northern Apennines, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 251, 470-499.
- Manzi, V., Lugli, S., Roveri, M., Schreiber, B.C., Gennari, R. 2009. The Messinian "Calcere di Base" (Sicily, Italy) revisited. 13th Congress RCMNS Earth system evolution and the Mediterranean from 23 to present, Napoli. Abstract Book. *Acta Naturalia De L'Ateneo Parmense* 45, 384-385.
- Martín, J.M., Braga, J.C., Betzler, C. 2001. The Messinian Guadalhorce corridor: the last northern, Atlantic - Mediterranean gateway. *Terra Nova* 13, 418-424.
- Martini, I.P., Sagri, M. 1993. Tectono-sedimentary characteristics of the late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy. *Earth Sciences Reviews* 34, 197-233.
- Martini, I.P., Sagri, M., Colella, A. 2001. Neogene-Quaternary basins of the inner Apennines and Calabrian arc, Italy. In: *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins*, (Martini I.P. and Vai G.B., Editore), Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, The Netherlands, pp. 375-400.
- Matthews, J. 1969. The assessment of a method for the determination of absolute pollen frequencies. *New Phytologist* 68, 161-166.
- Mazzanti, R., Mazzei, R., Menesini, E., Salvatorini, G. 1981. L'Arenaria di Ponsano: nuove precisazioni sopra l'età. In: IX Convegno della Società Paleontologica Italiana, 135-159.
- Meijer, P., Krijgsman, W. 2005. A quantitative analysis of the desiccation and re-filling of the Mediterranean during the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters* 240, 510-520.
- Menesini, E. 1977. Studio di una malacofauna del Pliocene medio del bacino della Fine (Toscana Marittima): osservazioni paleoambientali. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali. Memorie Serie A* 83, 251-271.

- Moratti, G., Bonini, M. 1998. Structural development of the Neogene Radicondoli-Volterra and adjoining hinterland basins in Western Tuscany (Northern Apennines, Italy). *Geological Journal* 33, 223-241.
- Negri, A., Villa, G. 2000. Calcareous nannofossil biostratigraphy, biochronology and paleoecology at the Tortonian/Messinian boundary of the Faneromeni section (Crete). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 156, 195-209.
- Negri, A., Giunta, S., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Vai, G.B. 1999a. Calcareous nannofossil biostratigraphy of the M. del Casino section (northern Apennines, Italy) and paleoceanographic conditions at times of late Miocene sapropel formation. *Marine Micropaleontology* 36, 13-30.
- Negri, A., Capotondi, L., Keller, J. 1999b. Calcareous nannofossils, planktic foraminifers and oxygen isotopes in the late Quaternary sapropels of the Ionian Sea. *Marine Geology* 157, 84-99.
- Nesteroff, W.D. 1973. Un modèle pour les évaporites messiniennes en Méditerranée: des bassins peu profonds avec des dépôts d'évaporites lagunaires. In: Drooger, C.W. (Ed.), *Messinian Events in the Mediterranean*. Geodynamics Scientific Rep., vol. 7. Kon. Ned. Akad. Wetensch, Amsterdam, pp. 68-81.
- Odin, G.S., Ricci Lucchi, F., Tateo, F., Cosca, M., Hunziker, J.C. 1997. Integrated stratigraphy of the Maccarone section, Late Messinian (Marche region, Italy). In: Montanari, A., et al. (Ed.), *Miocene Stratigraphy — An Integrated Approach*. Elsevier, Amsterdam, pp. 529-544.
- Olausson, E. 1961. Studies of deep-sea cores Rep. Swed. Deep Sea Exped. 8, 353-391, 1947-1948.
- Orszag-Sperber, F. 2006. Changing perspectives in the concept of ‘‘Lago-Mare’’ in Mediterranean Late Miocene evolution. *Sedimentary Geology* 188-189, 259-277.
- Pascucci, V., Merlini, S., Martini, I.P. 1999. Seismic Stratigraphy of the Miocene-Pleistocene sedimentary basins of the Northern Tyrrhenian Sea and western Tuscany (Italy). *Basin Research* 11, 337-356.
- Patacca, E., Sartori, R., Scandone, P. 1990. Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relation since Late Tortonian times. *Memorie della Società Geologica Italiana* 45, 425-451.
- Pedersen, T.F., Calvert, S.E. 1990. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? *AAPG Bulletin* 74, 454-466.
- Popescu, S.-M., Melinte, M.C., Suc, J.-P., Clauzon, G., Quillevere, F., Suto-Szentai, M. 2007. Earliest Zanclean age for the Colombacci and uppermost Di Tetto formations of the ‘latest Messinian’ northern Apennines: New palaeoenvironmental data from the Maccarone section (Marche Province, Italy). *Geobios* 40(3), 359-373.
- Popescu, S.-M., Dalesme, F., Jouannic, G., Escarguel, G., Head, M.J., Melinte-Dobrinescu, M.C., Suto-Szentai, M., Bakrac, K., Clauzon, G., Suc, J.-P. 2009. *Galeacysta etrusca* complex dinoflagellate cyst marker of Paratethyan influxes to the Mediterranean sea before and after the peak of the Messinian salinity crisis. *Palynology* 33, 105-134.
- Reille, M. 1992. *Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord*. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie: Marseilles. 520pp.
- Reille, M. 1995. *Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord*. Supplement 1. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie: Marseilles. 327pp.
- Ricci Lucchi, F. 1986. The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. *Oxford International Association of Sedimentologists, Special Publication* 8, 23-46.
- Ricci Lucchi, F. 1987. Semi-allochthonous sedimentation in the Apennine thrust belt. *Sedimentary Geology* 50, 119-134.
- Riding, R., Braga, J.C., Martín, J.M., Sánchez-Almazo, I.M. 1998. Mediterranean Messinian salinity crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southeastern Spain. *Marine Geology* 146, 1-20.
- Riforgiato, F. 2008. *Il Messiniano in Toscana: Stratigrafia ad alta risoluzione, Biostratigrafia e Ciclostrografia*. Tesi di Dottorato inedita. Università di Siena. XX ciclo.

- Rohling, E.J. 1994. Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology* 122, 1-28.
- Rohling, E.J., Gieskes, W.W.C. 1989. Late Quaternary changes in Mediterranean intermediate water density and formation rate. *Paleoceanography* 4, 531-545.
- Rosignol Strick, M. 1985. Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variations of insolation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 49, 237-263.
- Roveri, M., Manzi, V. 2006. The Messinian salinity crisis: looking for a new paradigm? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238, 386-398.
- Roveri, M., Manzi, V., Bassetti, M.A., Merini, M., Ricci Lucchi, F. 1998. Stratigraphy of the Messinian post-evaporitic stage in eastern - Romagna (northern Apennines, Italy). *Giornale di Geologia* 60, 119-142.
- Roveri, M., Bassetti, M.A., Ricci Lucchi, F. 2001. The Mediterranean Messinian salinity crisis: an Apennine foredeep perspective. *Sedimentary Geology* 140 (3-4), 201-214.
- Roveri, M., Manzi, V., Ricci Lucchi, F., Rogledi, S. 2003. Sedimentary and tectonic evolution of the Vena del Gesso Basin (Northern Apennines, Italy): implications for the onset of the Messinian salinity crisis. *Geological Society of America Bulletin* 115 (4), 387-405.
- Roveri, M., Landuzzi, A., Bassetti, M.A., Lugli, S., Manzi, V., Ricci Lucchi, F., Vai, G.B. 2004. The record of Messinian events in the northern Apennines foredeep basins. In: Guerrieri, L., Rischia, I., Serva, L. (Eds.), *Field Trip Guidebooks, 32nd IGC Florence 20-28 August 2004. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, vol. 63 (2)*. APAT, Roma, p. 36.
- Roveri, M., Boscolo Gallo, A., Rossi, M.E., Gennari, R., Iaccarino, S.M., Lugli, S., Manzi, V., Negri, A., Rizzini, F., Taviani, M. 2005. The Adriatic foreland record of Messinian events (Central Adriatic Sea, Italy). *Geoacta* 4, 139-158.
- Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V., Gennari, R., Iaccarino, S.M., Grossi, F., Taviani, M. 2006. The record of Messinian events in the Northern Apennines foredeep basins. RCMNS. Interim Colloquium "The Messinian Salinity Crisis revisited-II", Parma, 7-9 settembre 2006, *Acta Naturalia de L'Ateneo Parmense* 42(3).
- Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V., Schreiber, B.C. 2008a. The shallow - to deep - water record of the Messinian salinity crisis: new insights from Sicily, Calabria and Apennine basins. In: (Briand F., Ed.) *CIESM 2008. The Messinian Salinity Crisis mega-deposits to microbiology - A consensus report. CIESM Workshop Monographs* 33, 73-82.
- Roveri, M., Bertini, A., Cipollari, P., Cosentino, D., Di Stefano, A., Florindo, F., Gennari, R., Gliozzi, E., Grossi, F., Iaccarino, S., Lugli, S., Manzi, V. 2008b. Comment on "Earliest Zanclean age for the Colombacci and uppermost Di Tetto formations of the «latest Messinian» northern Apennines: New palaeoenvironmental data from the Maccarone section (Marche Province, Italy)" by Popescu et al. (2007) *Geobios* 40 (359-373). *Geobios* 41, 669-675.
- Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V., Schreiber, B.C. 2008c. The Messinian salinity crisis: a sequence-stratigraphic approach. *Geoacta Special Publication* 1, 117-138.
- Roveri, M., Manzi, V., Gennari, R., Iaccarino, S.M., Lugli, S. 2008d. Recent advancements in the Messinian stratigraphy of Italy and their Mediterranean-scale implications. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 47, 71-85.
- Roveri, M., Bertini, A., Cosentino, D., Di Stefano, A., Gennari, R., Gliozzi, E., Grossi, F., Iaccarino, S.M., Lugli, S., Manzi, V., Taviani, M. 2008e. A high-resolution stratigraphic framework for the latest Messinian events in the Mediterranean area 2008. *Stratigraphy* 5, 323-342.
- Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V., Schreiber, B.C. 2008f. The Messinian Sicilian stratigraphy revisited: new insights for the Messinian salinity crisis. *Terra Nova* 00, 1-6.
- Rouchy, J.M., Caruso, A. 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: a reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology* 188-189, 35-67.

- Ruggieri, G. 1970. Note illustrative della carta geologica dell'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 108 Mercato. Saraceno. Servizio Geologico Italiano, 1-56.
- Ryan, W.B.F. 2009. Decoding the Mediterranean salinity crisis. *Sedimentology* 56, 95-136
- Sandrelli, F. 2001. Eastern sector of the Volterra Basin. *Ofioliti* 26, 371-380.
- Sarti, G. 1995. Rapporti tra controllo tettonico ed eustatico sulla deposizione miocenica superiore della Val di Fine (Toscana, Pisa). *Studi Geologici Camerti Volume Speciale 1995/1*, 581-592.
- Sarti, G., Florindo, F., Cagnotti, L. 1995. Risultati di un'indagine interdisciplinare (analisi di facies, biostratigrafia, magnetostratigrafia) svolta su due sezioni di età compresa tra il Miocene superiore ed il Pliocene inferiore della Val di Fine (Toscana, Pisa). *Studi Geologici Camerti Volume Speciale 1995/1*, 593-600.
- Schenau, S.J., Antonarakou, A., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., Nijenhuis, I.A., van der Weijden, C.H., Zachariasse, W.J. 1999. Organic-rich layers in the Metochia section (Gavdos, Greece): evidence for a single mechanism of sapropel formation during the past 10 My. *Marine Geology* 153, 117-135.
- Selli, R. 1960. Il Messiniano Mayer-Eymer 1867. Proposta di un neostratotipo. *Giornale di Geologia* 28, 1-33.
- Selli, R. 1973. An outline of the Italian Messinian. In: Drooger, C.W. (Ed.), *Messinian Events in the Mediterranean. Geodynamics Scientific Rep.*, vol. 7. Kon. Ned. Akad. Wetensch, Amsterdam, pp. 150-171.
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Civis, J., González-Delgado, J.A., Francés, G. 1993. Late Miocene glacial event stratigraphy and biogeography in the NE-Atlantic and Mediterranean. *Marine Micropaleontology* 21, 143-168.
- Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A., Civis, J. 1996. Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). In: *Tertiary basin of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*, Friend P.F. and Dabrio C.J. (eds) S4, 339-345.
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Baraza, J. 1999. Late glacial to recent paleoenvironmental changes in the Gulf of Cadiz and formation of sandy contourite layers. *Marine Geology* 155, 157-172.
- Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Flores, J.A. 2001. The Abad composite (SE Spain): a Messinian reference section for the Mediterranean and the APTS. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 168, 141-169.
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Francés, G., Vazquez, A., Utrilla, R., Zamarreño, I., Erlenkeuser, H., Barcena, M.A. 2003. Orbitally controlled oscillations in planktic communities and cyclic changes in western Mediterranean hydrography during the Messinian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 190, 289-316.
- Sierro, F.J., Ledesma, S., Flores, J.A. 2008. Astrobiochronology of Late Neogene deposits near the Strait of Gibraltar (SW Spain). Implications for the tectonic control of the Messinian Salinity Crisis. In: (Briand F., Ed.) *CIESM 2008. The Messinian Salinity Crisis mega-deposits to microbiology - A consensus report*. CIESM Workshop Monographs 33, 45-50.
- Soria, J.M., Fernández, J., Viseras, C. 1999. Late Miocene Stratigraphy and palaeogeographic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central Betic Cordillera, Spain): implications for an Atlantic - Mediterranean connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151, 255-266.
- Suc, J.-P., Bessais, E. 1990. Pérennité d'un climat thermo-xérique en Sicile avant, pendant, après la crise de salinité messinienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 294, 1003-1008.
- Suc, J.-P., Drivaliari, A. 1991. Transport of bisaccate coniferous fossil pollen grains to coastal sediments: an example from the earliest Pliocene Orb Ria (Languedoc, Southern France). *Review of Palaeobotany and Palynology* 70, 247-253.
- Suc, J.-P., Diniz, F., Leroy, S., Poumot, C., Bertini, A., Dupont, L., Clet, M., Bessais, E., Zheng, Z., Fauquette, S., Ferrier, J. 1995a. Zanclean (Brunsumian) to early Piacenzian (early-middle Reuverian) climate from 4° to 54° north latitude (West Africa, West Europe and West Mediterranean areas). *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 52, 43-56.

- Suc, J.-P., Bertini, A., Combourieu-Nebout, N., Diniz, F., Leroy, S., Russo-Ermolli, E., Zheng, Z., Bessais, E., Ferrier, J. 1995b. Structure of West Mediterranean vegetation and climate since 5.3 Ma. *Acta Zoologica Cracoviense* 38 (1), 3-16.
- Suc, J.-P., Violanti, D., Londeix, L., Poumot, C., Robert, C., Clauzon, G., Gautier, F., Touron, J.-L., Ferrier, J., Chikhi, H., Cambon, G. 1995c. Evolution of the Messinian Mediterranean environments: the Tripoli Formation at Capodarso (Sicily, Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology* 87, 51-79.
- Testa, G., Lugli, S. 2000. Gypsum-anhydrite transformations in Messinian evaporates of central Tuscany (Italy). *Sedimentary Geology* 130, 249-268.
- Thunell, R.C., Williams, D.F. 1989. Glacial-Holocene salinity changes in the Mediterranean Sea: hydrographic and depositional effects. *Nature* 338, 493-496.
- Turon, J.-L., 1984. Le palynoplancton dans l'environnement actuel de l'Atlantique nord-oriental. Evolution climatique et hydrobiologique depuis le dernier maximum glaciaire. Tesis, Universidad Burdeos 1, 313 pp.
- Vai, G.B., Ricci Lucchi, F. 1977. Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case history from the Messinian of northern Apennines. *Sedimentology* 24, 221-244.
- Van Couvering, J.A., Castradori D., Cita, M.B., Hilgen, F.J., Rio, D. 1998. Global Standard Stratotype and Point (GSSP) for the Zanclean Stage and Pliocene Series. *Neogene Newsletter* 5, 22-54.
- Van Couvering, J.A., Castradori, D., Cita, M.B., Hilgen, F.J., Rio, D. 2000. The base of the Zanclean Stage and of Pliocene series. *Episodes* 23(3), 179-187.
- Van der Laan, E., Gaboardi, S., Hilgen, F. J., Lourens, L.J. 2005. Regional climate and glacial control on high-resolution oxygen isotope records from Ain El Beida (latest Miocene, NW Morocco): A cyclostratigraphic analysis in the depth and time domain, *Paleoceanography*, 20, PA1001, doi:10.1029/2003PA000995.
- Van der Laan, E., Snel, E., de Kaenel, E., Hilgen, F.J., Krijgsman, W. 2006. No major deglaciation across the Miocene-Pliocene boundary: Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Loulja sections (Bou Regreg area, NW Morocco). *Paleoceanography*, 21, PA3011, doi:10.1029/2005PA001193
- Verducci, M., Di Stefano, A., Lirer, F., Ferraro, L., Gennari, R., Iaccarino, S. 2009. Pre- Evaporitic conditions in western Mediterranean: paleoecological data from the late Miocene Trave section (central Italy). 13th Congress RCMNS Earth system evolution and the Mediterranean from 23 to present Abstract Book. *Acta Naturalia De L'Ateneo Parmense* 45, 399-400.
- Vergnaud-Grazzini, C., Ryan, W.B.F., Cita, M.B. 1977. Stable Isotopic fractionation, climate change and episodic stagnation in the eastern Mediterranean during the Late Quaternary. *Marine Micropaleontology* 2, 353-370.
- Warning, B., Brumsack, H.-J. 2000. Trace metal signatures of eastern Mediterranean sapropels. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158 (3-4), 293-309.
- Warny, S., Bart, P.J., Suc, J.-P. 2003. Timing and progression of climatic, tectonic and glacioeustatic influences on the Messinian Salinity Crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 202, 59-66.

## LISTA FLORISTICA

	Trave	Legnagnone	Cava Migliarino	Cava Faltona	PG4128	S1113
cf. <i>Ginkgo</i>			x			
Cupressaceae	x	x	x	x		x
t. <i>Taxodium/Glyptostrobus</i>	x	x	x	x	x	x
Inaperturati	x	x	x			x
<i>Sciadopitys</i>	x	x	x	x	x	x
t. <i>Sequoia</i>	x	x		x		x
t. <i>Podocarpus</i>			x			x
<i>Pinus</i> t. <i>diploxylon</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Pinus</i> t. <i>haploxylon</i> (s.l.)	x			x	x	x
<i>Pinus</i> t. <i>haploxylon</i>	x	x	x	x		x
cf. <i>Cathaya</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Abies</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Picea</i> (t. grande)						x
<i>Picea</i> (t. piccolo)	x	x	x		x	x
<i>Picea</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Cedrus</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Tsuga</i> t. <i>diversifolia</i>	x	x				x
<i>Tsuga</i> t. <i>canadensis</i>	x	x				x
<i>Tsuga</i> (t. piccolo)	x	x				
<i>Tsuga</i>	x	x	x	x	x	x
Pinaceae sacc. indet.	x	x	x	x	x	x
cf. <i>Taxus</i>						x
<i>Ephedra</i>	x	x	x	x		x
<i>Acer</i>	x	x	x	x		x
<i>Liquidambar</i>	x	x	x	x	x	x
Betulaceae	x	x	x		x	x
<i>Alnus</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Betula</i>	x	x	x	x		x
<i>Carpinus</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Corylus</i>	x	x		x		x
<i>Ostrya</i>	x					
<i>Castanea</i>	x				x	x
<i>Fagus</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Quercus</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Quercus</i> t. <i>ilex</i>	x		x	x		x
Juglandaceae	x	x	x	x	x	x
<i>Carya</i>	x	x	x		x	x
<i>Engelhardia</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Juglans</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Pterocarya</i>	x	x	x	x		x
Hamamelidaceae	x	x	x		x	x
<i>Distylium</i>	x	x	x	x		x
<i>Hamamelis</i>						x
<i>Parrotiopsis</i>				x		
Oleaceae	x		x	x		x
<i>Fraxinus</i>	x		x			
<i>Olea</i>				x		x
<i>Tilia</i>	x	x		x	x	x
Ulmaceae	x	x	x			x
<i>Celtis</i>	x	x	x			x

<i>Ulmus</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Ulmus-Zelkova</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Zelkova</i>	x	x	x	x	x	x
Anacardiaceae	x		x			
<i>Pistacia</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Nerium</i>					x	x
<i>Ilex</i>	x	x	x	x		x
<i>Hedera</i>	x	x		x		x
Areaceae	x	x				x
<i>Buxus</i>	x		x	x	x	x
Caprifoliaceae	x		x			x
<i>Sambucus</i>			x			x
Celastraceae	x	x		x		x
<i>Microtropis fallax</i>						x
Clethraceae			x			
<i>Hippöphae</i>	x					
Euphorbiaceae	x	x	x			x
<i>Mercurialis</i>	x					x
<i>Ricinus</i>						x
Caesalpinioideae		x				x
<i>Ceratonia</i>						x
Loranthaceae	x					
Moraceae			x			
<i>Myrica</i>	x	x	x	x		x
<i>Nyssa</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Platanus</i>		x				x
Rhamnaceae						x
<i>Rhamnus</i>	x					
<i>Rhoiptelea</i>	x	x			x	x
Rubiaceae p.p.	x	x				x
Rutaceae				x		x
Sapotaceae	x		x			x
cf. <i>Populus</i>	x	x	x		x	x
<i>Salix</i>	x	x				x
Saxifragaceae	x		x			x
cf. <i>Symplocos</i>	x					
<i>Parthenocissuss</i>		x				x
Apiaceae	x	x	x	x	x	x
Asteraceae	x					x
Asteraceae Asteroideae	x	x	x	x	x	x
<i>Artemisia</i>	x	x	x	x	x	x
<i>Centaurea</i>			x			x
Asteraceae Cochorioideae	x	x	x	x	x	x
Borraginaceae	x	x		x		x
Brassicaceae	x	x	x	x	x	x
Cannabaceae	x	x	x			
Caryophyllaceae	x	x	x	x		
Chenopodiaceae	x	x	x	x	x	x
Cistaceae	x	x	x			x
<i>Cistus</i>	x	x	x	x		x
<i>Helianthemum</i>	x	x	x	x		x
Convolvulaceae				x		x
Cyperaceae	x	x	x	x		x
Dipsacaceae	x					x

<i>Knautia</i>						X
Ericaceae	X	X	X	X	X	X
Fabaceae	X	X	X	X	X	X
Gentianaceae						X
Geraniaceae	X	X	X	X		X
<i>Erodium</i>						X
<i>Geranium</i>						X
<i>Asphodelus</i>						X
Lamiaceae	X		X			X
<i>Plantago</i>	X	X	X	X	X	X
Poaceae	X	X	X	X	X	X
<i>Lygeum</i>	X	X	X	X	X	X
Plumbaginaceae						X
<i>Limonium</i>			X			
<i>Polygonum</i>				X		X
<i>Rumex</i>	X	X	X	X		X
Primulaceae		X				
Ranunculaceae	X		X	X		X
Rosaceae	X	X	X	X	X	X
<i>Neurada</i>	X		X			
t. <i>Poterium</i>	X	X	X		X	X
<i>Galium</i>	X		X	X		X
Urticaceae	X		X			X
<i>Tricolporopollenites sibiricum</i>	X	X	X	X		X
Juncaceae			X			
<i>Myriophyllum</i>			X			
<i>Potamogeton</i>						X
<i>Sparganium</i>	X	X	X			X
<i>Typha latifolia</i>	X				X	X

## PERCENTUALI DEI GRUPPI VEGETAZIONALI: SEZIONE TRAVE

GRUPPO/CAMPIONE	TRA2	TRA3	TRA4	TRA5	TRA6	TRA9	TRA10	stra3	stra4	TRA11
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	5,23	6,66	4,93	9,95	4,13	5,08	8,43	5,19	2,88	12,03
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGGLIE DECIDUE	4,11	6,67	3,15	3,3	1,66	2,25	1,68	1,29	0	5,15
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0	0,83	0,45	0	0	0	0	0	0	0
<i>PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA</i>	24,34	9,17	20,18	19,43	12,4	14,97	9,55	18,51	27,88	16,15
<i>PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI</i>	59,92	65	59,19	49,29	62,81	67,24	62,92	65,26	64,42	52,92
<i>TSUGA + CEDRUS</i>	0,37	0	0,9	5,69	11,29	7,91	0	7,79	3,36	0
<i>ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS</i>	1,87	0,83	3,14	4,26	4,41	1,69	1,68	0,64	0,96	3,78
ALTRE PA	2,99	3,33	4,49	4,74	1,93	0,28	7,87	0,96	0,48	3,78
PNA	1,11	7,48	3,6	3,3	1,39	0	7,85	0,32	0	6,16
GRUPPO/CAMPIONE	TRA12	stra8	stra9	stra10	stra11	stra12	TRA17	stra11n	TRA16	stra12b
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	6,41	0	0	0	0	0	0	10,11	11,31	0
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGGLIE DECIDUE	8,97	0	0	8,33	0	0	0	2,02	7,83	0
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA</i>	8,97	0	14,78	8,33	0	20	0	9,77	8,7	0
<i>PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI</i>	57,69	100	71,3	41,67	0	60	0	71,71	64,35	0
<i>TSUGA + CEDRUS</i>	0	0	9,57	16,67	0	0	0	3,03	0	0
<i>ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS</i>	1,28	0	4,35	0	0	20	0	1,01	0,87	0
ALTRE PA	6,41	0	0	0	0	0	0	0,34	3,48	0
PNA	10,24	0	0	25	0	0	0	2,03	3,48	0
GRUPPO/CAMPIONE	stra12n	stra15b	stra15n	stra16b	stra17b	stra18b	stra18n	TRA20	stra19n	TRA22
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	0	2,64	5,8	7,41	1,87	4,26	8,06	0	13,13	9,91
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGGLIE DECIDUE	0	0,44	3,7	7,4	3,37	4,25	2,07	0	6,42	6,3
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0	0	0,16	0	0	0	0,07	0	0	0
<i>PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA</i>	0	6,17	11,61	8,64	10,11	8,51	13,61	0	4,78	18,92
<i>PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI</i>	0	84,14	72,1	59,26	65,17	71,28	66,42	0	62,83	50,45
<i>TSUGA + CEDRUS</i>	0	0,88	1,29	14,81	15,35	3,19	3,02	0	4,99	1,8
<i>ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS</i>	0	2,64	0,8	0	0,75	3,19	2,67	0	3,36	0,9
ALTRE PA	0	0,88	1,29	0	0,37	3,19	1,29	0	0,2	5,4
PNA	0	2,2	3,21	2,46	2,97	2,12	2,72	0	4,28	6,3
GRUPPO/CAMPIONE	stra21b	stra21n	stra22b	stra22n	TRA23	stra23n	stra24b	TRA25	stra25b	stra25n
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	0	7,91	5	13,17	15,15	15,98	25,11	16,36	4,23	18,17
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGGLIE DECIDUE	0	7,62	5	9,16	14,08	12,45	18,49	7,61	0,7	11,84
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0	0,07	0	0,36	0,28	0	0	0	0	0,24
<i>PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA</i>	0	16,88	25	4,8	7,44	6,63	2,2	13,23	11,26	5,73
<i>PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI</i>	92,86	57,97	60	60,77	51,52	55,68	45,38	40,13	79,58	53,78
<i>TSUGA + CEDRUS</i>	0	4,99	5	5,43	0,55	4,02	0,88	0,45	2,82	1,71
<i>ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS</i>	0	1,42	0	2,14	0,56	1,21	0,88	5,6	0,7	1,95
ALTRE PA	7,14	0,71	0	0,27	5,51	0,8	1,32	11,43	0,7	2,07
PNA	0	2,41	0	3,93	4,98	3,21	5,72	5,14	0	4,5
GRUPPO/CAMPIONE	stra26b	stra26n	stra27b	stra27n	stra28b	stra28n	stra29b	stra29n	stra30b	TRA29
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	8,97	21,82	5,52	28,78	3,67	29	7,24	22,98	17,5	16,41
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGGLIE DECIDUE	2,56	9,84	3,78	18,35	3,85	20,4	4,44	14,63	10,95	27,7
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0	0,16	0	0	0	0,13	0	0	0	0,26
<i>PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA</i>	6,41	5,58	1,65	2,04	1,22	1,74	1,73	4,39	2,61	8,21
<i>PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI</i>	61,54	56,36	77,35	41,96	76,38	39,73	76,79	47,34	58,65	32,82
<i>TSUGA + CEDRUS</i>	15,38	1,42	8,49	2,4	7,33	2,82	7,02	1,57	5,33	0,26
<i>ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS</i>	1,28	0,79	1,32	0,96	3,66	1,61	1,3	1,35	1,41	1,29
ALTRE PA	0	1,81	0	0,96	0,2	1,88	0	2,4	0,1	3,33
PNA	3,84	2,29	1,89	4,56	3,65	2,66	1,51	5,31	3,41	9,78
GRUPPO/CAMPIONE	stra31b	TRA30	stra31n	stra32b	stra32n	stra33b	TRA31	stra34 b I	stra34 n II	
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	18,11	7,79	25,88	14,07	28,75	16,86	30,62	26,47	45,29	
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGGLIE DECIDUE	19,17	9,39	20,52	5,73	19,72	14,36	13,98	6,84	15,3	
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0,35	0	0	0	0,61	0	0	0	0,13	
<i>PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA</i>	6,68	13,22	1,87	1,58	4,74	1,77	7,91	2,82	1,96	
<i>PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI</i>	43,76	59,18	40,24	67,62	30,74	52,51	24,75	57,91	25	
<i>TSUGA + CEDRUS</i>	5,63	0,29	3,62	6,78	1,53	7,7	0,2	0,98	1,96	
<i>ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS</i>	0,88	3,23	1,32	1,59	1,07	1,33	4,26	0,87	1,3	
ALTRE PA	0,89	4,56	2,19	0,21	2,59	0	9,34	1,08	1,83	
PNA	4,6	2,36	4,4	2,44	10,24	5,48	8,92	3,06	7,2	

GRUPPO/CAMPIONE	stra 34 bis b III	stra 34 bis n IV	stra34 bis n V	stra 34 bis n VII	stra 35 n IX
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	26,61	38,76	35,58	30,69	41,7
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGIE DECIDUE	24,83	15,14	28,65	20,91	13,8
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0,54	0	0,57	0	0
<i>PINUS T. HAPLOXYLON</i> + <i>CF. CATHAYA</i>	1,6	2,13	0,57	2,4	3,86
<i>PINUS T. DIPLOXYLON</i> + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI	33,39	35,17	18,46	33,23	28,26
<i>TSUGA</i> + <i>CEDRUS</i>	1,96	0,78	1,15	2,12	3,48
<i>ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS</i>	0,72	1,11	0,77	0,84	1,49
ALTRE PA	1,25	3,48	2,11	1,97	3,86
PNA	9,11	3,35	12,09	7,76	3,46

**PERCENTUALI DEI GRUPPI VEGETAZIONALI: SEZIONE LEGNAGNONE**

GRUPPO/CAMPIONE	LZ9	LZ12	LZ14	LZ17	L65	L64	L63	L61	L59	L57
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	25	11,64	20,45	23,41	29,42	25,34	19,39	17,61	20,92	13,65
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGGLIE DECIDUE	0	6,98	6,81	9,93	4,76	5,67	2,51	13,91	9,1	12,84
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0	0	0	0	0	0	0	0,28	0	0
<i>PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA</i>	0	2,33	4,55	1,42	0,87	0	0,5	1,7	0,91	3,61
<i>PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI</i>	58,34	62,79	47,72	42,55	47,18	35	50,63	49,44	34,55	54,21
<i>TSUGA + CEDRUS</i>	16,67	9,3	6,82	10,64	7,36	23,67	22,17	9,09	4,55	7,62
<i>ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS</i>	0	0	2,27	3,55	5,63	6	2,77	0,85	4,55	0,8
ALTRE PA	0	2,33	9,09	7,09	2,16	3,33	1	1,7	10,01	1,6
PNA	0	4,66	2,27	1,42	2,6	0,99	1	5,39	15,48	5,62
GRUPPO/CAMPIONE	L55	L53	L51	L49	L47	L45	L43	L42	L41	L39
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	25,47	19,38	25,28	24,33	31,54	34,42	23,7	29,77	32,89	37,87
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGGLIE DECIDUE	17,59	9,71	14,72	3,97	22,94	6,28	7,4	7,17	7,49	9,24
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0	0	0	0	0,32	0	0	0,19	0	0
<i>PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA</i>	2,62	3,49	1,51	2,21	0	1,26	0,74	0,19	2,14	0,87
<i>PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI</i>	37,45	52,32	43,77	56,63	29,62	44,47	42,97	39,49	39,84	32,99
<i>TSUGA + CEDRUS</i>	6,37	6,97	6,79	7,07	3,19	6,79	11,48	17,91	10,97	7,68
<i>ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS</i>	0,74	1,17	1,51	2,65	0,32	2,26	8,52	0,58	1,07	2,61
ALTRE PA	2,24	1,17	2,64	1,32	6,05	2,51	2,22	1,94	4,02	2,79
PNA	7,46	5,83	3,76	1,76	6,05	2,01	2,96	2,7	1,6	5,92
GRUPPO/CAMPIONE	L37	L35	L33	L31	L30	L29	L27	L25	L23	L22
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	20,45	34,38	14,39	8,76	27,54	33,33	34,27	22,57	32,74	21,41
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGGLIE DECIDUE	11,76	9,37	4,97	5,45	34,5	6	9,99	5,1	21,63	41,17
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0	0	0	0,24	0	0	0	0	0,58	0
<i>PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA</i>	0	1,04	2,36	4,27	0	1,2	1,95	0,97	0,58	0
<i>PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI</i>	45,46	39,85	52,62	66,82	17,72	53,95	36,87	52,91	27,45	16,53
<i>TSUGA + CEDRUS</i>	10,61	9,12	21,46	11,14	6,65	2,16	6,51	10,2	4,09	4,34
<i>ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS</i>	1,52	1,82	1,83	1,18	0,32	0,48	4,33	1,95	1,75	0
ALTRE PA	9,1	2,86	1,31	0,71	2,85	1,44	3,47	4,61	1,74	1,36
PNA	1,14	1,56	1,04	1,43	10,47	1,44	2,61	1,69	9,33	15,18
GRUPPO/CAMPIONE	L21	L19	L17	L15	L13	L11	L09	L07	L06	L05
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	12,9	25,95	12	27,3	27,71	36,14	17,46	14,67	2,98	23,37
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGGLIE DECIDUE	14,18	28,24	10	8,88	18,31	21,53	5,82	5,99	1,76	14,42
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0	0,76	0	0,33	0,24	0,5	0	0	0	0
<i>PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA</i>	1,29	1,53	1	1,97	2,17	0,17	0,43	0,41	1,12	1,03
<i>PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI</i>	54,9	22,14	57	46,39	34,94	25,21	62,72	66,52	82,76	42,96
<i>TSUGA + CEDRUS</i>	9,53	6,87	12	5,6	4,34	4,88	4,75	5,99	8,58	4,47
<i>ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS</i>	2,32	1,52	1	2,96	2,89	1,35	2,37	2,06	1,68	3,78
ALTRE PA	2,32	3,06	1	2,96	4,58	2,02	0,86	1,24	0	5,15
PNA	2,59	9,91	6	3,63	4,82	8,25	5,61	3,12	1,11	4,81
GRUPPO/CAMPIONE	L04	L03	L02	L01						
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	6,24	28,32	8,24	27,39						
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGGLIE DECIDUE	5,68	22,53	16,48	13,42						
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0,19	0	0	0						
<i>PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA</i>	0,95	0,99	2,35	1,79						
<i>PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI</i>	76,38	25,66	61,17	25,89						
<i>TSUGA + CEDRUS</i>	7	6,13	7,06	14,28						
<i>ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS</i>	2,08	2,82	1,18	4,17						
ALTRE PA	0	7,46	2,36	10,13						
PNA	1,51	6,14	1,18	2,99						

## PERCENTUALI DEI GRUPPI VEGETAZIONALI: SEZIONE CAVA MIGLIARINO

GRUPPO/CAMPIONE	MI41	MI3	MI4	MI5	MI6	MI7	MI9	MI11	MI12	MI48
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	7,8	7,64	2,98	17,87	0,13	4,38	17,13	2,62	1,49	9,48
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGIE DECIDUE	7,1	14,05	12,39	23,06	13,33	2,54	4,77	1,76	8,54	7,82
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0	0,14	0	0,87	0	0,17	2,21	0	0	0,15
<i>PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA</i>	8,75	5,46	3,44	1,73	0,78	15,49	0,74	4,37	6,2	0,15
<i>PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI</i>	37,83	32,74	36,93	17,58	56,21	56,57	37,02	71,62	21,15	46,69
<i>TSUGA + CEDRUS</i>	6,39	4,23	6,88	0,86	4,32	5,39	2,77	0,44	9,18	11,6
<i>ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS</i>	2,6	6,96	2,07	2,02	5,09	1,86	4,05	12,23	2,99	2,26
ALTRE PA	5,68	2,18	5,96	7,79	0,52	3,37	4,42	1,31	11,53	1,35
PNA	23,89	26,61	29,37	28,25	19,6	10,28	26,88	5,68	38,87	20,48
GRUPPO/CAMPIONE	MI46	MI13	MI42	MI23						
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	10,16	1,42	0,97	1,02						
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGIE DECIDUE	17,16	8,56	25,47	10,2						
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0,86	0	0,19	0						
<i>PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA</i>	0,57	0,71	0,19	0						
<i>PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI</i>	34,62	51,43	18,49	1,02						
<i>TSUGA + CEDRUS</i>	6,87	3,57	3,31	0						
<i>ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS</i>	0,71	5,71	0,19	0						
ALTRE PA	2,28	2,86	2,71	0						
PNA	26,75	25,69	48,42	87,75						

## PERCENTUALI DEI GRUPPI VEGETAZIONALI: SEZIONE CAVA FALTONA

GRUPPO/CAMPIONE	fal1.3	fal1.8	fal2.6	fal3.2	fal3.6	fal3.10	fal3.12
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	18,67	17,89	10,53	12,64	11,21	7,12	5,25
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGIE DECIDUE	20,5	22,99	7,18	10,11	7,52	2,14	1,83
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0,98	0,09	0	0	0,13	0,12	0
<i>PINUS T. HAPLOXYLON</i> + <i>CF. CATHAYA</i>	0,14	0,54	1,44	4,05	0,25	2,02	1,14
<i>PINUS T. DIPLOXYLON</i> + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI	23,31	36,32	51,19	54,04	61,66	48,99	82,19
<i>TSUGA</i> + <i>CEDRUS</i>	23,17	9,57	18,18	7,58	3,57	26,21	2,74
<i>ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS</i>	4,07	1,98	5,27	6,07	3,06	1,07	1,83
ALTRE PA	0,56	0,27	2,39	0	4,71	3,8	2,96
PNA	8,56	10,4	3,84	5,57	7,88	8,54	2,06

## PERCENTUALI DEI GRUPPI VEGETAZIONALI: SEZIONE PG4128

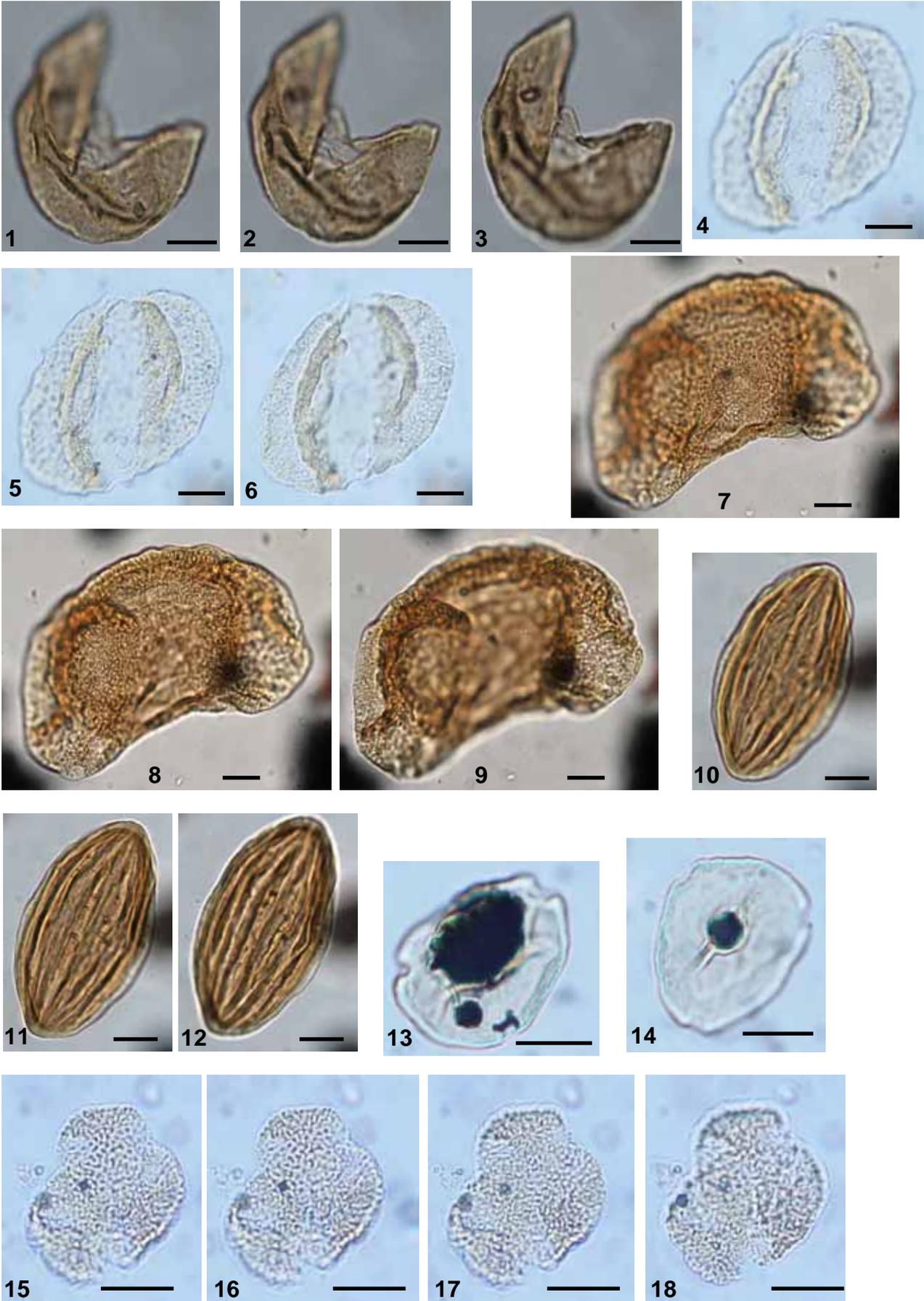
GRUPPO/CAMPIONE	8	7	6	5	4	3	2	1
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	12,58	10,44	13,76	5,4	12,99	6,12	12,27	20,97
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGIE DECIDUE	4,5	3,2	3,36	13,51	10,39	12,24	11,03	12,35
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0,3	0	0,28	0,9	2,6	1,36	2,45	0,37
<i>PINUS T. HAPLOXYLON</i> + <i>CF. CATHAYA</i>	0	1,61	2,81	3,6	3,46	2,72	4,29	0,75
<i>PINUS T. DIPLOXYLON</i> + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI	69,76	65,47	64,32	45,05	39,4	35,71	22,7	18,73
<i>TSUGA</i> + <i>CEDRUS</i>	1,5	4,82	3,09	9,91	8,66	6,46	2,45	1,87
<i>ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS</i>	1,8	2,01	1,68	0,9	4,33	0,68	0,61	0,75
ALTRE PA	69,76	65,47	64,32	45,05	39,4	35,71	22,7	18,73
PNA	4,5	6,82	6,18	18,02	14,73	27,54	38,02	37,43

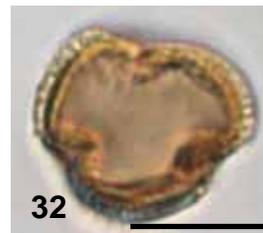
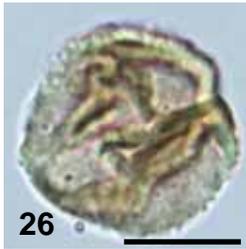
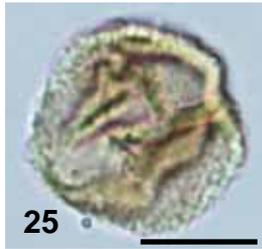
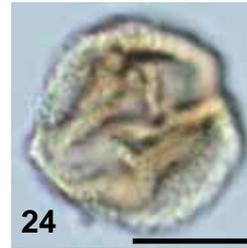
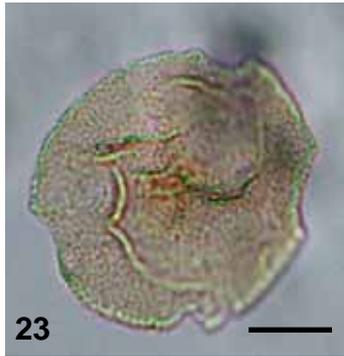
## PERCENTUALI DEI GRUPPI VEGETAZIONALI: SEZIONE S1113

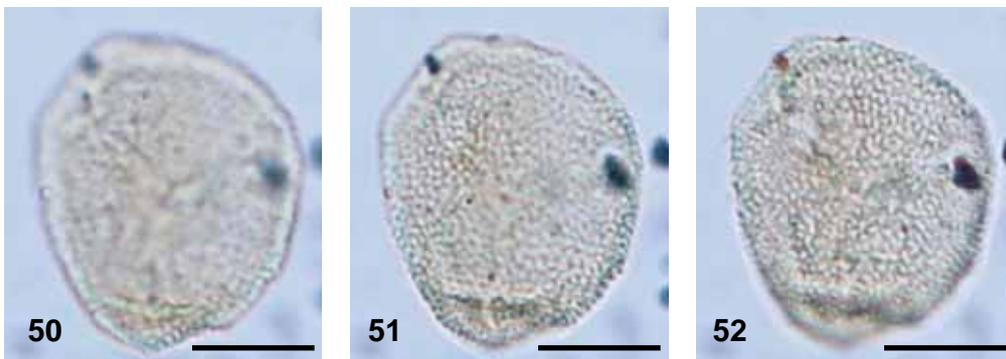
GRUPPO/CAMPIONE	1	2	5	6	8	10	13	15	17	18
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	8,63	15,09	12,69	30,6	30,95	21,15	21,72	22,64	34,68	25,44
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGGLIE DECIDUE	2,1	6,78	3,62	2,28	8,81	9,28	6,76	17,28	6,04	9,28
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0,2	0	0	0	0,5	0	0,14	0,21	0	0,16
PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA	5,85	4,52	6,05	4,57	4,83	3,2	8,04	6,59	4,95	5,6
PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI	75	62,14	66,16	51,01	36,94	50,96	48,52	31,28	37,8	40,8
TSUGA + CEDRUS	0,6	0,45	1,05	1,21	1,66	2,56	0,7	6,58	2,2	3,2
ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS	0,6	0,6	1,36	0,67	1,33	2,24	1,26	3,09	3,3	2,88
ALTRE PA	2,28	2,41	3,17	2,02	4,66	5,13	5,07	5,15	5,31	4,64
PNA	4,77	7,98	5,87	7,64	10,31	5,44	7,75	7,22	5,67	8
GRUPPO/CAMPIONE	22	24	25	28	30	31bis	33	36	39	40bis
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	23,28	22,93	31,08	13,34	21,58	13,75	18,85	27,05	14,66	22,78
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGGLIE DECIDUE	10,6	15,41	13,62	25,6	7,7	2,74	14,26	10,2	14,16	10,06
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0	1,29	0,77	1,68	1,13	0	1,58	0,72	2,9	0,77
PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA	8,64	6,24	6,91	4,45	4,88	24,16	2,82	3,6	7,41	4,83
PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI	38,8	33,21	30,52	33,9	33,77	48,77	42,26	38,13	33,01	40,35
TSUGA + CEDRUS	1,24	2,75	0,96	1,69	0,38	3,33	2,99	1,3	4,51	1,36
ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS	2,82	2,39	1,53	2,3	2,07	0,72	2,99	1,58	2,89	1,16
ALTRE PA	4,94	5,13	5,18	3,53	3,19	1,44	1,94	3,59	3,71	0,97
PNA	9,7	10,61	9,39	13,48	25,35	5,04	12,34	13,81	16,74	17,77
GRUPPO/CAMPIONE	44	46	48	49	54	55	60	64	69	73
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	13,58	24,71	22,96	14,18	1,12	22,38	18,34	14,18	15,24	18,84
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGGLIE DECIDUE	10,44	5,85	8,46	12,03	19,64	14,24	8,71	9,08	20,4	6,5
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	2,26	1,13	3,28	0	3,36	30,81	4,25	0,19	13,41	1,81
PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA	4,7	8,5	6,83	4,96	0,19	1,16	3,13	4,16	1,52	11,24
PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI	31,36	36,41	29,79	31,56	12,52	5,52	32,44	29,11	20,43	37,32
TSUGA + CEDRUS	5,58	0,95	1,37	1,77	3,18	0,58	5,37	5,86	4,57	3,26
ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS	3,66	1,89	1,1	1,06	1,12	0,58	3,13	2,84	0,6	1,09
ALTRE PA	2,78	3,21	5,19	10,98	2,8	3,19	2,68	4,35	3,96	3,25
PNA	25,6	17,35	21,04	23,39	56,08	21,49	21,91	30,26	19,78	16,65
GRUPPO/CAMPIONE	75	77	82	91	99	105	106	111	113	117
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	1,8	30,36	30,36	7,3	13,43	10,61	0,66	8,52	5,06	3,22
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGGLIE DECIDUE	18,51	10,41	15,04	16,13	11,36	20,84	23,72	20,17	31,39	35,38
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	3,22	12,06	10,58	1,54	5,07	3,86	5,54	3,36	8,1	3,22
PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA	1,21	3,32	0,84	1,54	3,58	0,38	1,11	2,59	0,25	0,31
PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI	14,89	15,59	16,16	22,69	26,57	14,29	11,09	24,54	7,09	5,52
TSUGA + CEDRUS	18,31	1,45	1,39	11,15	6,87	10,23	5,99	8,27	6,84	6,13
ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS	1,2	1,67	0	0	0,3	0,77	1,77	0,52	1,51	0,3
ALTRE PA	2,61	10,39	3,63	0,38	2,99	1,93	0,67	2,07	3,8	1,53
PNA	38,22	14,78	22,01	39,22	29,86	37,05	49,45	29,98	35,95	44,42
GRUPPO/CAMPIONE	119	120	124	129	136	139	145	151	159	165
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	1,94	0,25	11,72	6,09	11,74	4,79	4,59	6,83	4,17	2,81
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGGLIE DECIDUE	40,64	19,76	17,97	41,8	25,19	21,81	13,76	12,17	27,03	25,27
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	3,89	3,46	0	0,42	0	0,53	0	0,21	10,6	10,11
PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA	0,24	0	2,34	0,84	0,87	0,53	0	0,11	0,84	1,4
PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI	6,08	4,45	20,31	10,92	19,13	13,3	40,37	55,33	7,48	15,73
TSUGA + CEDRUS	3,89	5,44	6,25	7,98	2,17	8,51	15,6	16,1	6,65	6,18
ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS	0	0,74	0,78	0,63	0	1,06	3,67	0,22	0,42	1,12
ALTRE PA	1,94	1,48	1,56	1,47	0	0,53	1,83	3,2	3,32	2,52
PNA	41,36	64,45	39,06	29,83	40,86	48,92	20,19	5,87	39,51	34,82
GRUPPO/CAMPIONE	170	176	184	190	198	204	213	219	227	236
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	4,06	4,72	2,01	5,87	5,24	4,92	4,77	6,12	3,96	4,75
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGGLIE DECIDUE	30,98	27,84	27,51	38,69	33,12	28,94	28,59	35,85	36,44	30,93
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	6,2	8,96	7,83	2,94	5,66	4,33	2,5	0	0,4	0,21
PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA	0,21	0	0,45	0,27	0	0,2	0,45	0,21	0,2	0,41
PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI	5,34	5,42	7,16	2,93	4,19	4,14	8,16	10,55	17,43	14,02
TSUGA + CEDRUS	6,2	4,95	6,04	3,73	3,36	3,55	4,76	3,16	8,52	10,73
ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS	1,27	1,42	0,45	0,8	0,63	0,2	0,91	0,21	1,19	1,65
ALTRE PA	1,7	1,18	1,33	4	2,1	3,15	1,81	1,48	1,19	2,68
PNA	44,01	45,52	47,19	40,8	45,71	50,6	48,07	42,39	30,71	34,66
GRUPPO/CAMPIONE	240	246	252	255	263	266	274	279	288	294
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	10,29	6,09	6,93	7,29	4,57	6,93	16,89	5,83	7,01	10,12
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGGLIE DECIDUE	27,68	40,51	37,62	30,89	14,28	19,8	10,49	5,15	17,2	24,8
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0,42	2,34	0,33	0,17	0,57	1,98	0	0	0	1,27
PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA	0,64	0,7	0,66	0	0	0	0,58	3,56	0	1,01
PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI	30,26	5,39	4,95	8,68	28	13,86	48,74	65,88	31,21	5,82
TSUGA + CEDRUS	7,29	2,58	2,64	8,68	5,14	8,91	5,43	13,65	4,46	3,8
ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS	0,21	1,87	0,66	1,04	2,29	0	2,52	2,47	1,92	0,76
ALTRE PA	3,21	2,1	3,63	1,38	1,14	0,99	0,39	0,4	3,19	0,76
PNA	19,94	38,4	42,57	41,82	44	47,52	14,94	3,07	35,04	51,63
GRUPPO/CAMPIONE	298	302	306							

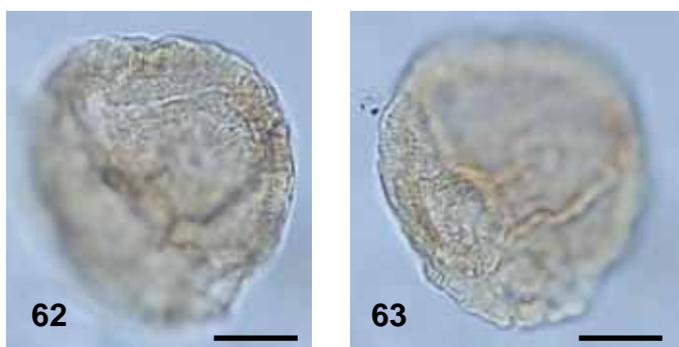
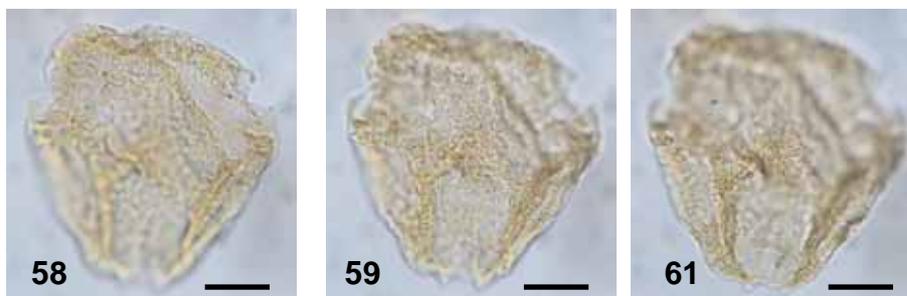
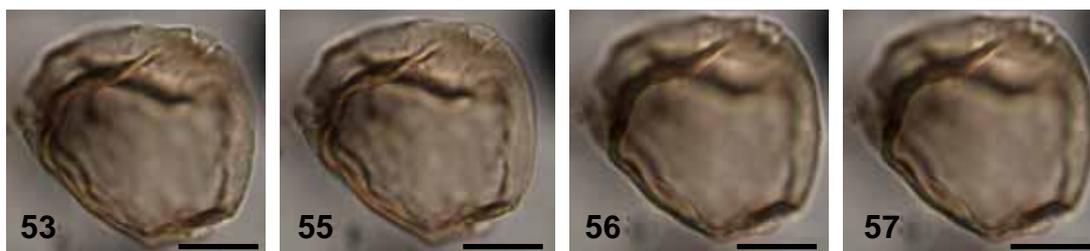
TAXA DI FORESTA UMIDA SUBTROPICALE	9,01	5,15	6,58
TAXA DI FORESTA TEMPERATA DI LATIFOGIE DECIDUE	17,43	8,25	16,33
TAXA DI FORESTA DI SCLEROFILLE	0,29	0	0
<i>PINUS T. HAPLOXYLON + CF. CATHAYA</i>	0,29	1,03	0,45
<i>PINUS T. DIPLOXYLON + ALTRE PINACEAE INDETERMINABILI</i>	29,94	43,3	36,28
<i>TSUGA + CEDRUS</i>	9,59	14,43	14,97
<i>ABIES, PICEA, BETULA, FAGUS</i>	2,32	2,06	0,69
ALTRE PA	2,32	2,06	3,4
PNA	28,77	23,71	21,32

TAVOLA FOTOGRAFICA: POLLINE





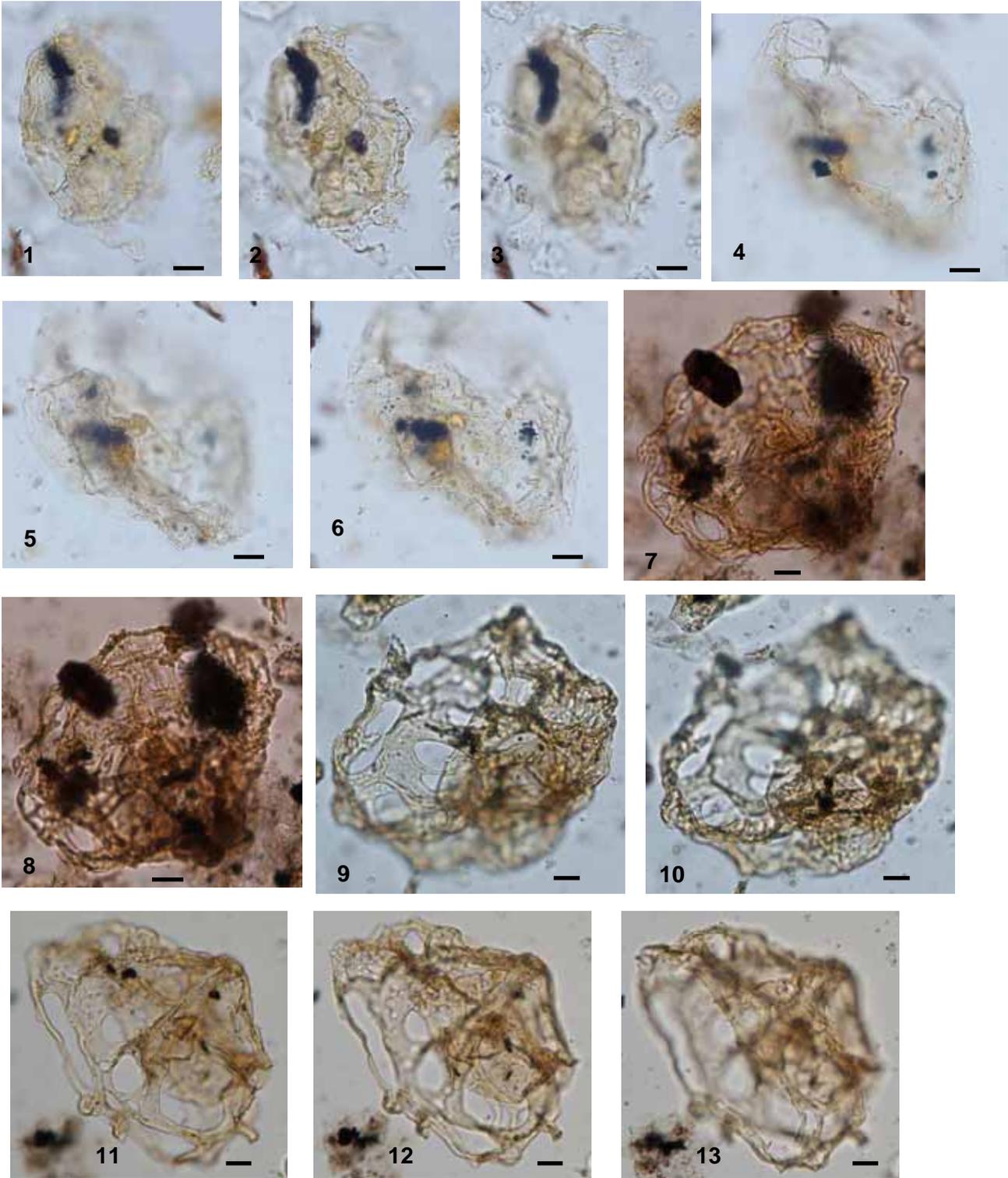


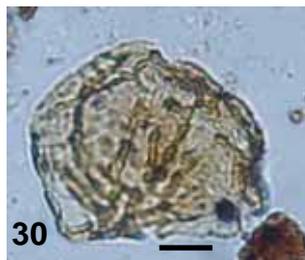
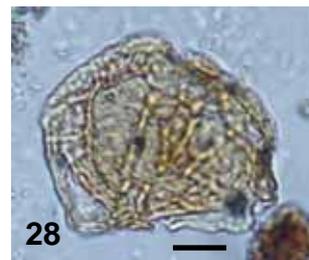
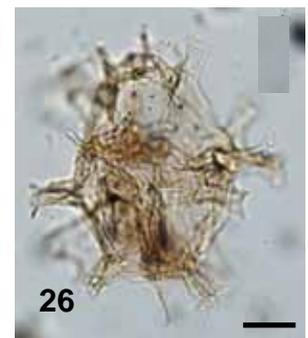
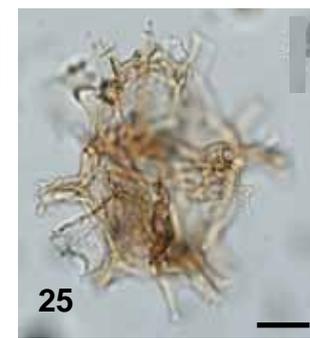
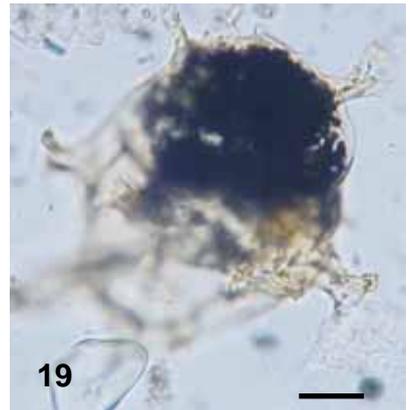
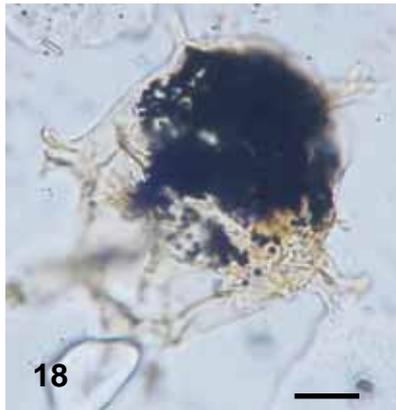
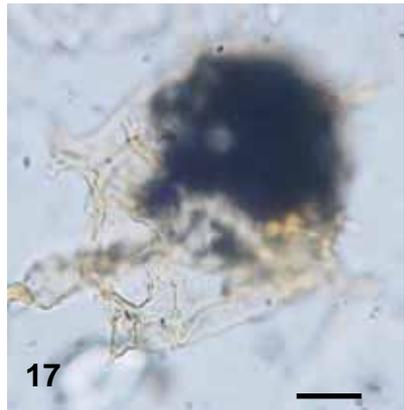
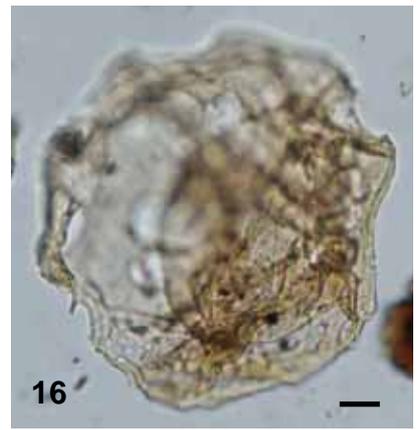
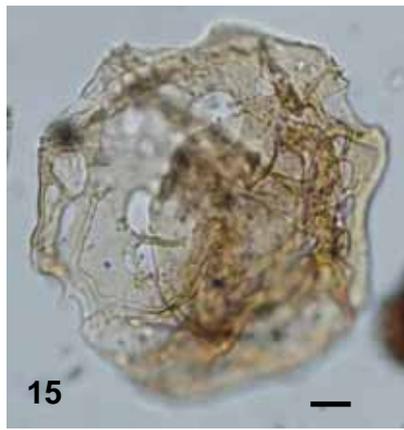
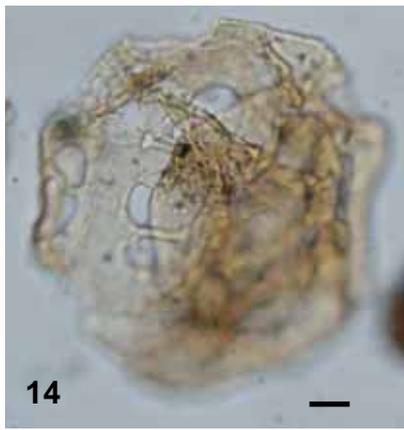


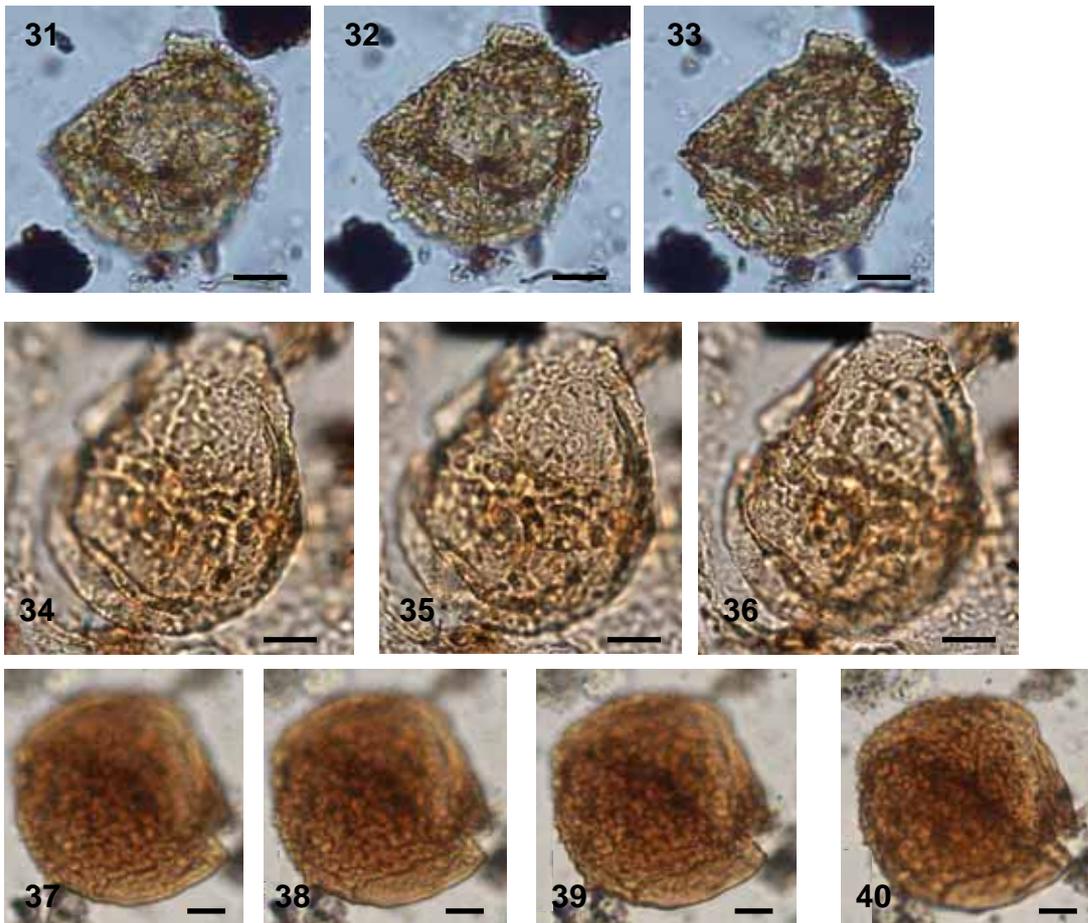
- (1-3) t. *Taxodium/Glyptostrobus* (S1113, 105)  
 (4-6) cf. *Cathaya* (Trave, stra 18n)  
 (7-9) *Cedrus* (S1113, 159)  
 (10-12) *Ephedra* (S1113, 159)  
 (13) *Engelhardia* (Trave, stra 29n)  
 (14) *Engelhardia* (Trave, stra 29n)  
 (15-18) cf. *Hamamelis*, visione polare (S1113, 294)  
 (19-21) *Pistacia* (S1113, 55)  
 (22-23) *Pistacia* (S1113, 69)  
 (24-26) Celastraceae, visione equatoriale (Legnagnone, L11)  
 (27-30) *Microtropis fallax*, visione equatoriale (S1113, 170)  
 (31-32) *Microtropis fallax*, visione polare (S1113, 170)  
 (33-35) *Mercurialis*, visione equatoriale (Trave, stra 27n)  
 (36-38) *Rhoiptelea* (S1113, 159)  
 (39-41) Rubiaceae p.p., visione polare (Legnagnone, L39)  
 (42-45) Rubiaceae p.p., visione equatoriale (Legnagnone, L39)  
 (46-47) *Lygeum* (Legnagnone, L11)  
 (48-49) *Lygeum* (PG4128, 3)  
 (50-52) *Neurada* (Trave, Stra18n)  
 (53-57) t. *Poterium*, visione polare (S1113, 170)  
 (58-61) *Tricolporopollenites sibiricum*, visione polare (S1113, 288)  
 (62-63) *Tricolporopollenites sibiricum*, visione polare (S1113, 39)

Dimensioni della barra 10  $\mu$ m

TAVOLA FOTOGRAFICA: DINOCISTI







- (1-3)** *Galeacysta etrusca* (S1113, 24)  
**(4-6)** *Galeacysta etrusca* (S1113, 1)  
**(7-8)** *Galeacysta etrusca* (S1113, 279)  
**(9-10)** *Galeacysta etrusca* (S1113, 279)  
**(11-13)** *Galeacysta etrusca* (S1113, 279)  
**(14-16)** *Galeacysta etrusca* (S1113, 279)  
**(17-19)** *Spiniferites bentorii oblongus* (S1113, 1)  
**(20-23)** *Spiniferites bentorii oblongus* (S1113, 274)  
**(24-27)** *Impagidinium* (?) sp. 2 (S1113, 274)  
**(28-30)** *Impagidinium* (?) sp. 1 (S1113, 255)  
**(31-33)** *Impagidinium* (?) sp. 1 (S1113, 255)  
**(34-36)** *Impagidinium* (?) sp. 3 (S1113, 219)  
**(37-40)** *Impagidinium* (?) sp. 3 (S1113, 274)

Dimensioni della barra 10  $\mu$ m

## **RINGRAZIAMENTI**

Desidero ringraziare anzitutto Adele, per avermi dato la possibilità di lavorare in un ambiente così stimolante come quello del progetto PRIN sul Messiniano. Per la passione e la costanza con cui ha seguito il mio lavoro, per le innumerevoli volte che ha letto e corretto questa tesi.

La mia co-tuttrice Prof. Elsa Gliozzi per la lettura critica ed i consigli, per le discussioni scientifiche avute in questi anni soprattutto in occasione di escursioni, campionamenti o di riunioni di progetto.

Ringrazio tutti i partecipanti al progetto PRIN Messiniano 2006 che mi hanno trasmesso nel corso di riunioni, escursioni e campionamenti, importanti conoscenze per poter comprendere a fondo le problematiche affrontate.

Ringrazio anche il Dott. Mauro Aldinucci, la Dott.ssa Federica Riforgiato ed il Dott. Luca Foresi per la collaborazione nello studio della sezione di Cava Migliarino.

Un grazie anche al Dott. Frits Hilgen con il quale ho avuto la possibilità di discutere riguardo la sezione del Trave durante una sua visita a Firenze.

Ringrazio per il contributo nella determinazione di alcuni granuli pollinici e alcune dinocisti il Dott. Gonzalo Jiménez Moreno, il Prof. Reinhard Zetter, il Dott. Ulderico Biffi e la Dott.ssa Fabienne Marret.

Grazie anche a Stefano che in extremis mi ha aiutato nella stesura dell'abstract!

Inoltre un doveroso ringraziamento va alla società Eni per le preparazioni dei campioni della successione di Legnagnone ed alla società Solvay per i sondaggi nel Bacino di Volterra.

Grazie anche alla mia famiglia e agli amici per il sostegno, a Marianna con cui ho condiviso il gelo invernale e l'afa estiva dell'ufficio e ad Ale che mi ha sopportato più di tutti gli altri!