

INDICE GENERALE

INTRODUZIONE	5
1. STUDI PALEONTOLOGICI SUL GIURASSICO MEDIO E SUPERIORE IN SICILIA OCCIDENTALE	7
2. PALEOECOLOGIA E PALEOBIOLOGIA DELLE AMMONITI	13
3. EVOLUZIONE E PALEOGEOGRAFIA DELLE AMMONITI GIURASSICHE.....	19
3.1 PREMESA.....	19
3.2 AMMONITI GIURASSICHE E LORO EVOLUZIONE	20
4. DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA E DIFFUSIONE PALEOBIOGEOGRAFICA DEI PRINCIPALI TAXA DI AMMONITI DELLA TETIDE OCCIDENTALE DURANTE IL GIURASSICO MEDIO E SUPERIORE	27
4.1 IL LIMITE CALLOVIANO-OXFORDIANO.....	37
4.2 IL PIANO OXFORDIANO. SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI ADOTTATI	40
4.2.1 DISCUSSIONE	41
4.3 IL LIMITE OXFORDIANO-KIMMERIDGIANO	43
4.4 IL KIMMERIDGIANO	50
4.5 SCHEMA BIOZONALE AD AMMONITI ADOTTATO PER LA PROVINCIA MEDITERRANEA	51
4.5.1 KIMMERIDGIANO INFERIORE	53
4.5.2 KIMMERIDGIANO SUPERIORE	55
5. MATERIALI E METODI	57
5.1 STRATIGRAFIA	57
5.2 COLLABORAZIONI INTERNAZIONALI	58
5.3 CRITERI SEGUITI PER LO STUDIO TASSONOMICO.....	58
5.4 CRITERI SEGUITI PER LO STUDIO TAFONOMICO.....	62
5.5 REVISIONE DELLE COLLEZIONI STORICHE	70
6. STRATIGRAFIA.....	71
6.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELLE SUCCESSIONI GIURASSICHE DELLA SICILIA OCCIDENTALE	72
6.2 IL DOMINIO SACCENSE	81
6.3 CAVA EX-CAPRARIA	86
6.4.1 DESCRIZIONE DELLA SEZIONE	88
6.4.2 ASSOCIAZIONI AD AMMONITI	94
6.4.3 OSSERVAZIONI TAFONOMICHE.....	96
6.4.4 BIOSTRATIGRAFIA.....	97
6.5 STRETTA ARANCIO.....	102

10.1	DESCRIZIONE DELLA SEZIONE	103
10.2	ASSOCIAZIONI AD AMMONITI	114
10.3	OSSERVAZIONI TAFONOMICHE.....	115
10.4	BIOSTRATIGRAFIA.....	116
6.6	VALLONE SAN VINCENZO.....	119
6.6.1	DESCRIZIONE DELLA SEZIONE	119
6.6.2	GENESI DEI COQUINA LIMESTONE.....	124
6.6.3	ASSOCIAZIONI AD AMMONITI.....	125
6.6.4	OSSERVAZIONI TAFONOMICHE.....	125
6.6.5	BIOSTRATIGRAFIA DELL'OXFORDIANO DI VALLONE S. VINCENZO.....	126
6.7	CONTRADA DIESI.....	129
6.8	CONTRADA MONZEALESE.....	133
7.	CORRELAZIONE FRA LE SEZIONI STUDIATE E SINTESI STRATIGRAFICO-STRUTTURALE PER L'INTERVALLO CALLOVIANO-TITONIANO NEL DOMINIO SACCENSE	136
8.	CONFRONTI TRA LE SUCCESSIONI MEDITERRANEE E QUELLE SUBMEDITERRANEE (CORDILLERA IBERICA) DURANTE IL GIURASSICO SUPERIORE.....	140
8.1	STRATIGRAFIA E LITOFACIES.....	143
8.2	CONFRONTI CON LE SUCCESSIONI DELLA PROVINCIA MEDITERRANEA DURANTE IL GIURASSICO SUPERIORE	147
9.	CONCLUSIONI	149
10.	REVISIONE SISTEMATICA DELLE COLLEZIONI STORICHE	151
10.1	LE COLLEZIONI PALEONTOLOGICHE DI STRETTA ARANCIO.....	152
10.2	LA COLLEZIONE MARIANO GEMMELLARO (COLLEZIONE 017).....	154
10.3	LA COLLEZIONE BRUNO	155
10.4	CONSIDERAZIONI FINALI	157
10.5	ELENCO DEI TAXA REVISIONATI	162
	<i>Phylloceras (Phylloceras) isomorphum</i> Gemmellaro, 1873	168
	<i>Phylloceras (Phylloceras) kudernatschi</i> (Hauer, 1854).....	169
	<i>Phylloceras (Phylloceras) isotypum</i> Benecke, 1865.....	170
	<i>Phylloceras</i> sp.....	172
	<i>Holcophylloceras zignodianum</i> (d'Orbigny, 1848)	173
	<i>Calliphylloceras disputabile</i> (Zittel, 1869).....	175
	<i>Calliphylloceras</i> cf. <i>disputabile</i> (Zittel, 1869).....	178
	<i>Calliphylloceras empedoclis</i> (Gemmellaro, 1872).....	180
	<i>Ptychophylloceras</i> sp.	181
	<i>Ptychophylloceras euphyllum</i> (Neumayr, 1870).....	182
	<i>Ptychophylloceras flabellatum</i> (Neumayr, 1871)	183
	<i>Ptychophylloceras ptychoicum</i> (Neumayr, 1871).....	185
	<i>Sowerbyceras silenum</i> (Fontannes in Dumortier & Fontannes, 1876).....	186
	<i>Sowerbyceras</i> sp.	188
	<i>Lytoceras eudesianum</i> (d'Orbigny, 1846).....	189

<i>Lytoceras polycyclum</i> Neumayr, 1871	191
<i>Lytoceras</i> cf. <i>orsinii</i> Gemmellaro, 1872	192
<i>Lytoceras polyanchomenum</i> Gemmellaro, 1873	193
<i>Protetragonites quadrisulcatus</i> (d'Orbigny, 1840).....	195
<i>Haploceras</i> (<i>Haploceras</i>) <i>carachtheis</i> (Zeuschner, 1846).....	197
<i>Haploceras</i> sp.	198
<i>Neolissoceras grasianum</i> (d'Orbigny, 1841)	200
<i>Oxycerites neumayri</i> (Gemmellaro, 1873).....	201
<i>Oxycerites</i> sp.....	202
<i>Paralcidia</i> sp.....	204
<i>Hecticoceras</i> (<i>Chanasia</i>) sp.	206
<i>Cadomites daubenyi</i> (Gemmellaro, 1877)	208
<i>Parkinsonia</i> (<i>Gonolkites</i>) <i>convergens</i> (Buckman, 1925)	209
<i>Parkinsonia</i> sp.	210
<i>Dimorphinites dimorphus</i> (d'Orbigny, 1845)	212
<i>Dimorphinites</i> sp.....	214
<i>Bullatimorphites</i> sp.....	216
<i>Procerites</i> (<i>Procerites</i>) <i>quercinus</i> (Terquem & Jourdy, 1869)	218
<i>Procerites</i> (<i>Procerites</i>) cf. <i>progracilis</i> Cox & Arkell, 1950	220
<i>Procerites</i> (<i>Procerites</i>) cf. <i>schloenbachi</i> (De Grossouvre, 1907)	221
<i>Choffatia</i> (<i>Choffatia</i>) sp.....	223
<i>Choffatia</i> (<i>Subgrossuvria</i>) <i>recuperoi</i> (Gemmellaro, 1873).....	224
<i>Choffatia</i> (<i>Subgrossouvria</i>) aff. <i>recuperoi</i> (Gemmellaro, 1873)	225
<i>Homeoplanulites</i> (<i>Homeoplanulites</i>) cf. <i>balinensis</i> (Neumayr, 1871).....	227
<i>Aspidoceras acanthicum</i> (Oppel, 1863).....	229
<i>Aspidoceras</i> cf. <i>acanthicum</i> (Oppel, 1863).....	230
<i>Aspidoceras longispinum</i> (Sowerby, 1825)	232
<i>Physodoceras</i> cf. <i>wolffi</i> (Neumayr, 1873).....	234
<i>Spiticeras</i> (<i>Spiticeras</i>) <i>spitiense</i> (Blanford, 1863)	236
<i>Spiticeras</i> cf. <i>spitiense</i> (Blanford, 1863).....	237
<i>Spiticeras</i> sp.....	239
<i>Berriasella</i> sp.....	241
Berriasellide ind.....	242
Nucleo di Berriasellidae.....	243
<i>Protacanthodiscus</i> sp.....	245
<i>Kilianella pexiptycha</i> Uligh, 1882	246
<i>Rodigheroites</i> cf. <i>cardulus</i> Company, 1987.....	248
BIBLIOGRAFIA	251
TAVOLE ICONOGRAFICHE	281
ALLEGATO CD-ROM	

INTRODUZIONE

Gli studi stratigrafici e sedimentologici sulle successioni giurassiche siciliane e dell'area centrale del Mediterraneo rivestono da sempre un ruolo fondamentale per le ricostruzioni paleobiogeografiche. In tal senso, particolarmente significativi sono i contributi derivanti dallo studio tassonomico e tafonomico delle associazioni ad ammoniti giurassiche e, più in generale, mesozoiche. In particolare, lo studio tafonomico delle ammoniti, propedeutico a una corretta interpretazione biostratigrafica, fornisce informazioni sulle condizioni e sul tasso di sedimentazione, sulla continuità o meno della sedimentazione e registrazione paleontologica (associazioni ad ammoniti risedimentate) o su eventuali lacune stratigrafiche (associazioni ad ammoniti rielaborate o "reworked").

In occasione del VI International Symposium on the Jurassic System, tenutosi a Palermo nel 2002, sono stati effettuati studi sedimentologici, di biostratigrafia integrata (ammoniti, belemniti, foraminiferi, e radiolari) e magnetostratigrafia (ove possibile) su alcune successioni giurassiche, note e non, della Sicilia Occidentale.

I risultati di questi studi hanno apportato conoscenze significative sugli ambienti di formazione di questi sedimenti e, più in generale, sulla paleogeografia del Giurassico. L'analisi dei singoli settori dei paleodomini ha permesso di ottenere dati significativi utili anche ai fini della ricostruzione paleogeografica dell'area della Sicilia Occidentale nel suo insieme.

Da queste analisi sono emerse differenze sostanziali, dal punto di vista paleobiogeografico, non solo tra i paleodomini Trapanese e Saccense, ma anche tra successioni appartenenti allo stesso dominio.

Tuttavia, nonostante studi vasti e approfonditi, l'argomento non è stato del tutto esaurito e alcuni settori risultano ancora poco indagati. Questo accade, in particolare, con riguardo alle successioni del Paleodominio Saccense le cui conoscenze, relativamente alla biostratigrafia ad ammoniti, appaiono ad oggi piuttosto frammentarie.

La presente tesi di dottorato nasce, quindi, dall'esigenza di approfondire lo studio dei depositi pelagici con ammoniti della Sicilia Occidentale afferenti questo paleodominio e, più in generale, della paleogeografia della Provincia Mediterranea.

Obiettivo di questo lavoro è l'analisi di alcune successioni del Giurassico Medio e Superiore dell'area di Sciacca con lo scopo di dettagliare i caratteri sistematici, biostratigrafici e tafonomici delle associazioni ad ammoniti presenti nelle successioni di piattaforma carbonatica pelagica del Dominio Saccense, con particolare riferimento all'intervallo Calloviano-Kimmeridgiano, e di delinearne i principali limiti cronostatigrafici.

Sotto quest'ultimo profilo è evidente, fra l'altro, l'attualità del lavoro medesimo visto il processo avviato all'interno del Kimmeridgian Working Group per il posizionamento del limite Oxfordiano/Kimmeridgiano e l'accesso dibattito che ha innescato.

Al fine di apportare un ulteriore contributo allo studio stratigrafico-paleontologico delle successioni in esame e contribuire all'ampliamento delle conoscenze delle associazioni ad ammoniti siciliane del Giurassico Medio e Superiore, si è esteso il lavoro alla revisione sistematica di due collezioni storiche ad ammoniti (Collezioni Bruno e M. Gemmellaro), conservate presso il Museo Geologico "G. G. Gemmellaro" di Palermo, la cui località di raccolta ricade nell'area studiata.

A completamento dello studio di dottorato i dati raccolti sono stati correlati con quelli di altre due successioni giurassiche del Dominio Saccense già note in letteratura nonché confrontati con quelli delle successioni coeve della Paleoprovincia Submediterranea. Ciò al fine di completare il quadro delle conoscenze acquisite sulla paleogeografia del Giurassico Superiore della Sicilia Occidentale e, più in generale, della Tetide Occidentale.

1. STUDI PALEONTOLOGICI SUL GIURASSICO MEDIO E SUPERIORE IN SICILIA OCCIDENTALE

Le prime conoscenze paleontologiche sui depositi pelagici del Giurassico della Sicilia Occidentale, nell'area compresa tra le province di Palermo, Trapani e Agrigento, risalgono alla fine del 1800.

Capostipite degli studi sulle successioni mesozoiche siciliane, e dei loro aspetti geologici, paleontologici e stratigrafici, fu Gaetano Giorgio Gemmellaro che individuò e studiò numerose successioni riferibili al Giurassico Medio e Superiore tra le quali Monte Erice (sezioni di Fontana Difali, Contrada Cappuccini e Antica Erice), Rocca chi Parra presso Calatafimi (TP), Contrada Regalmici presso Castronovo (AG), Contrada Rocche o Fiaccati presso Roccapalumba (PA) e infine una località non meglio precisata tra Chiusa Sclafani e Palazzo Adriano (PA).

Per quanto riguarda il Giurassico Superiore, Gaetano G. Gemmellaro (1872-82) individuò numerosi livelli a Contrada Burgilamuni presso Favara (AG), a Montagna Grande presso Calatafimi (TP) e a Montagna di Giancuzzo presso Castellammare del Golfo (TP). Le ricche associazioni faunistiche ad ammoniti rinvenute a Favara (1872-82) e Calatafimi (1876) furono descritte e attribuite dall'Autore alla parte inferiore degli "Strati con *Aspidoceras acanthicum*" del Giurassico Superiore, compresi tra la "Zona con *Peltoceras transversarium*" e, superiormente, il "Titonio inferiore". In particolare, Gemmellaro (1876) suddivise gli "Strati con *Aspidoceras acanthicum*" in due Zone: una inferiore, o Zona con *Phylloceras isotypum* e una superiore, o Zona con *Aspidoceras Beckeri*, quest'ultima - secondo l'Autore - assente in Sicilia. Tuttavia, a seguito del ritrovamento di un esemplare di *Aspidoceras beckeri* a Castellammare del Golfo, Gemmellaro (1872-82) confermerà la presenza in Sicilia anche della Zona superiore negli "Strati con *Aspidoceras acanthicum*". Queste Zone individuate da Gemmellaro corrispondono oggi, negli attuali schemi biozonali, al Kimmeridgiano.

Dopo Gemmellaro, gli studi sulle faune ad ammoniti dei depositi giurassici siciliani proseguirono con i lavori di Giovanni Di Stefano (1882) e con quelli di Mariano Gemmellaro (1919, 1920), figlio di Gaetano Giorgio.

Mariano Gemmellaro fu il primo autore (1919) a segnalare la presenza di associazioni ad ammoniti giurassiche nell'area di Contrada Tardàra, nell'area compresa tra i paesi di Caltabellotta, Sambuca di Sicilia e Menfi, in provincia di "Girgenti" (oggi Agrigento) sottolineando l'importanza della montagna della Tardàra per le sue caratteristiche geologiche.

Questa catena di monti, già descritta sommariamente da Baldacci (1886), appare molto estesa arealmente ma non molto elevata, con i suoi mille metri raggiunti solo a Caltabellotta (in media i rilievi si aggirano intorno ai 300-400 m s.l.m.). Costituito, in gran parte, da "*dolomie triassiche cui sovrastano calcari del Lias medio e lembi di calcare marnoso, farinoso, bianco [...], riferiti al Neocomiano*", tale massiccio "*si immerge a N. sotto calcari bianco-giallastri grossolani con grandi nummuliti dell'Eocene inferiore, importanti per la grande estensione che occupano in quella regione*" (Gemmellaro M., 1919).

Gli strati fossiliferi, non molto potenti, sono costituiti da un calcare di colore giallo-ocraceo con struttura variabile, alcune volte grossolanamente cristallina, altre quasi terrosa. Da questi livelli M. Gemmellaro (1919) ha estratto e determinato diverse specie di cefalopodi, attualmente custoditi presso il Museo Geologico dell'Università di Palermo.

L'esame della fauna determinata non lascia dubbio sull'età dei nuovi strati scoperti alla Tardàra che, secondo l'Autore debbono riferirsi al "Kellowiano" inferiore e, precisamente, alla "Zona con *Macrocephalites macrocephalus*", come testimonia sia l'associazione nel suo complesso ma, soprattutto, il rinvenimento del marker di zona. In realtà Mariano Gemmellaro non descrive ed illustra l'associazione ma si limita ad elencare i taxa da lui individuati.

L'Autore correla questi strati, per litologia e associazione fossile, ai coevi strati scoperti, descritti e figurati da G. G. Gemmellaro (1882) in Sicilia nella "Rocca chi Parra" (Montagna Grande) presso Calatafimi (TP) e dallo stesso Mariano (1919) in località "Casa di Guardia" nell'isola di Favignana (TP).

Un ulteriore apporto alla conoscenza delle associazioni ad ammoniti giurassiche siciliane è stato quello di G.B. Floridia. Nel 1931 egli studiò l'associazione ad ammoniti oxfordiane della sezione di Monte Inici nei pressi di "Pizzo delle Niviere" di Castellammare del Golfo (TP) e la attribuì erroneamente alla "Biozona a *Gregoryceras*

transversarium". Nel 1940 pubblicò una breve nota preliminare su una associazione ad ammoniti di Monte Barbaro attribuendola erroneamente al Kimmeridgiano inferiore.

Nel 1954, Francesco Bruno fornì un nuovo contributo allo studio delle associazioni ad ammoniti del Giurassico Medio e Superiore della Sicilia Occidentale descrivendo e figurando un associazione ad ammoniti proveniente dalla Stretta d'Arancio presso Sambuca (AG). In realtà, i fossili in esame, raccolti sul fianco sinistro della valle del fiume Carboj, furono scoperti da Ramiro Fabiani nel 1938. Fabiani non era nuovo ad imprese di questo genere; infatti, tra gli anni '20 e '30, durante le ricerche da lui effettuate per accertare la presenza di idrocarburi in alcune aree della Sicilia occidentale, frequentemente si imbatteva in siti fossiliferi che generosamente metteva a disposizione dei colleghi paleontologi.

Bruno descrive dettagliatamente la località del rinvenimento che si trova presso il "bacino del Carboj circa chilometri 5 da Sambuca (AG), in corrispondenza ad un tratto in cui la valle si restringe e colà vi scorre incassato l'omonimo fiume che incide trasversalmente le rocce che costituiscono il Monte Arancio (m. 415 sul livello del mare)". Questi rilievi, secondo l'Autore, sono parte di un'anticlinale con il fianco settentrionale molto raddrizzato e il fianco meridionale interessato da faglie orientate nello stesso senso dell'asse della piega, come perfettamente visibile lungo la gola del fiume. A causa della presenza di numerose faglie, i calcari che costituiscono questa gola e risalgono verso le cime dei versanti risultano abbondantemente fessurati. Proprio in prossimità di una di queste faglie trasverse, localizzata lungo il decorso della valle ed interessante il fianco meridionale dell'anticlinale, è stato rinvenuto il predetto giacimento fossilifero. Per quanto riguarda le condizioni di deposito, l'Autore riferisce che la fauna presa il esame non ha subito rimaneggiamenti, poiché lo stato di conservazione dei fossili è discreta anche se sono presenti individui con notevoli deformazioni consistenti in compressioni e stiramenti della conchiglia e numerosi frammenti indeterminabili.

La collezione studiata da Bruno consta di ventisei forme di cefalopodi tutte caratteristiche del Giurassico Medio-Superiore (dal Calloviano al Titoniano). Nella stessa località sono stati rinvenuti due esemplari, determinati come *Lytoceras tripartitiforme* e *Cadomites daubenyi*, che testimoniano la presenza di livelli riferibili al piano Batoniano nel Giurassico Medio della Stretta Arancio. Nella parte sommitale degli strati in oggetto sono stati rinvenuti numerosi esemplari di *Pygope diphya*, brachiopode fossile guida del Titoniano.

Anche De Righi (1954), nella sua descrizione della serie stratigrafica presente nell'area compresa tra le tavolette Menfi, S. Margherita di Belice, Partanna e Valle Belice, conferma la presenza di ricche associazioni ad ammoniti nella gola del fiume Carboj, in livelli riferibili all'intervallo Giurassico Medio-Titoniano, in cui sicuramente sono presenti i piani Calloviano e Oxfordiano, come testimoniato dal ritrovamento di *Macrocephalites cosmopolita* e *Peltoceras subtense*.

Bisogna arrivare all'inizio degli anni '60 per trovare una nuova pubblicazione sul Giurassico siciliano (Christ, 1960). L'autore ha studiato le associazioni ad ammoniti di:

- Contrada Difali (Erice, TP) e "Rocca chi Parra" (TP), riferite alla "Biozona a *Bimammatum*" equivalente all'attuale parte inferiore dell'Oxfordiano superiore;

- Monte Barbaro (TP), attribuite alle "Biozona a *Mariae*"(?), "Biozona a *Cordatium*" e "Biozona a *Transversarium*" equivalenti all'attuale intervallo Oxfordiano inferiore - Oxfordiano medio;

- Rocca Busambra; per quest'ultimo settore Christ ha riportato due associazioni fossili studiate e attribuite da Renz (1925) al Kimmeridgiano superiore e Titoniano inferiore. Secondo Christ queste associazioni contengono, in realtà, taxa peculiari dell'intervallo Calloviano superiore - Kimmeridgiano inferiore.

Alcuni anni dopo, Wendt (1963) pubblica un'importante sintesi stratigrafica e paleogeografica della Sicilia Occidentale durante il Giurassico, con particolare riguardo al Giurassico Medio. Wendt si occupa, tra gli altri, anche dell'affioramento di Monte Arancio. Qui la successione dei calcari del Giurassico Medio inizia con un livello con concrezioni limonitiche e ferrose contenenti una chiara fauna del Batoniano tra i quali *Cadomites daubenyi*, *Morphoceras multiforme* e *Parkinsonia cf. convergens*. Seguono 5,20 metri di calcari cristallini bruni, alla sommità dei quali sono presenti *Phylloceras consanguineum* ed *Aspidoceras acanthicum* tipici del Kimmeridgiano inferiore. La successione continua con un sottile strato contenente un taxon tipico del Titoniano inferiore, *Aspidoceras avellanum*, seguito dai calcari cristallini del Titoniano superiore contenenti *Spiticeras groteanum* e *Punctaptychus punctatus*. Qualche anno più tardi (1971) l'Autore, in uno studio dettagliato sulla geologia del Monte Erice, esamina quattro sezioni contenenti associazioni ad ammoniti oxfordiane (Cappuccini, Rocce del Calderaro, Antica Erice e Miliana, quest'ultima presso C.da S. Andrea Bonagia), riferibili secondo l'Autore alla Biozona a *Gregoryceras transversarium*, equivalente all'attuale parte superiore dell'Oxfordiano medio.

Anche Mascle (1974) riconosce il Giurassico nell'area di Contrada Tardàra e Stretta Arancio. Alla Stretta Arancio, egli esamina la successione affiorante lungo il Fiume Carboj. In quest'ultima, alla base, sono presenti dei calcari bianchi che presentano una facies pelspatitica ad intraclasti, alghe (*Cayeuxia*) e foraminiferi (*Aeolisaccus*) e sono percorsi da filoni sedimentari; al di sopra giacciono 5 metri di calcari grigi costituiti da una biomicrite con rari echinodermi, protoglobigerine e *Bositra buchi*. Mascle attribuisce i Calcari a *Bositra* al Calloviano mentre Wendt (1963, 1965), li aveva indicati come Batoniano inferiore. La loro sommità ha fornito invece un'associazione del Kimmeridgiano con *Aspidoceras acanthicum* e *Phylloceras consanguineum*. La successione termina con qualche metro di calcari del Titoniano con *Spiticeras groteanum*.

Bisogna giungere ai primi anni '90 per ritrovare nuovi e più moderni lavori sulle associazioni fossili a cefalopodi del Rosso Ammonitico (Fözy, 1995; Cecca & Pochettino, 2000) in livelli afferenti il Paleodominio Trapanese (*sensu* Catalano & D'Argenio, 1982).

Tuttavia, è proprio a partire dall'anno 2000 che le indagini sulle successioni pelagiche ad ammoniti della Sicilia Occidentale conoscono un nuovo impulso. Infatti, in occasione della preparazione del *General Field Trip Guidebook* (Santantonio, 2002) - distribuito ai partecipanti del "6th International Symposium on the Jurassic System" - e della revisione delle ammoniti giurassiche della Collezione Gemmellaro (Pavia & Cresta, 2002), numerosi autori hanno condotto vari studi focalizzati sul riesame delle località storiche di G. G. Gemmellaro, sulla revisione delle associazioni ad ammoniti ivi raccolte, nonché sulla stratigrafia e sedimentologia del Giurassico della Sicilia Occidentale.

In particolare, D'Arpa (2003), D'Arpa & Meléndez (2001, 2002, 2003, 2004) e D'Arpa *et al.* (2006) hanno condotto dettagliate revisioni delle successioni del Giurassico Medio e Superiore contenenti associazioni ad ammoniti, con particolare riguardo all'Oxfordiano. Il progetto è partito dal riesame di alcune delle località storiche descritte da Gemmellaro nei dintorni di Erice (Rocce del Calderaro, Erice Sant'Anna e Erice Ter), Rocca chi Parra, Poggio Roccione ed, infine, Roccapalumba (PA).

Con un approccio di tipo stratigrafico-sedimentologico, le successioni afferenti il Paleodominio Trapanese sono state indagate anche da Cecca *et al.* (2001), Savary *et al.* (2003), Martire & Pavia (2004) e Pavia *et al.* (2004) mentre, di carattere marcatamente

paleontologico, è il lavoro di Cecca & Savary (2007) incentrato sulle associazioni ad ammoniti di due successioni affioranti a Monte Inici (TP) e riferite all'intervallo stratigrafico Oxfordiano medio – Kimmeridgiano inferiore (Giurassico Superiore).

I contributi più recenti allo studio dei depositi pelagici afferenti il Paleodominio Saccense (*sensu* Catalano & D'Argenio, 1982), per il Giurassico Inferiore e Medio, si devono invece a Di Stefano *et al.* (2002a) e Pallini *et al.* (2003-2004) mentre, relativamente all'intervallo Giurassico Medio-Superiore, sono da segnalare i contributi di Muraro & Santantonio (2002) e, soprattutto, quelli presentati da Baldanza *et al.* (2002, 2002a), D'Arpa (2003), Marino *et al.* (2004) e D'Arpa & Meléndez (2006), tutti incentrati sullo studio stratigrafico, paleontologico e tassonomico della successione di Contrada Diesi (Sciacca, AG).

In particolare, attraverso il riesame della successione di Contrada Diesi (D'Arpa, 2003; D'Arpa & Meléndez, 2006), località storica di G. G. Gemmellaro da cui provengono molti classici campioni titoniani descritti da questo Autore (1871a, 1871b, 1876), è stato realizzato un dettagliato studio tafonomico e tassonomico delle associazioni oxfordiane ad ammoniti. Questo studio ha consentito di giungere ad alcune importanti conclusioni biostratigrafiche e biogeografiche nel quadro della paleogeografia del margine meridionale e occidentale della Tetide al passaggio Giurassico Medio-Giurassico Superiore.

2. PALEOECOLOGIA E PALEOBIOLOGIA DELLE AMMONITI

Le ammoniti (Classe Cephalopoda, Ordine Ammonoidea) sono molluschi cefalopodi comparsi nel Devoniano Inferiore ed estintisi in prossimità del limite K-T (Cretacico-Terziario).

Costituiti da una conchiglia esterna composta da carbonato di calcio, nella forma ortorombica, hanno sviluppato durante la loro esistenza una grande varietà di conchiglie (Fig. 1), così diverse per forma, tipo di avvolgimento, spessore della conchiglia, ornamentazione esterna e complessità della linea di sutura da poter occupare quasi tutte le nicchie ecologiche marine.

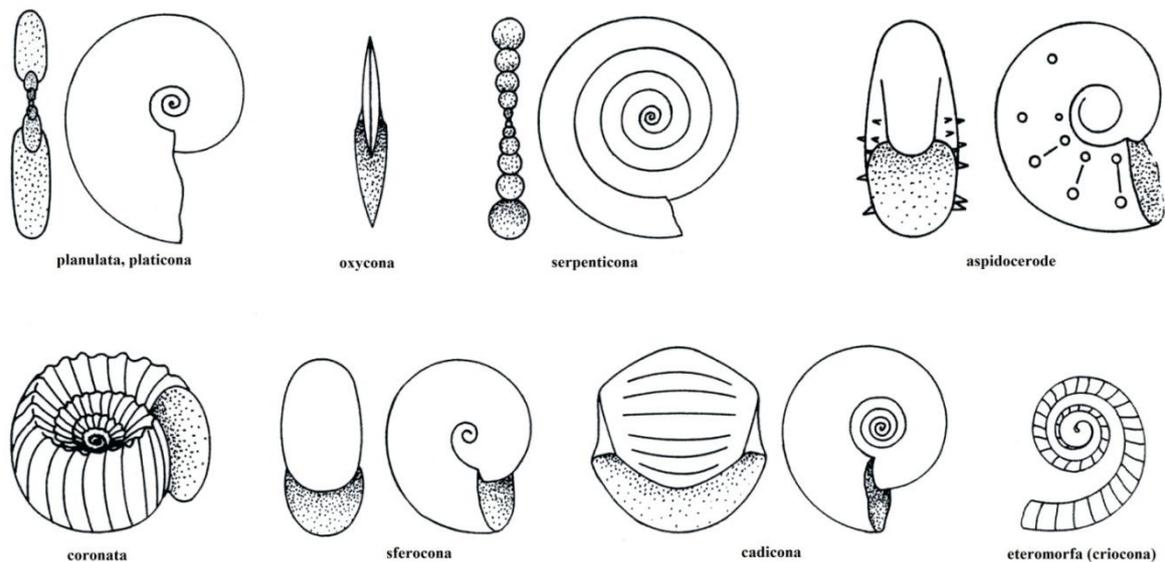


Fig. 1. Varie tipologie di avvolgimento nelle conchiglie di ammoniti (modificato da Schlegelmilch, 1994).

Sebbene esistano numerosi studi e ricerche sulla paleoecologia di questi organismi, comprenderne appieno abitudini e habitat risulta particolarmente complesso in quanto, come sostenuto da Westermann (1996):

- le ammoniti sono estinte e vivendo nella colonna d'acqua hanno lasciato poche tracce all'interno o sul sedimento;
- sono inclini a deriva postmortem.

Inoltre, è noto che i cefalopodi attuali migrano annualmente per centinaia o migliaia di km e, in molti casi, muoiono dopo aver deposto le uova in ambienti abbastanza differenti rispetto a quelli in cui sono vissuti.

Nonostante queste complessità, numerosi autori concordano nel ritenere la maggior parte delle ammoniti come organismi pelagici – nuotatori attivi, *drifters* (ossia trascinati ad opera dalle correnti marine) e migranti verticali negli oceani, nelle piattaforme e nei mari epicontinentali – e solo in misura minore nectobentonici o bentopelagici.

Riguardo la distribuzione geografica delle ammoniti, essa dipende, oltre che dalle modificazioni evolutive, da un insieme di fattori ambientali e da discontinuità geografiche. È noto che la diversità tra fauna e flora di due regioni sarà tanto più accentuata quanto più a lungo le due aree saranno state separate. Pertanto alcune specie di ammoniti hanno avuto una distribuzione non uniforme ma limitata ad alcune aree precise. Queste differenziazioni biogeografiche sono il risultato, unitamente alla presenza di barriere geografiche, della selezione effettuata da particolari condizioni ecologiche e/o dell'evoluzione dei taxa.

Un fattore biogeografico determinante, in grado di controllare la distribuzione geografica delle faune ad ammoniti, è la batimetria. Altri fattori limitanti, anche se meno importanti ma che possono avere avuto una certa influenza all'interno di aree ristrette, sono la salinità e le condizioni climatiche. Euaspidoceratidae, Oppeliidae, Peltoceratidae vanno considerati come “gruppi” euribati, mentre altri “gruppi” (come i Perisphinctidae) sono più stenobati e quindi più soggetti al fenomeno dell'endemismo. Di conseguenza, in aree geografiche diverse si osservano variazioni morfologiche adattative che Tintant *et al.* (1982) mettono in relazione con gli ambienti marini (Meléndez *et al.*, 1985).

Il diverso tasso evolutivo raggiunto dai vari gruppi di ammoniti è funzione, inoltre, dell'ambiente cui si sono adattati. Ad esempio i Phylloceratina, considerati un gruppo a basso tasso evolutivo, popolarono - diversamente dagli Ammonitina - gli ambienti pelagici caratterizzati da condizioni più stabili che non richiedevano particolari variazioni adattative. Tuttavia, all'interno dei Phylloceratina, il genere *Sowerbyceras* costituisce un'eccezione in quanto nell'Oxfordiano colonizzò i mari meno profondi. Infatti, nella relativa rapida evoluzione di questo genere si osserva la tendenza a semplificare la linea di sutura che si riscontra proprio nelle forme che popolarono gli ambienti marini poco profondi.

Le successioni sedimentarie in cui le ammoniti non hanno lasciato tracce fossili sono veramente molto poche, ad esempio sedimenti depositatisi in ambiente di scogliera corallina o sabbie oolitico-bioclastiche.

Tutto ciò ha fatto pensare che fosse possibile trovare una relazione anche tra i tipi di sedimento, o meglio le litologie, e le diverse forme di conchiglia delle ammoniti. Ad esempio Westermann (1954), in seguito a ripetute osservazioni, ipotizzò che le conchiglie oxycone con margini taglienti e superficie liscia fossero adatte al nuoto veloce e associate a sedimenti quali argille e marne; invece le conchiglie sferocone e ornamentazione marcata fossero caratteristiche di facies di acque basse come calcari conchiliferi e detritici (Arkell *et al.*, 1957).

Proprio l'architettura del guscio (forma, ornamentazione, tipologia di linea di sutura, camera di abitazione, fragmocono, ecc.) fornisce un importante contributo alla conoscenza della paleoecologia di questi organismi. In Fig. 2, ad esempio, Westermann (1996) - all'interno delle forme con conca planospiralata - individua quattro diversi habitat in relazione alla forma del guscio.

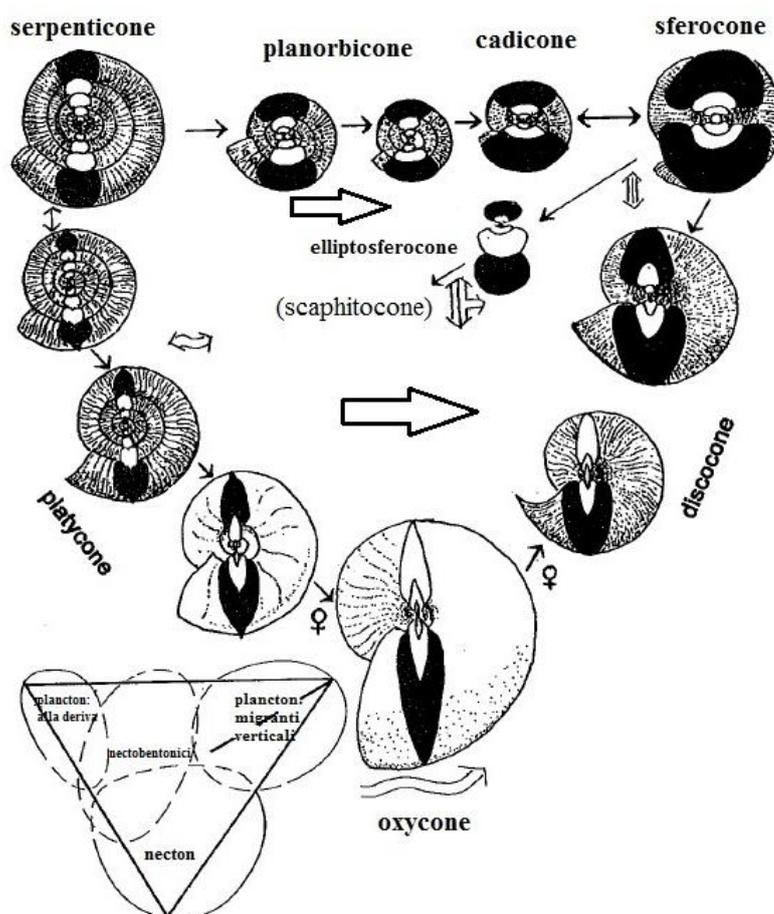


Fig. 2. Forme di conchiglie planispirali e loro habitat principali (diagramma in basso) (modificato da Westermann, 1996).

Nelle ammoniti platycone, l'orientazione statica dell'apertura è strutturalmente interrelazionata con la stabilità. Sia orientazione che stabilità dipendono dalla

distribuzione, e relativa distanza, tra centro di galleggiamento e massa. Senza entrare troppo nel dettaglio, e rimandando a Landman *et al.* (1996) per ulteriori approfondimenti, il fattore critico che controlla tale assetto è l'angolo della camera di abitazione ("lunghezza angolare"). In pratica, maggiore è la lunghezza della camera di abitazione minore è la stabilità della conchiglia. Su questa base, le ammoniti vengono distinte in:

- ***brevidome***: forme con camera di abitazione che occupava metà dell'ultimo giro, stabili, nuotatori "aerodinamici", per la maggior parte pelagici;
- ***mesodome***: forme con camera di abitazione che occupava $\frac{3}{4}$ di giro, moderatamente stabili, nuotatori lenti, comunemente nectobentonici o bentopelagici;
- ***longidome***: forme con camera di abitazione lunga una volta o più l'ultimo giro di spira, poco stabili, migranti verticali e planctonici alla deriva.

Anche lo sviluppo della linea di sutura è stata interpretata come un adattamento all'ambiente. All'interno di Ammonitina e Lytoceratina è stata notata, infatti, una tendenza alla complessità delle suture settali all'aumentare della pressione idrostatica e, quindi, della profondità dell'habitat. Durante il tardo Giurassico si nota, ad esempio, che le aree oceaniche - quali la Provincia Mediterranea - sono caratterizzate dalla dominanza di Lytoceratidi e Phylloceratidi, rappresentati da generi di acque profonde con suture altamente complesse (come ad esempio *Protetragonites* e *Ptycophylloceras*). Al contrario, nel margine di piattaforma - come la Provincia Submediterranea - dominano gli Ammonitina con forme principalmente ornamentate (dette trachyostraca). La correlazione tra forme prive di ornamentazioni (dette leiostraca) e gli oceani, le piattaforme distali e i rialzi strutturali è stata confermata da molti autori (come, ad esempio, Olóriz *et al.*, 1991) che hanno evidenziato l'assenza di forme lisce in sedimenti di piattaforma e la loro abbondanza in sedimenti profondi o di piattaforme distali profonde (alti strutturali). Un esempio classico è l'abbondanza di Lytoceratina e Phylloceratina in facies nodulare nel Rosso Ammonitico del Giurassico Medio e Superiore dell'area mediterranea. Di conseguenza, sulla base di un chiaro collegamento tra architettura del guscio e paleoecologia delle ammoniti, sono state messe in relazione le associazioni faunistiche e le diverse biofacies: ciò ha consentito di realizzare, in

particolare per l’Era Mesozoica, alcuni possibili scenari che permettono di individuare, per i vari generi di ammoniti, i relativi habitat (Figg. 3 e 4).

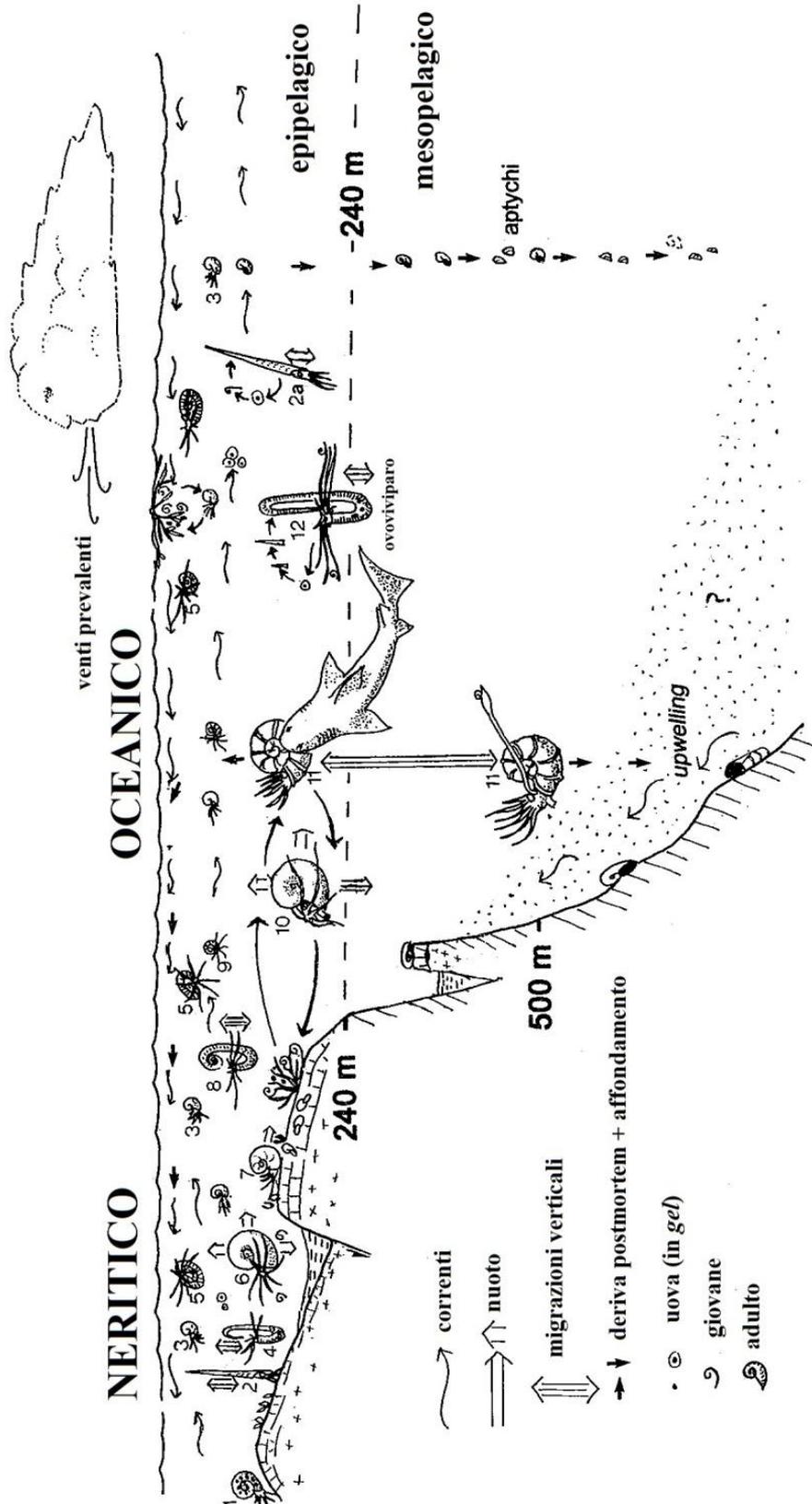


Fig. 3. Possibile scenario Giurassico-Cretacico di habitat di ammonoidi. Vengono indicati gli habitat prevalenti e i diversi cicli vitali. L’annegamento postmortem è più frequente alle grandi profondità oltre che negli individui giovani e nelle specie di piccola taglia. La risalita postmortem seguita da deriva in superficie è, invece, più frequente in habitat di mare basse per gli adulti di specie di grossa taglia. Ammonitina: 1) *Stephanoceras*; 3) *Haploceras*; 5) *Dactyloceras*; 6) *Macrocephalites*; 7) *Desmoceras*; 9) *Psiloceras*. Ancyloceratina: 2) *Baculites* (a, forma pelagica); 4) *Ptychites*; 8) *Ancyloceras*; 12) *Pseudoxybeloceras*. Phylloceratina: 10) *Phylloceras*. Lytoceratina: 11) *Lytoceras*. Lytoceratina (modificato da Westermann, 1996).

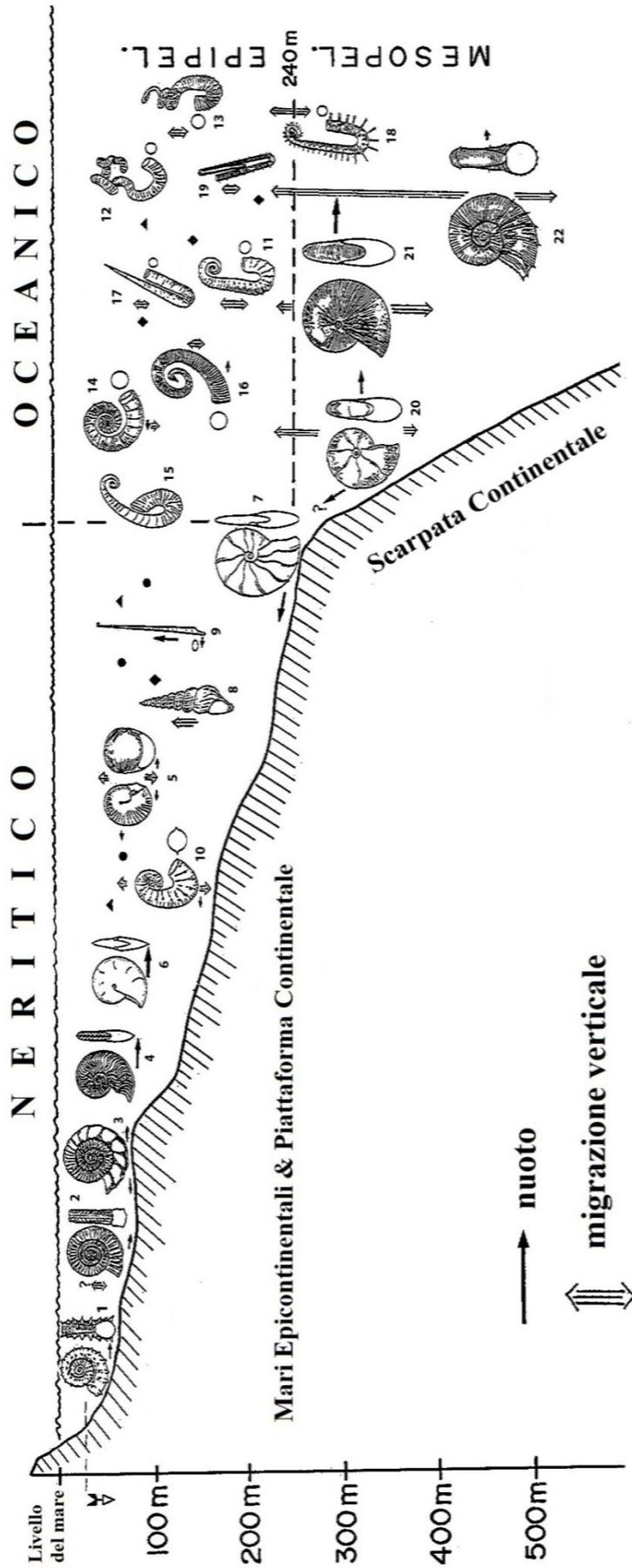


Fig. 4. Panorama stilizzato degli habitat di ammonoidi durante il Giurassico ed il Cretacico. Ammonitina: 1) *Peltoceras*; 2) *Arietites*; 3) *Perisphinctes*; 4) *Harpoceras*; 5) *Sphaeroceras*; 6) *Oxyerites*; 7) *Barrenites*. Ancyloceratina: 8) *Turrillites*; 9) *Baculites*; 10) *Scaphites*; 11) *Ancyloceras*; 12) *Nipponites*; 13) *Didymoceras*; 14) *Crioceratites*; 15) *Labeceras*; 16) *Glyptoxoceras*; 17) *Hamulina*; 18) *Anisoceras*; 19) *Pseudoxybeloceras*. Phylloceratina: 20) *Holcophylloceras*; 21) *Phylloceras*. Lytoceratina: 22) *Lytoceras* (modificato da Westermann, 1996).

3. EVOLUZIONE E PALEOGEOGRAFIA DELLE AMMONITI GIURASSICHE

3.1 PREMESSA

Le ammoniti sono probabilmente i fossili marini più noti di tutto il Giurassico. La loro abbondanza ed ampia distribuzione nei record geologici ne fa degli ottimi fossili guida, un ottimo strumento per correlazioni a livello globale con un potere di risoluzione stratigrafica che, localmente, può arrivare anche a meno di 100.000 anni (Callomon, 1995; Page, 1995). Abbondanza e ampia distribuzione che consentono, inoltre, di avere preziose informazioni sulla biogeografia marina del Giurassico oltre che su altri processi evolutivi e paleobiogeologici.

In relazione alla distribuzione delle ammoniti, Kennedy & Cobban (1976) individuano cinque diverse categorie che possono avere controllato gli schemi di distribuzione delle ammoniti:

- **Distribuzioni pandemiche**, in cui i taxa sono presenti globalmente e relativamente tolleranti all'ambiente;
- **Limitati latitudinalmente**, in cui la diversità delle faune ad ammoniti diminuisce verso i paleopoli, riflettendo in parte vari gradi di tolleranza alle condizioni ambientali, incluso le temperature;
- **Distribuzioni endemiche e provinciali**, in cui i taxa mostrano restrizioni latitudinali e longitudinali e tendono ad essere presenti in province faunistiche ben definite;
- **Distribuzioni disgiunte**, in cui la locale abbondanza di certi generi o specie in aree ampiamente separate viene di solito attribuito a separazione tettonica o mancata raccolta in siti intermedi;
- **Distribuzione postmortem**, in cui viene assunto che i gusci sono soggetti a deriva postmortem per distanze considerevoli, così come osservato nei gusci dei moderni *Nautilus*.

Il controllo latitudinale e provinciale delle faune ad ammoniti sono comuni per tutto il Mesozoico, restringendo grandemente la distribuzione di differenti taxa a livello di specie, genere, famiglia, ecc. In confronto, le specie pandemiche sono rare, mentre le distribuzioni disgiunte o postmortem sono numericamente insignificanti (Page, 1996).

3.2 AMMONITI GIURASSICHE E LORO EVOLUZIONE

Attualmente le ammoniti post-triassiche (Ordine Ammonoidea) sono suddivise, sulla base degli schemi proposti ed ampiamente accettati di Bessenova & Michailova (1983, 1991), in sette sottordini - Phylloceratina, Psiloceratina, Ammonitina, Lytoceratina, Haploceratina, Perisphinctina ed Ancyloceratina - e diffusi in circa venti distinte province e subprovince.

La *provincia* è considerata l'unità "base" quando vengono descritte faune geograficamente diverse mentre, talvolta, si parla di *subprovincia* in presenza di cambiamenti nella diversità, o in minori differenze faunistiche, negli elementi di una fauna. Con il passare del tempo, la separazione dei continenti e l'apertura (o chiusura) di rotte di migrazione possono modificare in modo consistente i limiti geografici e i caratteri tra le differenti province e, difatti, l'attuale numero e l'ubicazione delle aree faunisticamente riconoscibili variano considerevolmente (Page, 1996).

Al fine di avere un quadro d'insieme sull'evoluzione e distribuzione delle ammoniti diffuse, in particolare, nelle paleoprovince Mediterranea e Submediterranea durante il Giurassico Medio e Superiore, vengono di seguito descritti - seppure in modo sintetico - i principali sottordini presenti in queste aree, l'origine e la loro diffusione nelle grandi unità biogeografiche marine durante il Mesozoico. Tali unità, chiamate anche *biocore*, sono in genere definite dal livello complessivo di endemismo osservato entro specifici limiti geografici e geocronologici, e sono organizzate gerarchicamente in ranghi, o livelli, che vanno dal Superregno attraverso il Regno, Sottoregno, Provincia e Subprovincia (Westermann, 2000, 2000a).

La distribuzione cronostratigrafica dei vari sottordini e delle relative famiglie di ammoniti durante il Giurassico è riportata nelle Figg. 5 e 6 tratte da Page (2008), autore che ha recentemente offerto un ampio contributo sull'evoluzione delle ammoniti giurassiche. A questo articolo ci si è principalmente riferiti nella stesura del presente capitolo e a esso si rimanda per ulteriori approfondimenti.

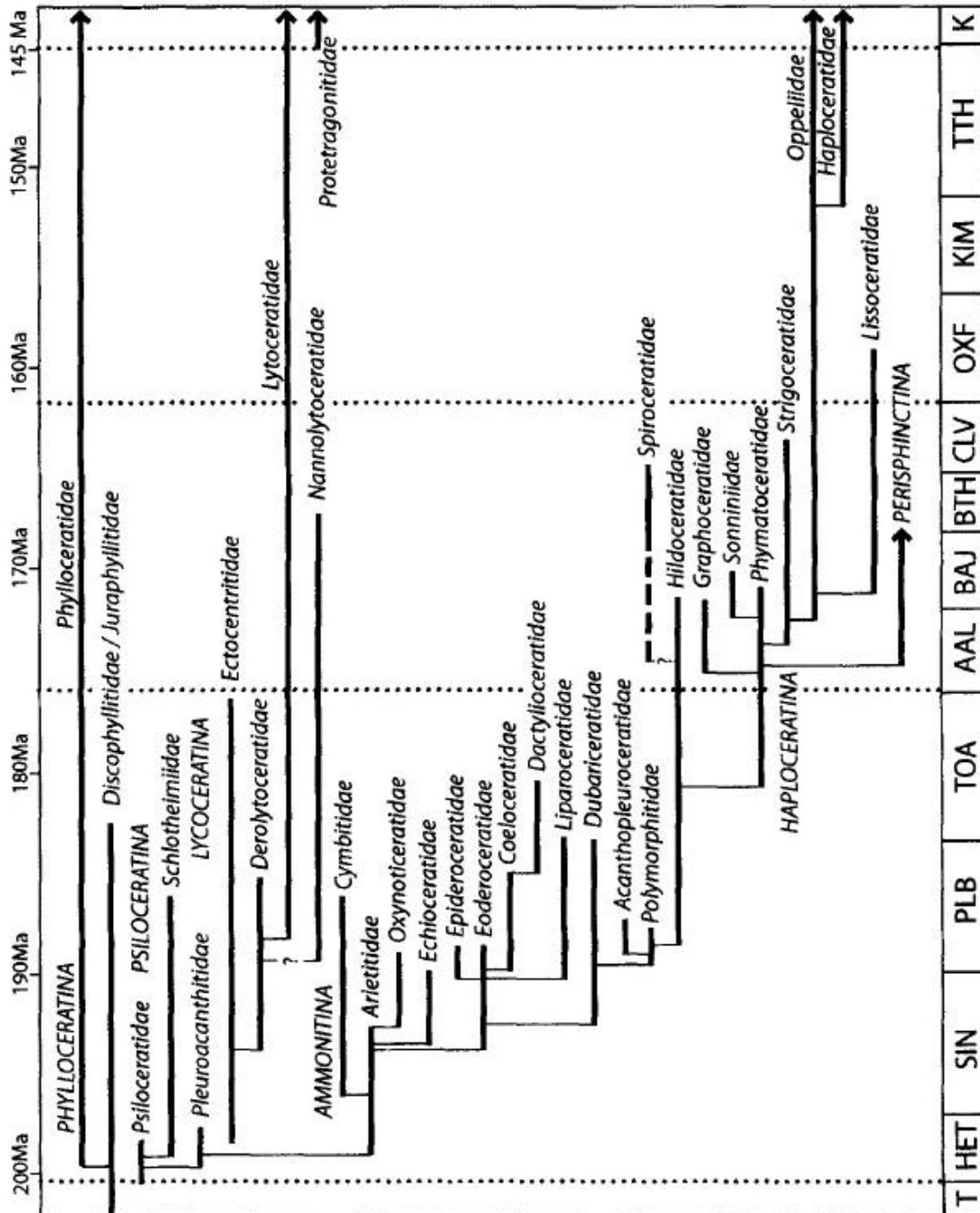


Fig. 5. Distribuzione delle famiglie di ammoniti giurassiche dei sottordini Phylloceratina, Psiloceratina, Lytooceratina, Ammonitina e Haplooceratina. Le date sono basate sullo standard della *International Commission on Stratigraphy*. Legenda: T, Triassico; HET, Hettangiano; SIN, Sinemuriano; PLB, Pliensbachiano; TOA, Toarciano; AAL, Aaleniano; BAJ, Baiociano; BTH, Batonian; CLV, Calloviano; OXF, Oxfordiano; KIM, Kimmeridgiano; TTH, Titoniano; K, Cretacico (da Page, 2008).

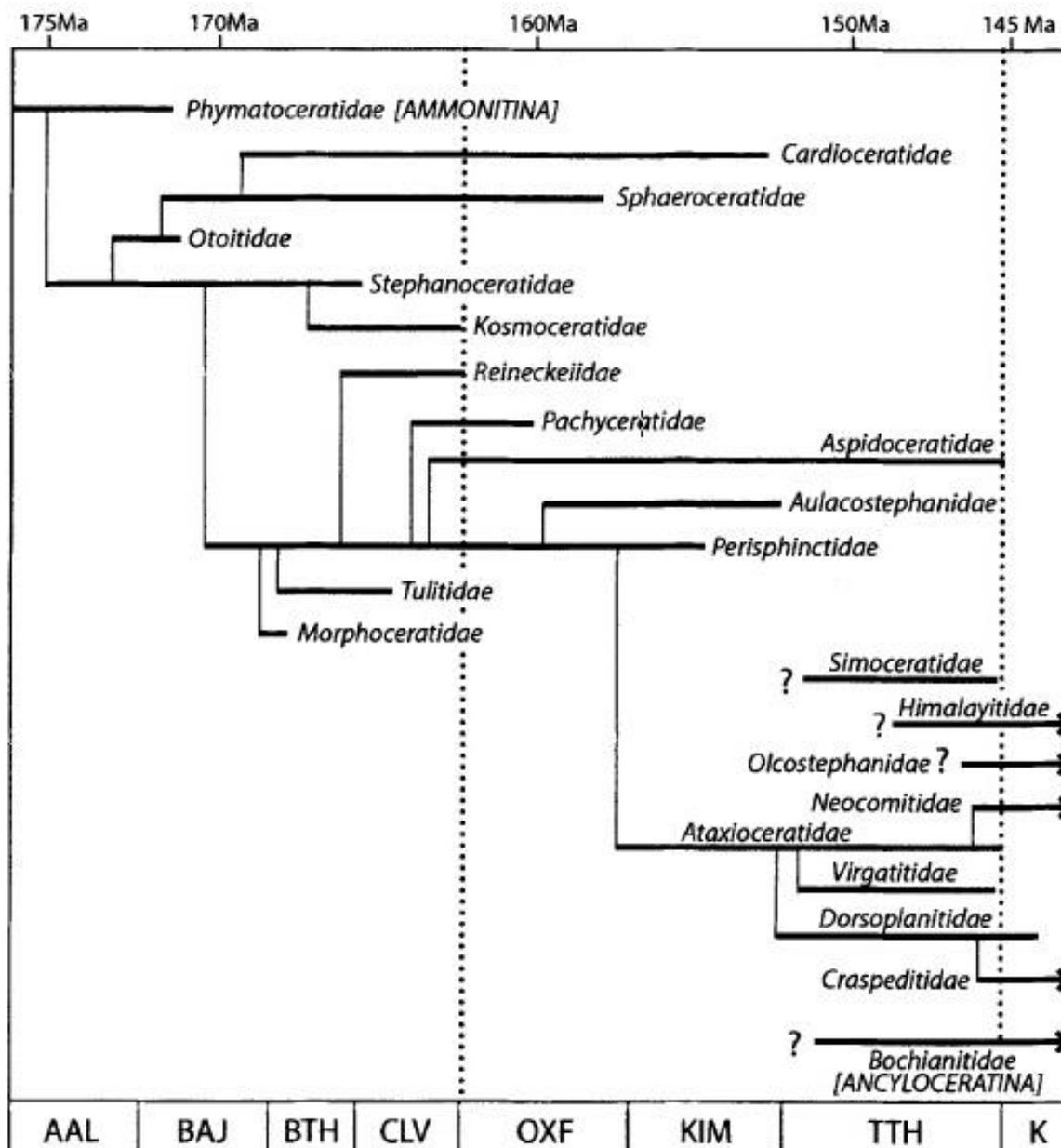


Fig. 6. Distribuzione delle famiglie di ammoniti giurassiche dei sottordini Perisphinctina e Ancyloceratina. Si rimanda alla Fig. 5 per ulteriori dettagli (da Page, 2008).

Sottordine Phylloceratina

I Phylloceratina sono l'unico gruppo di ammonoidi ad essere sopravvissuto alla grande estinzione di massa alla fine del Triassico e ad aver dato vita, al passaggio Triassico-Giurassico, a tutte le successive ammoniti mesozoiche. Questo gruppo, presente sino al Cretacico Superiore e con un'ampia distribuzione globale, morfologicamente si presenta eccezionalmente conservativo e caratterizzato da una linea di sutura caratteristica (detta filloide) con punte ovoidali e lobi finemente ramificati.

Molti generi sono principalmente associati alle basse latitudini delle regioni tetidee dove il gruppo è spesso molto abbondante e dove, insieme ai *Lytoceratina*, spesso costituisce più del 50% della fauna ad ammoniti registrata (Donovan, 1967; Géczy, 1976). È probabile che questa distribuzione rifletta un adattamento ad ambienti marini più profondi in quanto i *Phylloceratina* sono spesso più abbondanti in aree con acque profonde soggette ad influenze oceaniche - anche alle latitudini relativamente più elevate - e poco comuni o assenti nelle vicine aree di piattaforma. Un ulteriore testimonianza dell'adattamento a questo tipo di habitat proviene dall'analisi della loro conchiglia più adatta a resistere, rispetto ad altre, alla forte compressione idrostatica in acque molto profonde (Hewitt & Westermann, 1987).

Sottordine Ammonitina

Questo gruppo include forme con una gamma molto ampia di gusci, che spaziano dalle evolute serpenticone alle rigonfie sferocone, sino alla compresse oxycone. Anche l'ornamentazione è molto varia e include forme con coste chiaramente differenziate in primarie e secondarie, nodi e spine, scanalature e chiglie, in un elevato numero di combinazioni. Il dimorfismo delle conchiglie è caratteristico. Ad esempio, in molte famiglie della Superfamiglia *Hildocerataceae* questo carattere è facilmente osservabile in quanto i macroconchi hanno un'apertura semplice mentre i microconchi presentano un paio di orecchiette laterali.

L'ampia diffusione globale degli Ammonitina già nel Giurassico Inferiore rappresenta, indubbiamente, una improvvisa espansione finalizzata ad occupare gli spazi (nicchie) venutisi a creare alla morte di molti altri gruppi di ammonoidi alla fine del Triassico sebbene, molto presto, si può riconoscere un certo endemismo a livello di specie e, successivamente, a livello di genere o anche famiglia.

Sottordine Lytoceratina

Diffusi dal Giurassico Inferiore sino al Cretacico Superiore, i rappresentanti di questo sottordine mostrano un grande "conservatorismo evolutivo" durante tutta la loro vita. Le conchiglie, il cui tratto caratteristico e comune è legato alla presenza di regolari costrizioni interne, hanno solitamente forme evolute, raramente costate, con linee di sutura tipicamente complesse, non filloidi.

I Lytoceratina hanno uno schema di distribuzione simile a quello dei Phylloceratina con cui condividono la comune presenza in facies di acque profonde. Tuttavia, sembrerebbe che i fattori legati alla latitudine possano avere avuto una notevole importanza per la distribuzione dei Lytoceratina, più abbondanti nelle associazioni faunistiche della Tetide alle basse latitudini e più rari e occasionali nei record geologici delle alte latitudini.

Sottordine Haploceratina

Gli Haploceratina sono un sottordine che ha origine dalla Superfamiglia Hildocerataceae nella parte inferiore del Giurassico Medio (Aaleniano) giungendo sino al Cretacico Superiore (Santoniano).

Le morfologie predominanti sono quelle compresse, tendenti spesso verso forme platycone o oxycone con una relativamente debole ornamentazione; le forme mature lisce, anche microconche, sono frequenti. Sono spesso presenti carene e, più raramente, solchi ventrali. Il dimorfismo è ben sviluppato e simile a quello di alcune ultime Hildoceratoidea, con macroconchi dall'apertura semplice e microconchi con orecchiette ben sviluppate, anche a spatola (Callomon, 1981).

Il valore stratigrafico degli Haploceratina è spesso limitato a causa della presenza di gusci semplici, debolmente o non ornamentati, carattere che non rende facile la distinzione tra le specie. Nondimeno, alcuni gruppi, come ad esempio la sottofamiglia Taramelliceratinae (Calloviano-Kimmeridgiano), sono stratigraficamente più utili in quanto forniti di un'ornamentazione più robusta e più distintiva con coste differenziate e, talvolta, nodi.

Si tratta, nel complesso, di forme caratteristiche delle aree delle basse latitudini della Tetide che tendono ad essere rare o assenti nelle alte latitudini delle regioni boreali. Tuttavia, in aree intermedie, come ad esempio la Provincia Submediterranea ed alcune province nordoccidentali europee, possono essere localmente comuni in alcuni livelli stratigrafici.

Sottordine Perisphinctina

Si tratta di forme tipiche nelle faune ad ammoniti del Giurassico Medio (Aaleniano) sino alla fine del Cretacico Superiore. Il gruppo è morfologicamente

eterogeneo, con un'ampia variabilità di stili di coste, bi- o anche triforcate, bulle, nodi e spine. Le carene sono generalmente assenti nelle forme giurassiche, sebbene ricompaiano in alcune famiglie come i *Cardioceratidae* del Calloviano-Kimmeridgiano. Il dimorfismo è tipicamente ben sviluppato, con orecchiette nei microconchi e macroconchi con peristoma semplice, carattere che spesso ha portato ad assegnare le coppie dimorfiche a differenti generi o anche sottofamiglie (Arkell *et al.*, 1957). Un altro problema ricorrente nella tassonomia dei *Perisphinctina* è legato all'alto grado di omeomorfismo dovuto all'elevata somiglianza tra differenti taxa in livelli stratigrafici e regioni paleogeografiche molto differenti.

L'origine del sottordine risale alla Famiglia *Phymatoceratidae* (Sottofamiglia *Hammatoceratinae*), probabilmente dal genere *Erycites* (Donovan *et al.*, 1981), al passaggio Toarciano-Aaleniano. I primi *Stephanocerataceae* spaziavano dai molto sottili ed evoluti *Stephanoceratidae* agli involuti e rigonfi *Otoitidae*.

A partire dalla parte superiore del Baiociano inferiore fanno la loro comparsa i globulari *Sphaeroceratidae*, una famiglia che si estende nelle aree Mediterraneo-Caucasiche attraverso i *Macrocephalitinae* (Batoniano-Calloviano medio).

Nel Batoniano un gruppo di *Stephanoceratidi* più evoluti dà origine ai primi *Perisphinctina*, le ammoniti globalmente più importanti del Giurassico superiore. I membri di questa superfamiglia sono tipicamente evoluti, con orecchiette ben sviluppate nei microconchi costati mentre i grandi macroconchi hanno un'apertura semplice e la tendenza a un indebolimento della coste nei giri esterni. La coste sono ben differenziate in primarie e secondarie ma, in alcuni gruppi kimmeridgiani e titoniani, si sviluppa una terza ramificazione. Costrizioni periodiche sono tipiche di alcuni gruppi.

I *Perisphinctaceae* baiociani sono rappresentati dalle sottofamiglie *Leptosphinctinae* e *Parkinsoniinae*, mentre nel Batoniano-Calloviano, dominano le *Pseudoperisphinctinae* (tutte appartenenti alla Famiglia *Perisphinctidae*). Questi gruppi mostrano spesso un leggero indebolimento o un'interruzione delle coste sul ventre ma la scoperta del genere *Alligaticeras* nel Calloviano Medio che non presenta tale interruzione (Cox, 1988), segna l'inizio delle vere *Perisphinctinae* e della maggior parte dei gruppi di ammoniti tardo-giurassiche e cretache.

Attraverso il ramo dei Perisphinctoidea più conservativi (famiglie Perisphinctidae, Ataxioceratidae, Virgatitidae e Dorsoplanitidae) hanno origine altri gruppi in cui le morfologie divengono via via più specializzate. Questi includono le famiglie spinate degli Aspidoceratidae e Reineckeidae, i rigonfi e relativamente involuti Tullitidae e Pachyceratidae, i Neocomitidae dai fianchi piatti e il ventre tabulato.

Ad esempio, si osserva come i Tullitidae, da inizialmente evoluti e perisphinctoidi (Batoniano Inferiore) sviluppano un trend verso forme più involute, cadicone o sferocone. La famiglia Reineckeidae, principale rappresentante delle forme con spine, compare nel Batoniano con forme perisphinctoidi che mostrano affinità con le Pseudoperisphinctinae, inclusa la caratteristica interruzione ventrale delle coste. I macroconchi hanno tipicamente una o più file di forti tubercoli che spesso sostituiscono le file primarie e sono collegati con le corte coste secondarie.

Gli Aspidoceratidae, comparsi nella parte basale del Calloviano medio, includono la Famiglia Peltoceratinae, con macroconchi che sviluppano grossi nodi o spine sebbene mantengano nei giri interni la tipica sottile ramificazione perisphinctoide. Nelle Aspidoceratinae, invece, lo stadio costato si perde nei macroconchi, in cui rapidamente si sviluppa una sezione robusta e, a volte, quadrata e due file di spine senza collegamento con le coste. I microconchi sono più evoluti con una costolatura relativamente più smussata.

La distribuzione del sottordine Perisphinctinae è fortemente controllata dalla geografia, sia a causa della dinamiche paleogeografiche del Giurassico Medio e Superiore, sia anche a causa della notevole capacità all'interno del gruppo di forme capaci di adattarsi ad un ampio range di ambienti.

4. DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA E DIFFUSIONE PALEOBIOGEOGRAFICA DEI PRINCIPALI TAXA DI AMMONITI DELLA TETIDE OCCIDENTALE DURANTE IL GIURASSICO MEDIO E SUPERIORE

Nelle ammoniti giurassiche si nota uno sviluppo ritmico delle faune, caratterizzato dall'alternarsi di fasi di specializzazioni e di endemismo crescente, con periodi di faune omogenee e largamente distribuite. Questo tipo di sviluppo, con fasi di espansioni e di contrazioni (isolamento faunistico), fu probabilmente controllato dalle variazioni eustatiche del livello marino verificatesi durante il Giurassico che modificarono l'estensione delle piattaforme esterne aperte, habitat preferiti dalla maggior parte delle ammoniti giurassiche, impedendo o favorendo le possibilità di scambio tra le faune.

Sin dalla loro comparsa, presumibilmente Devoniano Inferiore, e durante tutto il Paleozoico gli Ammonoidea hanno avuto una fase di distribuzione cosmopolita, come testimoniano le associazioni faunistiche ad ammoniti tra loro correlabili dell'isola di Timor, della Valle del Sosio, delle zone dell'Iraq e del Kurdistan riferibili al Permiano (Haniel, 1915; Vasicek & Kullmann, 1988; Catalano *et al.*, 1991; Blendinger *et al.*, 1992).

Con il Triassico gli Ammonoidea hanno avuto il loro massimo sviluppo, con fasi di estinzioni e rapide radiazioni evolutive. Il gruppo, evolutosi da esemplari precursori del genere *Psiloceras* passati indenni dall'estinzione Triassico-Giurassica, ha occupato, molto spesso con generi ubiquitari, praticamente tutte le paleoprovincie marine individuate per questo periodo (Balini *et al.*, 2010):

- Paleoprovincia tetidea;
- Paleoprovincia pacifica;
- Paleoprovincia germanica;
- Paleoprovincia boreale;
- Paleoprovincia sefardita.

Somiglianze si possono riscontrare tra le paleoprovincie tetidea e quelle germanica e sefardita a partire dal Triassico Medio. Con quella boreale le somiglianze sono minori e legate comunque a un controllo di tipo latitudinale (Tripodo, 2011). Alla fine del Triassico gli Ammonoidea si estinguono quasi completamente fatta eccezione per alcuni Phylloceratidae.

Durante il Giurassico e il Cretacico, Westermann (2000, 2000a) evidenzia sette unità biogeografiche marine (sebbene non tutte coesistenti allo stesso tempo), raggruppandole in due Superregni: il Pan-Boreale e il Pan-Tetideo (equivalenti ai tradizionali Boreale e Tetideo di molti dei precedenti autori). Il primo, presente alle alte latitudini, include i Regni Artico, Pacifico-Boreale e Atlantico-Boreale, con faune caratterizzate da bassa diversità che riflettono gli stress ambientali delle alte latitudini. Il secondo, riconoscibile alle basse latitudini, include i Regni Mediterraneo-Caucasico, Pacifico Orientale, Indo-Pacifico e Australe, le cui faune occupano sia il margine settentrionale che meridionale della Tetide (Fig. 7).

Scambi faunistici tra i vari Regni, anche distanti tra loro, non sono infrequenti, come dimostrato dalla condivisione di un numero non indifferente di generi tra le aree del Pacifico Orientale e quelle Mediterraneo-Caucasiche durante il Giurassico Inferiore.

Nella Tetide occidentale, a partire dal Giurassico Inferiore (Toarciano), si osserva il ristabilirsi di un'omogeneità faunistica. Nel Giurassico Medio (Baiociano superiore) le ammoniti si ritirano dall'Oceano Artico verso mari epicontinentali. L'acme di questo ritiro avviene nel Batoniano con la suddivisione di due ben distinte associazioni di ammoniti, una tetidea e, più a Nord, una boreale.

Le faune presenti durante il Baiociano nel Sottoregno della Tetide occidentale sono costituite da rappresentanti delle superfamiglie Haplocerataceae (che diviene localmente abbondante, specialmente con Oppeliidae e Lissoceratidae), Stephanocerataceae (incluse le famiglie Otoitidae, Stephanoceratidae e Sphaeroceratidae) e, in seguito, con i primi Perisphinctidae (incluse le sottofamiglie Leptosphinctinae e Parkinsoniinae). Questi, nel Baiociano superiore e nel Batoniano, si diversificano ulteriormente per produrre nuovi Pseudoperisphinctinae e nuove famiglie tra cui Morphoceratidae e Tullitidae. Gli Stephanoceratidae perdurano, incluse le Cadomitinae mentre Oppeliinae e Hecticoceratinae (Famiglia Oppeliidae) si presentano spesso abbondanti. Le Macrocephalitinae (Famiglia Sphaeroceratidae) sono tipiche di associazioni faunistiche del Calloviano inferiore, così come i Tullitidae. Le Pseudoperisphinctinae sono in genere numerose ed includono nuove famiglie tra cui Reneckeidae, Aspidoceratidae e Pachyceratidae. Gli Oppelidae, incluse le Hecticoceratinae, continuano ad essere abbondanti.

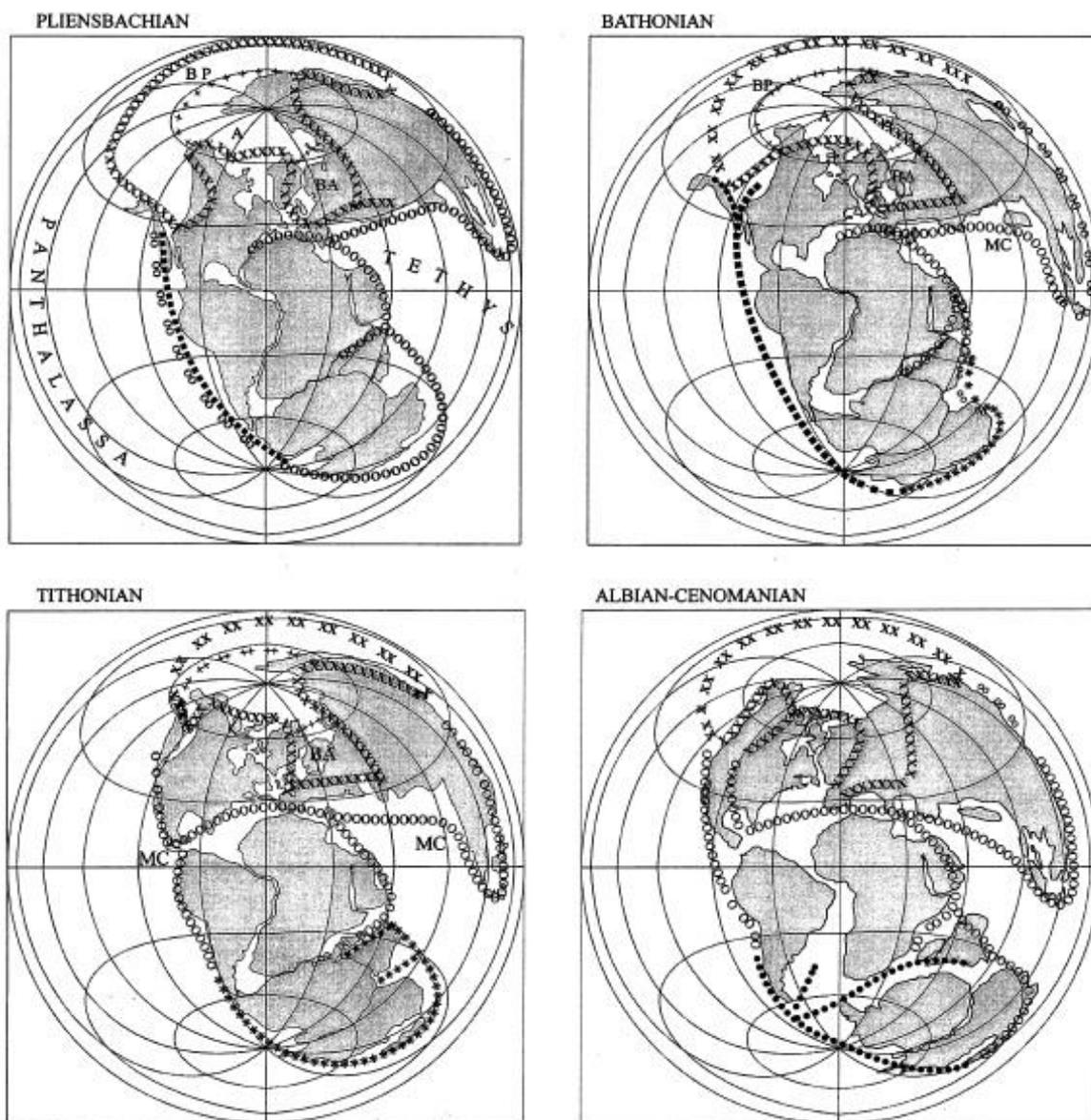


Fig. 7. Biocore marine (del rango di Regni) dal Giurassico Inferiore al tardo Cretacico Superiore. *Superregno Pan-Boreale* (limiti indicati con xxxx): A, Regno Artico; BP, Regno Boreale-Pacifico; BA, Regno Boreale-Atlantico (limiti di ogni Regno indicati con ++ ++). *Superregno Pan-Tetideo*: MC, Regno Mediterraneo-Caucasico (limiti indicati con 0000); Regno Est-Pacifico (limiti indicati con ●●●). Regno Indo-Pacifico (limiti indicati con ****), Regno Australe (limiti indicati con ●●●) (Tratto da Westermann, 2000b).

Nel Calloviano inferiore la riapertura di rotte di migrazione consente una nuova fase di mescolamento delle faune dei Regni Tetideo e Boreale, precedentemente separate, ed emerge un chiaro controllo faunistico delle ammoniti legato alla latitudine (Fig. 8).

Il Calloviano è caratterizzato da una generale trasgressione durante la quale si osserva una grande diffusione di forme boreali pertinenti ai Kosmoceratidae, sostituiti dai Cardioceratidae nel tardo Calloviano e nell'Oxfordiano, solo nelle Province Boreale e Subboreale.

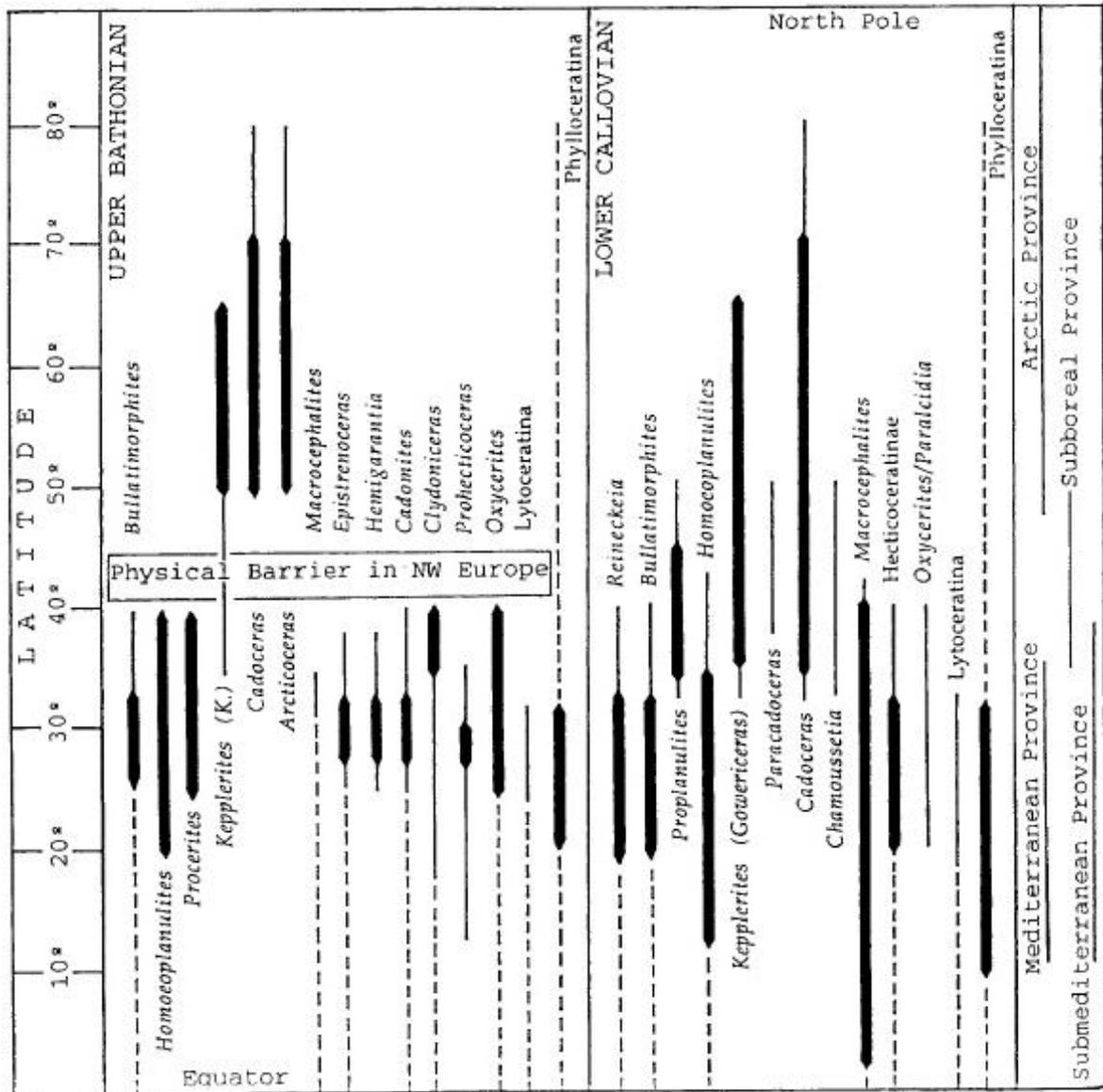


Fig. 8. Controllo latitudinale sulle faune ad ammoniti in Europa dopo il crollo delle barriere fisiche alla migrazione al limite Batoniano-Calloviano. Le linee spesse indicano un evento comune, le linee sottili un evento raro mentre le linee tratteggiate indicano un collegamento con i record nell'Emisfero Australe (tratto da Page, 2008).

Durante l'intervallo Calloviano-Oxfordiano, e durante l'Oxfordiano inferiore, l'area occidentale della Tetide, interessata da sedimentazione carbonatica, è oggetto di una generale regressione (Callomon, 1964) con la conseguente generale emersione di

varie aree attraverso la Tetide Occidentale e l'individuazione di ampio gap stratigrafico riconosciuto dalla Spagna sino alla Penisola Ellenica (Meléndez *et al.*, 2007a)

Callomon (1964) individua nell'“Oxfordian Tilt Event” la causa delle importanti modificazioni paleoambientali avvenute durante l'Oxfordiano medio. Secondo l'Autore, durante questo periodo il continente europeo avrebbe bascolato provocando una importante modificazione della geografia dei continenti e dei mari; la Gran Bretagna e l'Europa del Nord-Est sarebbero emerse mentre una importante trasgressione marina interessava le coste dell'Europa meridionale. Nell'Europa del Nord-Est si sarebbero depositi i sedimenti corrispondenti alla Biozona a *Perisphinctes (D.) plicatilis* e nell'Europa meridionale quelli corrispondenti alla Biozona a *Gregoryceras transversarium*. L'Oxfordian Tilt si posizionerebbe al limite tra le Biozone a *P. (D.) plicatilis* e *G. transversarium*, che sarebbero dunque due fasi successive (D'Arpa, 2003).

L'esasperata differenziazione delle associazioni di ammoniti, che si registra a partire da questo momento in poi, permette di individuare nell'area occidentale della Tetide quattro province paleogeografiche (Cariou, 1973; Sykes & Callomon, 1979; Cariou & Hantzpergue, 1997; Matyja & Wierzbowski, 1997):

- **Provincia Boreale**, comprendente Scozia, Groenlandia, le isole di Spitsbergen, la piattaforma del Mare di Barents, e la piattaforma russa;
- **Provincia Subboreale**, comprende le aree occupate dalle piattaforme carbonatiche della Normandia, l'area di Boulonnais (Francia settentrionale), Inghilterra meridionale, Germania del Nord e le piattaforma silicoclastica tidale della Polonia nord-occidentale;
- **Provincia Submediterranea**, comprende il Portogallo, gran parte della Spagna, gran parte della Francia, Svizzera, Germania, gran parte della Polonia, i Balcani dell'area peri-Tetidea, la Crimea ed il Caucaso;
- **Provincia Mediterranea**, comprende le Alpi meridionali, Sicilia, la Cordigliera Betica in Spagna, l'Algeria, parte del Marocco e l'Ungheria meridionale.

Durante l'Oxfordiano i Paleodomini siciliani insistevano in una zona fulcro della Tetide Occidentale (Fig. 9) tra l'Africa del Nord, l'Adria e l'Europa Meridionale, a cavallo cioè del *rift*, sviluppatosi durante il Giurassico Medio e Superiore, tra la Paleotetide e la Neotetide (Stampfli *et al.*, 2002).

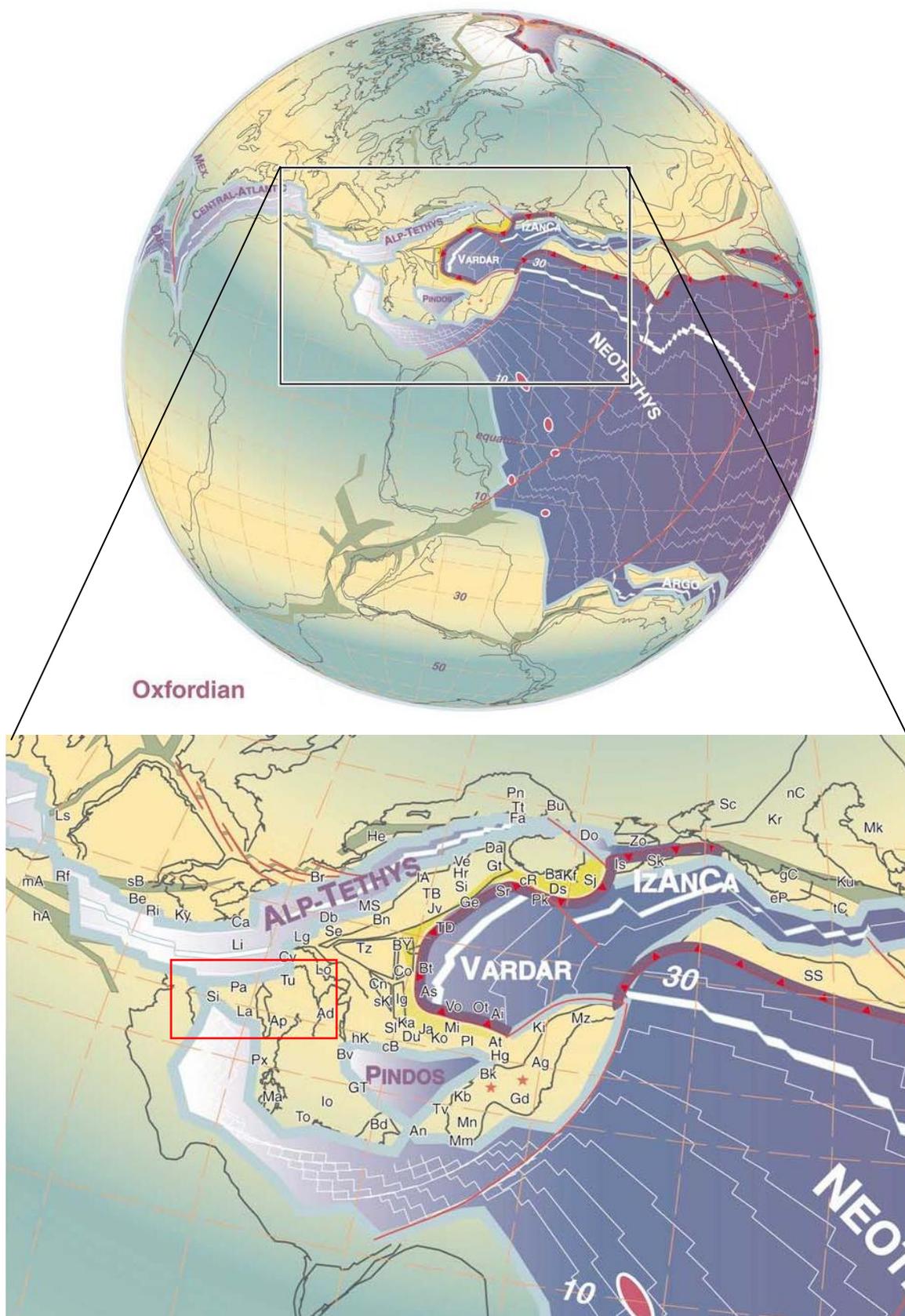


Fig. 9. Schema paleobiogeografico dell'area della Tetide occidentale durante l'Oxfordiano. All'interno del rettangolo rosso sono presenti i seguenti paleodomini: Si, Sicano; Pa, Panormide; La, Lagonegro; Ap, Apulia; Ad, Adria; Tu, Toscana; Lo, Lombardo (modificato da Stampfli *et al.*, 2002).

Nella **Provincia Mediterranea** (Cariou, 1973; Sequeiros, 1974; Sequeiros & Oloriz, 1979; Cariou *et al.*, 1985; Sarti, 1988; Checa & Sequeiros, 1990) le successioni oxfordiane sono molto spesso condensate e i frequenti gap e rimaneggiamenti, rinvenuti in alcune zone del Sud Europa, della Sicilia e della Spagna, nell'Oxfordiano inferiore riflettono la regressione al limite Calloviano-Oxfordiano.

Durante l'Oxfordiano medio la Provincia Mediterranea è caratterizzata da facies di acque relativamente profonde, soggette all'influenza dell'Oceano della Tetide e contraddistinta dalla tipica dominanza di Phylloceratina e Lytoceratina. Le altre ammoniti associate sono, in genere, simili a quelle delle vicine province Submediterranea e dell'Europa Nord-Occidentale, come le Perisphinctinae (Famiglia Perisphinctidae), le Opeleidae, i Pachyceratidae e gli Aspidoceratidae. Il genere *Paraspidoceras*, pertinente a quest'ultima famiglia, è abbastanza diffuso nell'Oxfordiano medio, i generi *Euaspidoceras* e *Mirosphinctes* nell'Oxfordiano inferiore, medio e superiore e gli *Epipeltoceras* nell'Oxfordiano superiore ove tendono a sostituire i *Gregoryceras*. Pochi generi, come *Passendorferia*, sembrano essere tipici delle aree mediterranee e di alcune zone dell'adiacente area Submediterranea, anche se con un numero limitato di esemplari.

La **Provincia Submediterranea** (Meléndez, 1989; Atrops *et al.*, 1993; Caracul *et al.*, 1998) occupa soprattutto le piattaforme e i bacini cratonici del margine meridionale europeo (Avampese alpino), ed è caratterizzata da forme sia boreali sia tetidee. Particolarmente caratteristici sono i Perisphinctidae: *Perisphinctes* s.s., *Dichotomosphinctes*, *Dichotomoceras*, *Arisphinctes*, *Kranaosphinctes*, *Subdiscosphinctes*, *Larcheria*. Le successioni di questa provincia sono più espanse rispetto a quelle coeve della Provincia Mediterranea e sono caratterizzate da facies diverse. Ad esempio, in gran parte della Cordigliera Iberica, l'Oxfordiano inferiore e la parte inferiore dell'Oxfordiano medio sono rappresentati da calcari a spugne che possono raggiungere notevoli spessori, e la parte superiore della successione è costituita da calcari grigi talora massivi con spugne ed echinodermi.

La **Provincia Subboreale** (Arkell, 1935-1948, 1956; Wright, 1972; Sykes & Callomon, 1979) è caratterizzata da successioni ancora più espanse i cui litotipi principali sono calcari con coralli ("Corallian Bed") o argille grigio scure. Durante l'Oxfordiano inferiore si ha l'espansione dei taxa di pertinenza boreale, soprattutto i Cardioceratidae. I rappresentanti di questa famiglia invasero completamente la Provincia

Subboreale e si diffusero anche in quasi tutta la Provincia Submediterranea. Questo comporta che la biostratigrafia dell'Oxfordiano inferiore di queste Province è basata sulla successione di specie appartenenti a famiglie e sottofamiglie differenti: Cardioceratidae per le Province Boreale e Subboreale, Perisphinctidae o Cardioceratidae per la Provincia Submediterranea e Passendorferiinae per la Mediterranea (Fig. 10).

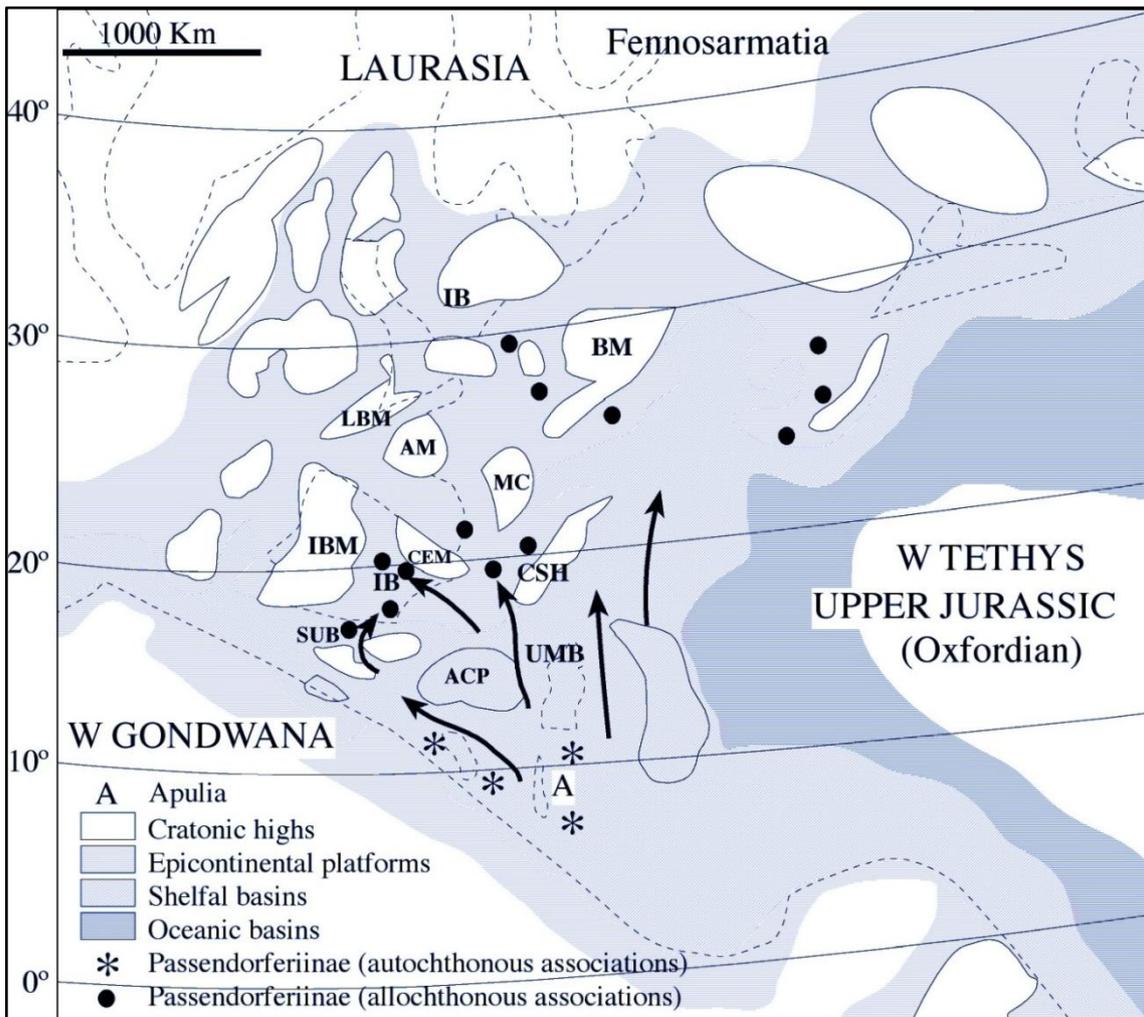


Fig. 10. Carta paleogeografica del Giurassico Superiore della Tetide occidentale che mostra la diffusione biogeografica dei rappresentanti delle Passendorferiinae (freccie tratteggiate) da una ipotetica area di origine nel margine meridionale della Tetide attorno il blocco dell'Apulia (A). ACP: Piattaforma Carbonatica Appenninica, UMB: Bacino Umbro-Marchigiano, CSH: Massiccio Corsica-Sardegna, SUB: Bacino Subbetico, CEM: Massiccio Catalano-Ebro, MC: Catena del Massiccio Centrale, IBM: Massiccio Iberico (o Meseta), AM: Massiccio Armoricano, LBM: Massiccio London-Brabant, BM: Massiccio Boemo (modificato da Ziegler, 1990, Dercourt *et al.*, 1993 in D'Arpa & Meléndez, 2002).

A partire dall'Oxfordiano superiore si sviluppa una nuova differenziazione delle faune. Quelle della Tetide sono le più variate pur avendo un'associazione di base

comune costituita dalle famiglie Opeleidae, Aspidoceratidae, Phylloceratidae che raggiungono la massima differenziazione.

Nella Tetide occidentale e settentrionale alla fauna a Perisphinctidae e Passendorferiinae, ereditata dall'Oxfordiano medio, succede la fauna ad *Epipeltoceras* ed Ataxioceratinae con la comparsa del genere *Orthosphinctes* (Cariou & Hantzpergue, 1997).

Il limite Oxfordiano/Kimmeridgiano è caratterizzato da un'ampia fase regressiva (Cecca *et al.*, 1992) (Fig. 11).

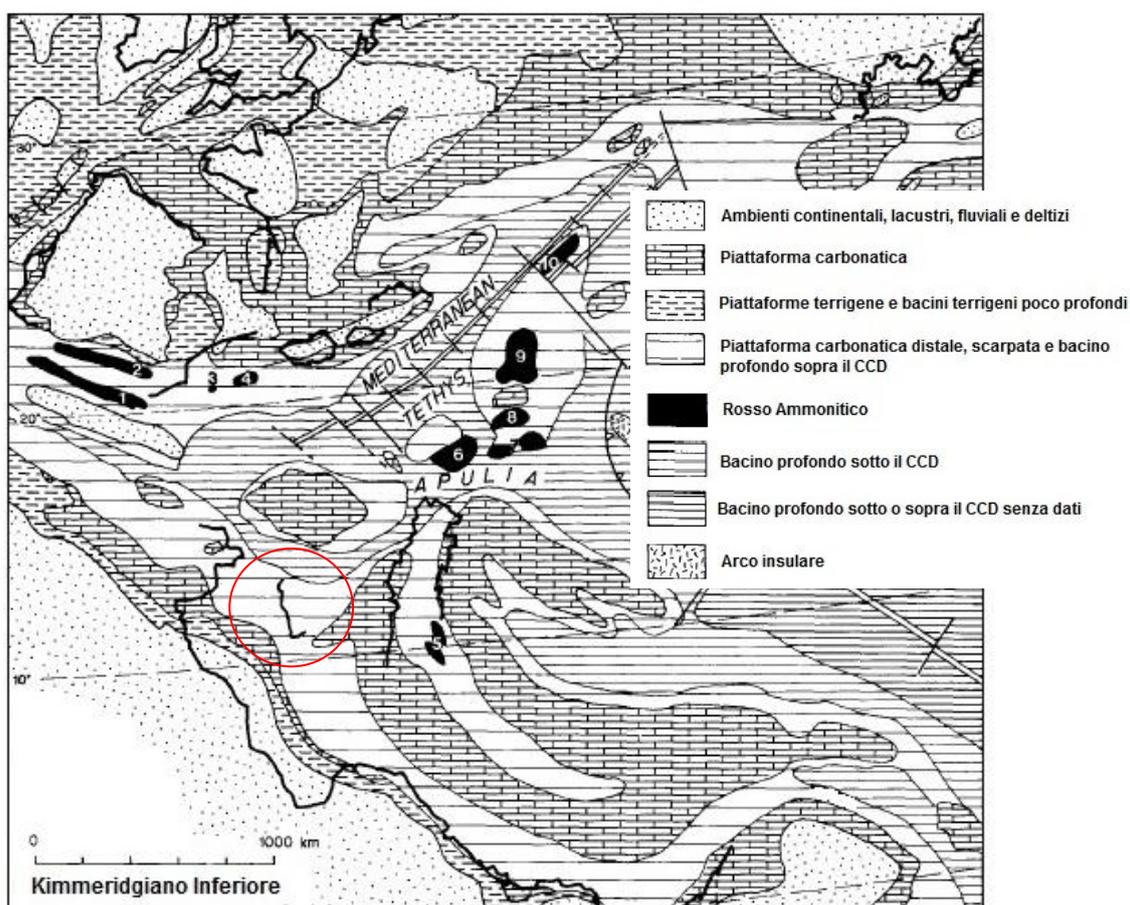


Fig. 11. Mappa paleogeografica schematica che mostra i più importanti paleoambienti del Kimmeridgiano inferiore della Tetide mediterranea: 1) Cordigliera Betica e 2) Subbetica (S Spagna); 3) Ibiza; 4) Maiorca; 5) Zona Ionica (Grecia occidentale); 6) Plateau di Trento (NE Italia); 8) Austroalpino superiore (Austria); 9) Carpazi occidentali (Cecoslovacchia); 10) Carpazi (Polonia). Nel cerchio rosso è indicata la posizione della Sicilia (modificato da Cecca *et al.*, 1992).

Durante il Kimmeridgiano superiore e Titoniano inferiore le faune tendono ad estendere i loro areali di diffusione per cui i limiti delle province tendono a diventare

meno evidenti con passaggi più graduali e, spesso, coesistenza di faune prettamente boreali o tetidee.

Durante il Titoniano aumenta ulteriormente il livello di diversità all'interno delle Perisphinctaceae, con le famiglie Simoceratidae, Himalaytidae e Olcostephanidae.

Alla fine del Titoniano, nella Tetide, si osserva una omogeneizzazione delle faune ma una contemporanea separazione completa tra i domini Boreale e Tetideo, a causa della formazione di vasti depositi continentali relativi a una grande regressione.

Alla fine del Titoniano si hanno quindi due domini paleogeografici:

- **Dominio artico o boreale;**

- **Dominio tetideo o mediterraneo,** di pertinenza tropicale.

Le espansioni faunistiche si verificarono dunque durante le fasi trasgressive che, estendendo il dominio marino, aprivano nuove comunicazioni facilitando la possibilità di scambi faunistici e creando nuovi gruppi adattati a nuovi ambienti. Interessanti a riguardo le espansioni delle faune boreali avvenute nel Calloviano-Oxfordiano inferiore (Cardioceratidae). Questi scambi, però, non hanno avuto risultati rilevanti prima dell'Oxfordiano superiore, perché l'espansione di queste forme dava luogo solo ad aree di ricoprimento tra i domini delle diverse province, a causa della presenza di terre emerse che rappresentavano ostacoli invalicabili per la migrazione delle faune boreali, producendone l'isolamento progressivo. Inoltre, i gruppi di faune boreali presenti nella Provincia Tetidea (*Amoeboceras*) non originarono discendenti mediterranei. Invece, le migrazioni tetidee verso Nord hanno dato origine a nuovi phyla adattati alle regioni boreali, il cosiddetto "boreal trap", come ad esempio i generi boreali *Decipia* e *Ringsteadia* che deriverebbero dai *Liosphinctes* submediterranei (Brochwicz-Lewinski, 1976). Da ultimo, il ristabilirsi di barriere fisiche tra le aree boreali e tetidee, verso la fine del Giurassico in Europa, determina l'interruzione di questo interscambio e crea grossi problemi per le correlazioni globali al limite Giurassico-Cretacico (Cope, 2008).

Il carattere intermittente delle barriere fisiche, legate alle fasi regressive e trasgressive, ha causato talora diacronie nelle comparse e scomparse di generi da una provincia faunistica a un'altra (Westermann, 1993) che possono condurre a significativi errori nelle correlazioni.

4.1 IL LIMITE CALLOVIANO-OXFORDIANO

Per convenzione, il limite inferiore del Piano Oxfordiano è delimitato dalla prima comparsa di *Cardioceras woodhamense* Arkell *sensu* Callomon (non Marchand), primo rappresentante del genere *Cardioceras*, interpretato come corrispondente alla transizione tra *Quenstedtoceras paucicostatum* (Lange) e *Cardioceras* ex gr. *scarburgense* (Young & Bird).

Il posizionamento del limite Calloviano/Oxfordiano è legato alla risoluzione di due problemi. Il primo è connesso all'esistenza di un generalizzata lacuna stratigrafica in tutto il margine esterno del Dominio Tetideo soprattutto nelle aree con sedimentazione carbonatica (ad esempio l'Europa meridionale), eccezion fatta per il SE della Francia e le Catene Subalpine estese sino al settore del Giura dove il passaggio Calloviano/Oxfordiano è rappresentato dalle "Terre Nere" costituite da facies argillose (Atrops *et al.*, 1993). Anche nella Provincia Boreale il limite è ben rappresentato in successioni biostratigrafiche studiate in dettaglio (Callomon, 1955; Wright, 1968, 1983).

Il secondo problema è collegato al forte provincialismo delle faune. Infatti i Cardioceratidae della Provincia Boreale ed i Perisphinctidae della Provincia Tetidea, così come altri gruppi, appaiono poco sovrapponibili rendendo difficili le correlazioni tra le due aree (Enay & Meléndez, 1985).

Il posizionamento del limite Calloviano/Oxfordiano e l'individuazione della sezione dello stratotipo per una definizione formale (in accordo con le direttive dell'International Commission of Stratigraphy, ICS) sono stati, quindi, i due obiettivi principali per i partecipanti al 1° Oxfordian Group Meeting (Zaragoza, 1988) (Atrops *et al.*, 1993).

Storicamente, l'area tipo dell'Oxfordiano e della sua sub-cronozona più bassa (Subcronozona Scarburgense, Cronozona Mariae) si trovano in Gran Bretagna, rispettivamente nell'Inghilterra centro-meridionale (Oxford) e orientale (Scarborough). Tuttavia, nessuna delle due sequenze si è dimostrata sufficientemente completa da soddisfare le richieste ICS per un Global Stratotype Section and Point (GSSP), rendendo necessaria la ricerca di una nuova sezione di riferimento (Page, 2004).

Recentemente, la ricerca di una sezione quale candidato adatto alla stratotipo del limite inferiore dell'Oxfordiano si è concentrata su due aree principali proposte ai membri dell'Oxfordian Working Group (Meléndez, 2006): la sezione di Peyral presso

Savournon in Alta Provenza (Francia SE) (Atrops & Meléndez, 2003) e la sezione di Redcliff Point, affiorante sulla costa del Dorset vicino Weymouth (Inghilterra SW) (Page *et al.*, 2006).

La prima ha rivelato sequenze considerevolmente espanse nella facies delle “Terre Nere” (black shales), una facile accessibilità e un abbondante e diversificato contenuto faunistico ad ammoniti - sia ad affinità tetidea (Phylloceratina, Lytoceratina, Peltoceratinae, Hectioceratinae, Grossouvrinae e Perisphinctinae) che Boreale (Cardioceratinae) - soddisfacendo così la maggior parte dei criteri ICS (Meléndez *et al.*, 2007). Il limite inferiore del Piano Oxfordiano è stato posto alla base del livello 23 (base della Biozona Scarburgense) coincidente con la prima comparsa di alcuni esemplari di *Cardioceras* del gruppo *C. redcliffense* (Page *et al.*, 2009), una nuova forma che mostra chiari caratteri intermedi tra *C. paucicostatum* (γ) Lange (ultimo rappresentante del

gruppo *paucicostatum* del Calloviano superiore) e *C. scarburgense* (Young & Bird) (Fig. 12).

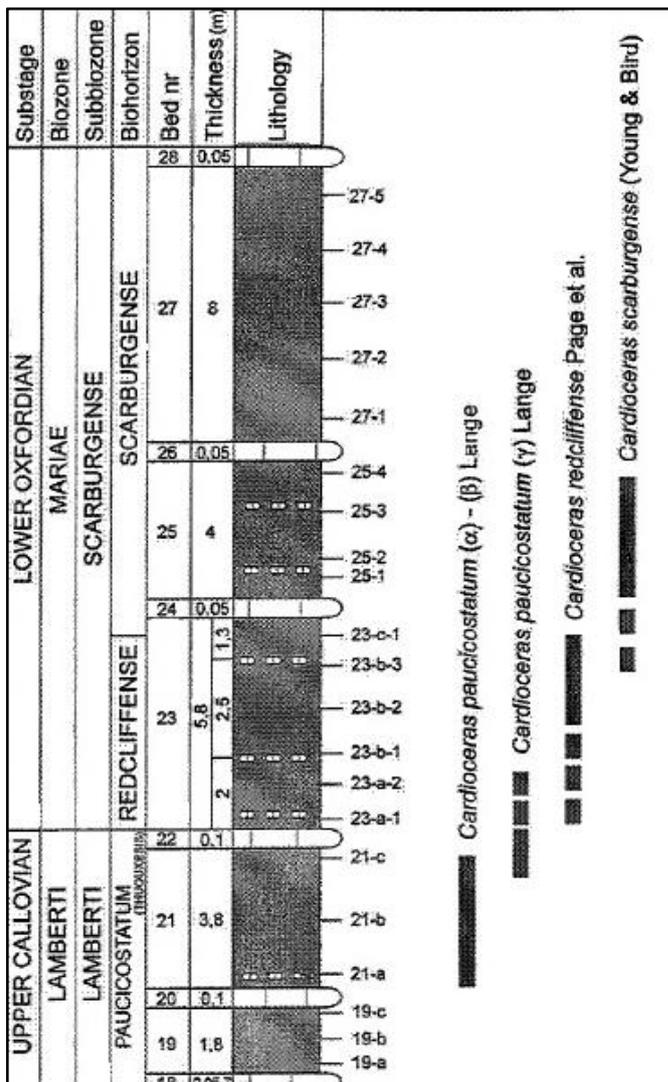


Fig. 12. La successione a *Cardioceras* a Peyral (Savournon) proposta come base del GSSP dell'Oxfordiano (da Meléndez *et al.*, 2007)

La seconda sezione proposta, Redcliff Point (Inghilterra SW) (Page *et al.*, 2006), si presenta relativamente espansa e ha il potenziale per integrare il candidato francese al GSSP, dove le informazioni delle successioni dei microfossili sono limitate. Qui il limite è posto all'interno della facies argillosa della Oxford Clay Formation il cui alto contenuto in carbonato ha consentito un'ottima conservazione della micro- e macrofauna in particolare ammoniti (molto abbondanti). Oltre alla transizione *Quenstedtoceras paucicostatum*(Lange) - *Cardioceras ex gr. scarburgense* (Young & Bird) ulteriori informazioni biostratigrafiche sono fornite dai vari Perisphinctidi qui presenti (tra cui *Peltoceras*, *Alligaticeras* ed *Euaspidoceras*). Gli ultimi rappresentanti di *Alligaticeras* del gruppo *A. alligatus* (Leckenby) permettono, infatti, di caratterizzare la parte alta del Calloviano superiore (Orizzonte Paucicostatum) mentre i primi rappresentanti del genere *Properisphinctes*, gruppo *P. bernesi* (Loriol), permettono di riconoscere la parte basale dell'Oxfordiano, Sottozona Scarburgense.

Una terza sezione di riferimento per il limite Calloviano/Oxfordiano è stata, infine, proposta da Kiselev *et al.* (2006) a Dubki presso Saratov (Russia), circa 720 km a Sud di Mosca.

Una comparazione delle tre sezioni candidate è stata fatta da Meléndez (2006) che ha sintetizzato pro e contro di ciascuna di esse, valutandone alcuni caratteri quali completezza litologica della sezione, contenuto micro- e macrofaunistico, potenziale di correlazione, ecc. Da questo confronto si evince come la sezione inglese di Redcliff Point si presenta quale candidato ideale come GSSP per il limite Calloviano/Oxfordiano. Sebbene, infatti, più ridotta delle altre due sezioni (ma non meno completa), Redcliff mostra complessivamente:

- un approccio più completo e multidisciplinare, integrando un grande numero di gruppi fossiliferi e analisi differenti;
- un'eccellente successione ad ammoniti, con un registro fossilifero completo e ben conservato;
- i migliori dati in relazione al contenuto microfossilifero (foraminiferi e nannoplankton);
- un buon registro a invertebrati, in particolare belemniti, che forniscono importanti contributi biostratigrafici e paleogeografici.

Studi isotopici e magnetostratigrafici sono stati condotti in tempi più recenti e hanno consentito un più ampio potenziale per correlazioni a livello globale (Page *et al.*, 2009).

I risultati di questi studi interdisciplinari indicano che la sezione di Redcliff presenta la sequenza più completa per il limite Calloviano-Oxfordiano nota in Gran Bretagna e confermano il potenziale di questa sezione come candidato ideale per il GSSP per la base del Piano Oxfordiano del Sistema Giurassico.

4.2 IL PIANO OXFORDIANO. SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI ADOTTATI

In tutte le province paleobiogeografiche l'Oxfordiano è tripartito nei sottopiani inferiore, medio e superiore. Fino al 1962, invece, con questo termine veniva considerata solo la parte inferiore dell'attuale Oxfordiano (Enay *et al.*, 1971).

Durante il Calloviano superiore e l'Oxfordiano inferiore l'area occidentale della Tetide è caratterizzata da un alto grado di mescolamento delle faune Boreali, Submediterranee e Mediterranee, con una massiccia espansione dei Cardioceratidae boreali dalle aree della Provincia Artica attraverso l'Europa sino al SE della Francia (Page *et al.*, 2009). Questo particolare "mix" ha messo in contatto faune di province diverse e ha consentito una dettagliata correlazione tra aree differenti tra loro. La biostratigrafia delle province Mediterranea e Submediterranea è basata sulla successione di specie di famiglie e sottofamiglie differenti, mentre per la Provincia Boreale la scala biostratigrafica adottata è saldamente basata sulle successioni dei Cardioceratidae (Sykes & Callomon, 1979; Birkelund & Callomon, 1985).

Nella Provincia Submediterranea le scale biostratigrafiche adottate sono due, una basata sulle famiglie di Perisphinctidae, largamente dominanti in tutta la Provincia (Oloriz, 1978), l'altra sulla successione delle specie del genere *Passendorferia* così come proposto da differenti autori (Brochwicz-Lewinski, 1973; Meléndez, 1989; Meléndez & Fontana, 1993; Fözy & Meléndez, 1996; D'Arpa & Meléndez, 2001). Per la Provincia Mediterranea, dal momento che spesso i Perisphinctidae sono scarsamente presenti, è stata utilizzata la successione delle specie del genere *Passendorferia*. È stata infatti individuata una relazione tra le successioni delle specie di Perisphinctidae e di Passendorferiinae (Brochwicz-Lewinski, 1973; Meléndez, 1989; D'Arpa & Meléndez, 2004) che rende possibili le correlazioni tra le province Mediterranea e Submediterranea.

Recentemente, lo studio di alcune sezioni giurassiche tipiche della Provincia Mediterranea in Sicilia Occidentale (D'Arpa & Meléndez, 2001, 2002) ha permesso di caratterizzare con precisione biozone e sottobiozone dell'Oxfordiano medio e superiore con la successione delle specie del genere *Gregoryceras* e con quelle del genere *Passendorferia*. Questa successione trae origine dagli schemi biostratigrafici di Meléndez (1989), Meléndez & Fontana (1993), Cariou & Hantzpergue (1997), Matyja & Wierbowski (1997), Caracuel *et al.* (2000) ed ha consentito di effettuare correlazioni biostratigrafiche tra le province Mediterranea e Submediterranea per le successioni oxfordiane anche in assenza delle Passendorferiinae (D'Arpa, 2003; D'Arpa & Meléndez, 2004) (Fig. 13).

4.2.1 DISCUSSIONE

L'intervallo temporale compreso tra il Calloviano medio e la parte inferiore dell'Oxfordiano medio è caratterizzato da un ampio gap sia stratigrafico (assenza di registrazione stratigrafica) che registrativo (assenza delle corrispondenti associazioni ad ammoniti). Fa eccezione la successione di C.da Diesi pertinente il Dominio Saccense dove tassi elevati di Perisphinctinae e alcune forme di Oppedidae evidenziano una chiara connessione biogeografica tra l'area del Dominio Saccense e le piattaforme epicontinentali del Sud Europa e della parte occidentale della Tetide (Spagna orientale),

Dall'Oxfordiano medio in poi (Biozona Trasversarium) tutte le associazioni ad ammoniti delle successioni siciliane mostrano una dominanza dei rappresentanti tetidei dei Phylloceratina e Passendorferiinae, mentre diminuiscono significativamente gli Oppedidae ed i Perisphinctinae submediterranei. Un cambiamento, osservato anche in altre piattaforme epiocceane della Tetide, che indicherebbe un graduale individualismo delle paleoprovince Mediterranea e Submediterranea probabilmente a seguito dello stabilirsi di una barriera paleogeografica tra i margini settentrionale e meridionale della Tetide stessa. Questa barriera è da ricercarsi presumibilmente (D'Arpa *et al.*, 2006; Zarcone, 2008; Zarcone & Di Stefano, 2010), nell'emersione della Piattaforma Carbonatica Panormide che ha condotto a un relativo isolamento ed evoluzione *in situ* di gruppi mediterranei nelle piattaforme epiocceane della Tetide meridionale e ostacolato, di fatto, la diffusione di tipiche faune submediterranee in queste aree. La stessa, a sua volta, dovrebbe avere permesso una sporadica dispersione biogeografica o anche

tafonomica, mediante deriva post-mortem, di elementi mediterranei verso le basse piattaforme epicontinentali del margine settentrionale della Tetide.

		Provincia Submediterranea		Provincia Mediterranea	
		ZONAZIONE CON I PERISPINCTIDAE		SUCCESSIONE DEL GENERE PASSENDORFERIA	SUCCESSIONE DEL GENERE GREGORYCERAS
OXFORDIANO SUPERIORE	BIMAMMATUM	BIMAMMATUM			
		HYPSELUM			
	BIFURCATUS	GROSSOUVREI		UPTONIOIDES TERESIFORMIS	FOUQUEI
		STENOCYCLOIDES		TORCALENSE	AFF. FOUQUEI
OXFORDIANO MEDIO	TRANSVERSARIUM	ROTOIDES		ERYCENSIS	TRANSVERSARIUM
		SCHILLII			
		LUCIAEFORMIS		ZIEGLERI	RIAZI
		PARANDIERI			ROMANI
	PLICATILIS	ANTECEDENS		TENUIS	TOUCASIANUM
OXFORDIANO INFERIORE	CORDATUM	CORDATUM	CLAROMONTANUS		
		COSTICARDIA			
		BUKOWSKII			
	MARIAE	MARIAE	?		
		CARDIOCERATIDAE	PERISPINCTIDAE		

Fig. 13. Schema biostratigrafico proposto la Provincia Mediterranea e correlazioni con la Provincia Submediterranea (modificato da D'Arpa & Meléndez, 2004).

4.3 IL LIMITE OXFORDIANO-KIMMERIDGIANO

Il problema del limite Oxfordiano-Kimmeridgiano è attualmente oggetto di accessi dibattiti, ancora non del tutto risolti.

Storicamente, la prima definizione di questo limite è stata fatta da Salfeld (1913) alla base della Kimmeridge Clay Formation presso Ringstead Bay nel Dorset meridionale (Inghilterra). Questo limite, corrispondente attualmente alla base della Biozona Baylei riportata negli schemi zonali delle successioni faunistiche della provincia subboreale, è stato in origine definito dalla sostituzione dei rappresentanti del genere *Ringsteadia* con quelli del suo discendente, *Pictonia* tra cui *P. baylei* Salfeld e *P. densicostata* (Salfeld MS) Buckman.

All'interno della Provincia Submediterranea, il limite Oxfordiano-Kimmeridgiano è stato per lungo tempo incerto; solo nel 1961 esso venne posto da Geyer alla base della Biozona Platynota, con una decisione accettata quasi all'unanimità dal G.F.E.J. (Groupe Français d'Etude du Jurassie) nel 1971.

Questa definizione è stata rimessa in causa da Sykes & Callomon (1979) a seguito di una zonazione boreale basata sui Cardioceratidi, in particolare sulla presenza di faune ad *Amoeboceras* nell'Oxfordiano superiore e nel Kimmeridgiano basale in alcune successioni submediterranee di Svizzera, Polonia e SE della Francia.

Come vari autori riportano (Schweigert & Callomon, 1997; Matya & Wierzbowski, 1997) i due limiti (base Baylei e base Platynota) non coinciderebbero nel tempo l'intervallo stratigrafico tra di essi si è andato via via modificando e abbassando fino a coprire parte dell'Oxfordiano superiore negli schemi biozonali. Così, negli schemi biozonali proposti da Ziegler (1964) e Birkelund & Callomon (1985) il limite Oxfordiano/Kimmeridgiano è posto alla base della Sottobiozona Galar (parte alta della Biozona Planula), mentre in quelli di Wierzbowski (1991) e Atrops *et al.* (1993a) tale limite è posto alla base della Biozona Planula (Fig. 14).

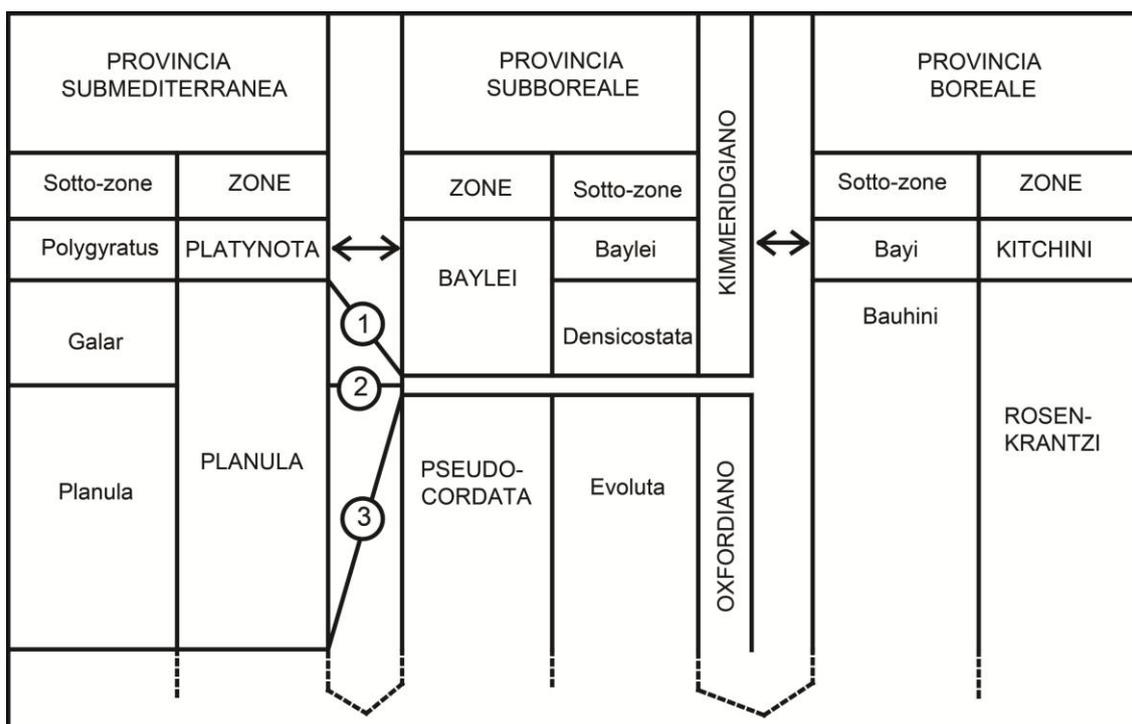


Fig. 14. Limite Oxfordiano/Kimmeridgiano. Equivalenze e scelte di un limite comune all'interno dei domini tetideo e boreale. 1) Equivalenza classicamente accettata da Geyer (1961), G.F.E.J. (1971); 2) Equivalenza secondo Arkell (1956), Ziegler (1964), Birkelund & Callomon (1985). 3) Equivalenza proposta da Wierzbowski (1991), Atrops *et al.*, 1993 (modificato da Hantzpergue *et al.*, 1997).

Un importante contributo all'individuazione di questo limite è stato quello di Schweigert & Callomon (1997) sulla base del corretto posizionamento della specie *Amoeboceras bauhini* (Oppel). Questo taxa, presente nella Provincia Subboreale ma distribuito anche in quella Submediterranea costituisce, insieme a *Pictonia densicostata* (Salfeld MS) Buckman, l'associazione faunistica caratteristica atta a definire l'Orizzonte Densicostata alla base della Biozona Baylei nel Kimmeridgiano inferiore (Sykes & Callomon, 1979; Birkelund & Callomon, 1985; Schweigert & Callomon, 1997).

Il rinvenimento dell'orizzonte tipo di *A. bauhini* (Oppel) e la sua corretta identificazione nella parte superiore della Sottozona Hauffianum (Oxfordiano superiore, parte alta della Biozona Bimammatum) in alcune località nel sud-ovest Germania (Schweigert, 1995; Schweigert & Callomon, 1997) e, successivamente, anche in Polonia (Matyja & Wierzbowski, 1997) hanno fornito un contributo significativo ai fini di una correlazione con la Provincia Submediterranea. Infatti, la comparsa di questa specie di pertinenza subboreale in associazione con i taxa submediterranei *Taramelliceras hauffianum* (Oppel) e *Orthosphinctes tiziani* (Oppel) ha fornito un prezioso strumento per le correlazione a lunghe distanze tra i regni boreale e tetideo.

È stato, quindi, proposto di impostare il limite Oxfordiano-Kimmeridgiano all'interno della successione biozonale classicamente oxfordiana, o alla base del Biozona Planula oppure alla base dell'Orizzonte Bauhini (coincidente anche con il range di *T. hauffianum* e *O. tiziani*) corrispondente alla parte superiore della Sottozona Hauffianum, alta Biozona Bimammatum nella Provincia Submediterranea (Schweigert & Callomon, 1997) (Fig. 15).

Bifurcatus	Steno. Gross.	in Südwestdeutschland noch nicht untersucht		Cautisnigr.	Serratium	Subzonen nicht differenziert*	Oxfordium s. angl.
Bimammatum	Hypsel. Bim. Hauff.	semimammatum		Pseudocordata	Reg. Rosenkr.	Subzonen nicht differenziert*	Oxfordium s. angl.
		berrense					
		bimammatum					
		tizianiformis					
Planula	Planula	tonnerrense		Baylei	Bauhini	Subzonen nicht differenziert*	Kimmeridgium
		planula					
		schroederi					
		wenzeli					
Platy.	"Orth."	Submediterranean		Cym.	Kitchini	Rup.	Kimmeridgium
		subtilicaelatum					
Galar	Galar	falcula		Cym.	Kitchini	Rup.	Kimmeridgium
		wenzeli					
Subboreal	Subboreal	normandiana		Cym.	Kitchini	Rup.	Kimmeridgium
		baylei					
Subboreal	Subboreal	densicostata		Cym.	Kitchini	Rup.	Kimmeridgium
		evoluta					
Subboreal	Subboreal	pseudocordata		Cym.	Kitchini	Rup.	Kimmeridgium
		pseudoyo					
Subboreal	Subboreal	caledonica		Cym.	Kitchini	Rup.	Kimmeridgium
		rupellense					
Subboreal	Subboreal	inconstans		Cym.	Kitchini	Rup.	Kimmeridgium
		rupellense					

Fig. 15. Correlazione tra gli schemi biozonali submediterranei e subboreali al limite Oxfordiano/Kimmeridgiano (modificato da Schweigert & Callomon, 1997).

Un ulteriore apporto all'identificazione del limite Oxfordiano/Kimmeridgiano è stato suggerito di recente (Matyja *et al.* 2006; Wierzbowski *et al.* 2006) con la proposta di istituire il GSSP del Kimmeridgiano inferiore alla base della Staffin Shale Formation presso Flodigarry (Staffin Bay, Isola di Sky) in Scozia, in quanto la successione identificata in origine da Salfeld (1913) non soddisfaceva molti dei criteri principali previsti da Remane *et al.* (1996) richiesti per la corretta individuazione di un GSSP.

La successione di Flodigarry, studiata in passato da diversi autori (Sykes & Callomon, 1979; Wright, 1989, 2001; Morton & Hudson, 1995; Hesketh & Underhill, 2002) presenta una ricca associazione ad ammoniti di affinità Boreale e Subboreale ed ha

permesso una dettagliata correlazione cronostratigrafica tra gli schemi biozonali di queste Province (Fig. 16).

STAGE	Boreal		Sub-Boreal		Sub-Mediterranean		
	zone	subzone	zone	subzone	zone	subzone	
KIMMERIDGIAN (pars)	Kitchini	Modestum	Mutabilis (pars)		Hypselocyclum (pars)	Lothari	
		Subkitchini	Cymodoce		Platynota	Guilherandense Desmoides Polygyratus	
	Bauhini		Baylei	Normandiana	Planula	Galar Planula	
				Densicostata		Bimammatum	Hauffianum Bimammatum
OXFORDIAN (pars)	Rosenkrantzi	Rosenkrantzi	Pseudocordata	Evoluta	Bimammatum		Hypselum
		Marstonense		Pseudocordata			
	Regulare				Pseudoyo	Bifurcatus	Grossouvrei Stenocycloides
					Caledonica		
	Serratum	Serratum	Cautisnigrae	Variocostatus	Transversarium (pars)	Rotoides Schilli	
		Koldeweyense		Cautisnigrae			
Glosense	Glosense		Nunningtonense				
	Ilovaiskii						

Fig. 16. Schema biozonale di una porzione del Giurassico Superiore per le Province Boreale e Subboreale e correlazioni con quello proposto per la Provincia Submediterranea. Sintesi degli schemi biozonali proposti da Matyja & Wierzbowski, 1997 (a sinistra), Wright, 2003 (al centro) e Matyja *et al.*, 2006 (a destra) (da Wright, 2010).

Nel 2007 la sezione di Flodigarry è stata accettata dal Kimmeridgian Working Group come GSSP per il Piano Kimmeridgiano, decisione che si è andata ad aggiungere a quella presa nel 2006, in accordo con l'International Subcommission on Jurassic Stratigraphy, in relazione all'identificazione del limite inferiore della Zona Baylei come standard primario alla base degli schemi biozonali subboreali di questo Piano.

Ciò nonostante, molti problemi restano ancora irrisolti. Uno di questi è legato alla scelta dell'orizzonte faunistico per la definizione della base della Biozona Baylei. Ad oggi, infatti, tra i membri del Kimmeridgian Working Group non vi è un accordo unanime relativamente ai due orizzonti faunistici sinora proposti - l'Orizzonte Flodigarriensis (con la comparsa di *Pictonia flodigarriensis* Matyja & Wierzbowski, 2006) e l'Orizzonte Densicostata (con la comparsa di *Pictonia densicostata*) – a causa di problemi legati al potenziale di correlazione di questi orizzonti, oltre che a problemi di

carattere biostratigrafico, chemiostratigrafico e magnetostratigrafico (Wierzbowski, 2008). Entrambi questi orizzonti possono essere distinti nella sezione di Staffin Bay, nella parte inferiore della Sottozona Densicostata (parte inferiore della Zona Baylei), con l'Orizzonte Flodigarriensis che giace circa 2 metri direttamente sotto l'Orizzonte Densicostata.

L'incertezza sul potenziale di correlazione di questi due orizzonti si riferisce all'individuazione del limite Oxfordiano-Kimmeridgiano nelle successioni afferenti le altre Paleoprovince, in particolare, quella Submediterranea e Mediterranea (Wierzbowski, 2010). Secondo alcuni autori, una soluzione a tale quesito consisterebbe nell'uso del registro Boreale e Subboreale ad ammoniti studiato recentemente in alcune successioni submediterranee in Europa, in particolare in Polonia e in Germania meridionale (Głowniak *et al.*, 2010; Wierzbowski *et al.*, 2010).

Così, sulla base delle correlazioni tra gli schemi biozonali proposti da questi autori per le province Subboreale/Boreale e Submediterranea, tale limite corrisponderebbe (Fig. 17):

- alla parte inferiore della Sottozona Bimammatum (Oxfordiano superiore), se la base della Zona Baylei fosse posta in corrispondenza dell'Orizzonte Flodigarriensis,
oppure
- alla parte inferiore della Sottozona Hauffianum, o alla parte superiore della Sottozona Bimammatum, se la base della Zona Baylei fosse posta in corrispondenza dell'Orizzonte Densicostata.

Zone e Sottozone		Range delle ammoniti		Commenti
B i m a m a t u m	Hauffianum	(3) <i>Proxasemia</i>	(3)	intervallo stratigrafico in cui si estende la base dell'Orizzonte Densicostata
	Bimammatum	(3) <i>Pictonia densicostata</i>	(3)	
Hypselum	(2) <i>Microbiplices</i>	(2) <i>Amoeboceras (Plasmatites) praebauhini</i>	(2)	intervallo stratigrafico in cui si estende la base dell'Orizzonte Flodigarriensis
		(2) <i>Amoeboceras (Plasmatites) lineatum</i>	(2)	
Bifurcatus (pars)		" <i>A. bauhini</i> ähnlicher Morphotyp"	(3)	?
		(1) <i>Amoeboceras rosenkrantzi</i>	(5)	
			(6)	
			(4)	

Fig. 17. Distribuzione delle ammoniti ad affinità Boreale/Subboreale nelle successioni Submediterranee e posizione approssimata del limite Oxfordiano/Kimmeridgiano basato sugli orizzonti a *Pictonia*. Distribuzione delle ammoniti tratta da: (1) Matyja & Wierzbowski, 1994; (2) Matyja & Wierzbowski, 1998; (3) Matyja & Wierzbowski, 1997; (4) Matyja & Wierzbowski, 2002; (5) Schweigert, 2000; (6) Schweigert & Callomon (1997) (modificato da Wierzbowski *et al.*, 2010).

Tuttavia, la scelta di posizionare il limite Oxfordiano/Kimmeridgiano alla base dell'Orizzonte Flodigarriensis (corrispondente alla comparsa della nuova specie *P. flodigarriensis* nella sezione di Flodigarry) è stata rigettata da molti membri del

Kimmeridgian Working Group poiché renderebbe quasi impossibile una correlazione a scala globale in quanto questo orizzonte non è identificato al di fuori della sezione-tipo.

La correlazione sarebbe, invece, possibile ponendo la base del Kimmeridgiano in corrispondenza dell'Orizzonte Densicostata, orizzonte inferiore della Biozona Baylei, così come proposto da Schweigert & Callomon (1997) (vedi Fig. 15). In questo caso, all'interno della Provincia Submediterranea, il limite coinciderebbe con la parte superiore della Sottozona Hauffianum, corrispondente esattamente all'Orizzonte Bauhini così come definito dagli stessi autori (Schweigert, 1995; Schweigert & Callomon, 1997) (G. Meléndez, comun. pers.).

In conclusione, in attesa di una decisione formale da parte del Kimmeridgian Working Group, in questo lavoro si è deciso di porre il limite Oxfordiano/Kimmeridgiano in corrispondenza della base della Sottozona Hauffianum della Provincia Submediterranea, così come evidenziato da Wright (2003) (Fig. 18).

		PROVINCIA SUBMEDITERRANEA		PROVINCIA SUBBOREALE	
		SOTTOZONE	ZONE	SOTTOZONE	ZONE
GIURASSICO SUPERIORE	Kimmeridgiano inferiore (pars)	<i>Guilherandense</i>	PLATYNOTA		CYMODOCE (pars)
		<i>Desmoides</i>			
		<i>Polygyratus</i>			
		<i>Galar</i>	PLANULA	<i>Normandiana</i>	BAYLEI
		<i>Planula</i>		<i>Baylei</i>	
		<i>Hauffianum</i>		<i>Densicostata</i>	
	Oxfordiano superiore	<i>Bimammatum</i>	BIMAMMATUM	<i>Evoluta</i>	PSEUDO-CORDATA
		<i>Hypselum</i>		<i>Pseudocordata</i>	
		<i>Grossouvrei</i>		<i>Pseudoyo</i>	
		<i>Stenocycloides</i>	BIFURCATUS	<i>Caledonica</i>	CAUTISNIGRAE (pars)
		<i>Variocostatus</i>			

Fig. 18. Correlazione degli schemi zonali dell'Oxfordiano superiore/Kimmeridgiano inferiore per le province Sub-Mediterranea e Sub-Boreale e posizionamento del limite Oxfordiano/Kimmeridgiano adottato in questo testo (modificato da Wright, 2003).

4.4 IL KIMMERIDGIANO

Il Kimmeridgiano (Fig. 19) si distingue per un incremento del provincialismo delle faune. I Regni Tetideo e Boreale sono nettamente separati da un'area intermedia, il Bioma Franco-Germanico, un'area di sovrapposizione tra le faune submediterranee e subboreali ma caratterizzata da forme endemiche di Aspidoceratidi, Aulacostephanidi e Perisphinctidi (Hantzpergue, 1989).

Durante questo lasso di tempo l'Europa occidentale è suddivisa, con un andamento latitudinale nord-sud, in quattro entità paleobiogeografiche.

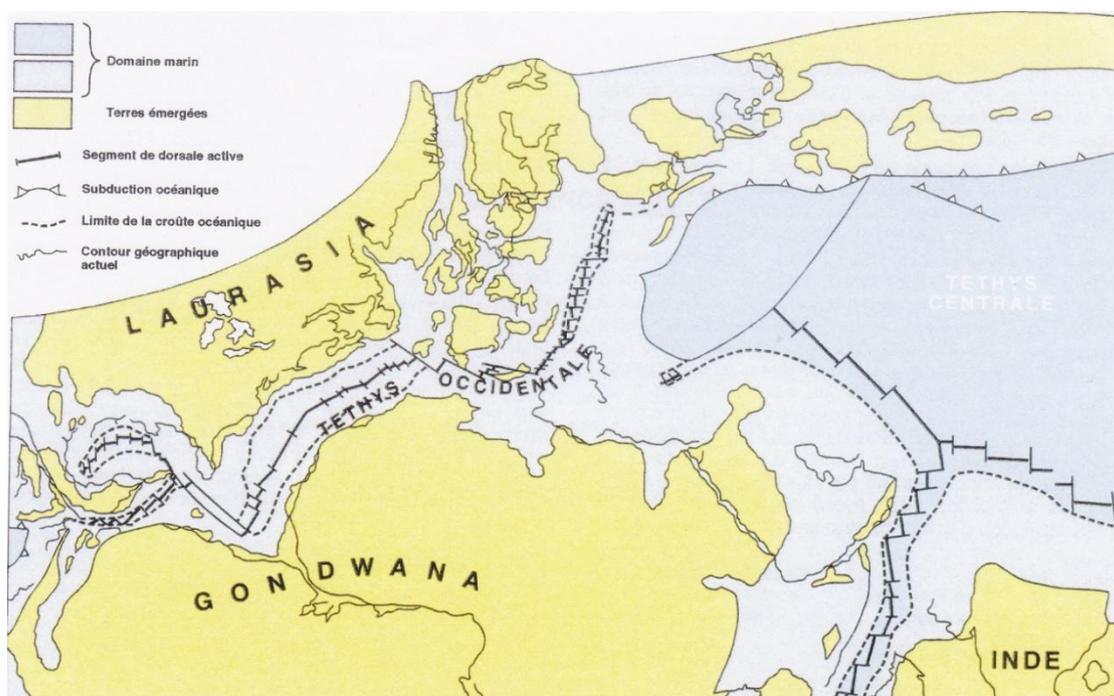


Fig. 19. Paleogeografia della Tetide Occidentale nel Kimmeridgiano inferiore: 146-144 Ma (da Cecca *et al.*, 1983).

La Provincia Subboreale è caratterizzata dai Cardioceratidi e Aulacostephanidi. Il Bioma Franco-Germanico presenta una dinamica biogeografica ritmica per l'alternanza di influenze mesogee o boreali e per lo sviluppo episodico di popolazioni endemiche di origine sia tetidea che boreale.

Le province Submediterranea e Mediterranea sembrano essere in gran parte legate a condizioni ambientali, in particolare alla profondità. Le associazioni faunistiche sub mediterranee sono dominate dagli Ataxioceratidae ed esprimono verosimilmente ambienti meno profondi rispetto a quelli della provincia mediterranea (Hantzpergue *et al.*, 1997).

Queste particolarità biogeografiche tra le quattro paleobioprovincie hanno portato all'utilizzo di altrettante scale biogeografiche dove, tuttavia, le corrispondenze sono stabilite solo parzialmente. Resta, infatti, ancora da chiarire il sincronismo del limite inferiore dello stratotipo e, soprattutto, il limite relativo alle Biozone Planula e Platynota per la provincia Submediterranea (Sykes & Callomon, 1979; Hantzpergue, 1987; Wierzbowski, 1991).

4.5 SCHEMA BIOZONALE AD AMMONITI ADOTTATO PER LA PROVINCIA MEDITERRANEA

Durante il Giurassico Superiore, a causa del già citato provincialismo faunistico delle ammoniti, sono stati realizzati schemi biozonali standard separati per ciascuna provincia.

Gli schemi biozonali proposti per il Kimmeridgiano nella Provincia Mediterranea (Oloriz, 1978; Pavia *et al.*, 1987; Sarti, 1993) sono coincidenti con quelli proposti da vari autori per la Provincia Submediterranea (tra cui Geyer, 1961; Enay *et al.*, 1971; Atrops, 1982), con differenze legate alla distribuzione delle specie-indice nelle due Paleoprovince (Fig. 20).

In relazione alle problematiche relative al posizionamento del limite Oxfordiano/Kimmeridgiano precedentemente descritte, viene di seguito riportata una dettagliata descrizione della biozonazione del Kimmeridgiano nella provincia Mediterranea.

L'attento esame sulle differenti proposizioni biozonali esistenti per il limite Oxfordiano-Kimmeridgiano ha permesso di redigere uno schema biostratigrafico più consono possibile al registro sedimentologico e paleontologico delle successioni siciliane, tipiche della Provincia Mediterranea (Fig. 21).

Sous-étages	DOMAINE TÉTHYSIEN				BIOME FRANCO-GERMANIQUE				DOMAINE BORÉAL			
	Province méditerranéenne (Espagne méridionale, Italie NE)		Province subméditerranéenne (Espagne septentrionale, SE France, Souabe-Franconie)		Province subboréale (Grande-Bretagne, Bouchonnais, Normandie)							
ZONES	Sous-zones et Horizons	ZONES	Sous-zones	Horizons	Sous-zones	Horizons	Sous-zones	ZONES	Horizons	ZONES	Horizons	
Kimmeridgien supérieur	BECKERU PRESSULLUM	BECKERI	ε ₂	S ₁	Catalanicum	Irias	Irias	AUTISSHO-DORENSIS	non détaillé	AUTISSHO-DORENSIS	non détaillé	
			ε ₁	S ₂	Sertatum	Autissiodorensis	Autissiodorensis	Autissiodorensis				
				S ₃	Subsermela	Yo	Contéjeani	Contéjeani				
	CAVOURI	EUDOXUS	EUDOXUS	δ ₄	Pedimopleura	Quercinum	Quercinum	Caletanum	EUDOXUS	non détaillé	EUDOXUS	non détaillé
							Caletanum	Caletanum	Orthocera			
				δ ₃			Calvescens	Hybridus	Orthocera			
	COMPSUM/ACANTHICUM	ACANTHICUM	ACANTHICUM	δ ₂		Schilleri	Schilleri	Lallierianum	MUTABILIS	non détaillé	MUTABILIS	non détaillé
							Lallierianum	Lallierianum	Mutabilis			
				δ ₁			Mutabilis	Ancinatus	Decimonotus			
Kimmeridgien inférieur	DIVISUM/HERBICHI	DIVISUM	γ ₆	Ublandi	I. balderni	Chateaufortensis	Chateaufortensis	CYMODOCE	non détaillé	CYMODOCE	R. askeptus R. evoluta R. involuta	
			γ ₅	Terniosstatum		Discoides	Chateaufortensis					Aokeptus
						Discoides	Chateaufortensis					Mancata
	STROMBECKI	HYPSEL-CYCLUM	HYPSEL-CYCLUM	γ ₄	Lothari	Perayensis	Perayensis	Achilles	non détaillé	non détaillé	non détaillé	R. cymodoce R. incostans
				γ ₃		Semscutatum	Discoidale	Achilles				
				γ ₂		Hypselocyclus	Hypselocyclus	Cymodoce				
	PLATYNOTA (DESMOHIDES) SILENUM	PLATYNOTA	PLATYNOTA	γ ₁	Hippolytense	Livosense	Altenense	Ruppellense	non détaillé	non détaillé	non détaillé	P. baylei P. densicostata
						Gaillierandense	Gaillierandense	Virgatoides				
				γ ₆	Desmoïdes	Enayi	Ruppellense					

Fig. 20. Sintesi degli schemi biozonali per il Kimmeridgiano nelle varie paleoprovince: (1) OLORIZ, 1978; (2) PAVIA *et al.*, 1987; SARTI, 1993; (3) ENAY *et al.*, 1971; Souabe, GEYER, 1961; (5) Franconie, ADLINGER, 1945; (6) ATROPS, 1982; (7) HANTZPERGUE, 1979, 1987, 1989; (8) BIRKELUND *et al.*, 1983; (9) SCHWEIGERT, 1993) (da Hantzpergue *et al.*, 1997).

4.5.1 KIMMERIDGIANO INFERIORE

Biozona Planula

Specie indice: *Subnebrodites planula* Wegele

La Biozona Planula è caratterizzata dalla scomparsa del genere *Epipeltoceras* e dalla successiva comparsa del genere *Subnebrodites*. Nelle province Mediterranea e Submediterranea sono presenti soprattutto gli Ataxioceratina (*Orthosphinctes* e *Lithacosphinctes*) tra i quali spicca *Orthosphinctes (Praeataxioceras) laufenensis* (Siemiradzki). Molto numerosi gli esemplari del genere *Physodoceras*, caratterizzati dalla forma globosa e da una fila di tubercoli periombelicali.

Così come esposto a pag. 48, si è deciso di porre il limite Oxfordiano/Kimmeridgiano in corrispondenza della base della Sottozona Hauffianum. In questa sottozona scompare definitivamente il genere *Epipeltoceras* ma persiste la specie *Ochetoceras marantianum* (d'Orbigny). Gli Haploceratidae sono abbondantemente rappresentati, comprese le specie *Glochiceras modestiforme* (Opper), *G. lingulatum* (Quenstedt), *Ochetoceras semifalcatum* (Opper), ecc.

Orthosphinctes tiziani (Opper) è associato a *O. colubrinus* (Reinecke) e a *O. greidingensis* (Wegele), specie caratteristica di questo livello (Atrops & Meléndez, 1991).

Biozona Platynota

Specie indice: *Sutneria platynota* (Reinecke)

Questa biozona è caratterizzata dalla presenza di rari Ataxioceratinae associati a *Physodoceras circumspinosum* (Quenstedt) e dai primi esemplari del sottogenere *Idoceras (Lessinicerases)*.

Tuttavia, la specie indice (*Sutneria platynota*) nella Provincia Mediterranea è generalmente rara o assente, cosa che ha giustificato l'individuazione di una Biozona Desmoides (Sapunov, 1977) o una Biozona Silenum (Sarti, 1993). Quest'ultima è contraddistinta, alla base, dalla comparsa di *Sowerbyceras silenum* e dalla presenza di *Benetticeras vaii* specie che con il suo LAD, e con i LAD di *Trenerites* e *Benacoceras*, indica il tetto della Biozona. All'interno della Biozona Silenum Sarti (1993) individua la Sottobiozona Trenerites, corrispondente alla seconda metà della biozona e caratterizzata dalla presenza di diverse specie di *Trenerites* e di *Lessinicerases raschii*. *Benacoceras* e *Trenerites* scompaiono al tetto della subzona che coincide con il tetto della biozona.

Biozona Strombecki

Specie indice: *Taramelliceras (Metahaploceras) strombecki* (Oppel)

Nella Biozona Strombecki (equivalente alla Biozona Hypselocyclum di Atrops, 1982), zona di distribuzione della specie *Taramelliceras (M.) strombecki*, sono abbondanti *Nebroditis* e *Aspidoceras*, gli *Ataxioceras* s.l. sono assenti mentre persistono gli *Orthosphinctes*. Viene distinta in due sottozone: una inferiore, caratterizzata dalla presenza di *Lessinicerias raschii* (Sarti, 1993) e corrispondente all'Orizzonte *Orthosphinctes* riconosciuto da Pavia *et al.*, (1987), e una superiore, Sottozona Stenonis (Pavia *et al.*, 1987), segnata dalla comparsa dei primi *Crussoliceras* e *Garnierisphinctes* associati a *Pseudosimoceras stenonis* (Gemmellaro) e a *Taramelliceras (M.) nodosiusculum* (Fontannes). I *Nebroditis* e gli *Aspidoceras* s.l. sono molto abbondanti.

Biozona Divisum

Specie indice: *Crussoliceras divisum* (Quensted)

La Biozona Divisum è marcata dall'acme di *Crussoliceras*, *Garnierisphinctes* e *Taramelliceras trachinotum* e dallo sviluppo del genere *Progeronia*.

Le due sottozone in cui viene divisa, Divisum e Uhlandi, hanno lo stesso significato che nella provincia Submediterranea (Hantzpergue *et al.*, 1997). La prima è definita alla base dalla presenza di *Crussoliceras divisum* e dei *Crussoliceras* in genere, che qui raggiungono il loro acme. La seconda corrisponde alla parte superiore della Biozona e costituisce la *taxon range subzone* di *Orthaspidoceras uhlandi* (Oppel).

La Biozona Divisum corrisponde alla Biozona Herbichi di Sarti (1993) sebbene i limiti inferiori non siano coincidenti. Sarti, infatti, pone il limite inferiore della Biozona Herbichi coincidente con il limite inferiore della Sottozona Stenonis (Biozona Strombecki, vedi Fig. 20). L'Autore considera l'intera Biozona Herbichi come "Assemblage Zone dei *Presimoceras*" in quanto abbondanti ed esclusivi di questa biozona e distribuiti dalla base al tetto.

4.5.2 KIMMERIDGIANO SUPERIORE

Biozona Acanthicum

Specie indice: *Aspidoceras acanthicum* (Oppel)

Nella Biozona Acanthicum, corrispondente alla Biozona Compsum di Oloriz (1978), i *Nebroditis* sono molto abbondanti e diversificati. *Taramelliceras compsum* è frequente così come i generi *Aspidoceras* e *Progeronia*. Il tetto coincide con la scomparsa di *Aspidoceras acanthicum* e di tutti i *Nebroditis* e dalla comparsa di *Mesosimoceras* (Sarti, 1993).

Le sottozone Longispinum e Heimi, così definite per l'abbondanza, rispettivamente, di *Aspidoceras longispinum* (Sowerby) e di *Nebroditis heimi* (Favre), sono separate dall'Orizzonte Loryi (Sarti, 1993), segnato dall'acme di *Sowerbyceras loryi* (Munier-Chalmas).

Biozona Cavouri

Specie indice: *Mesosimoceras cavouri* (Gemmellaro)

La Biozona Cavouri (Oloriz, 1978) è segnata, alla base, da un importante rinnovamento faunistico. I *Nebroditis* vengono sostituiti dai *Mesosimoceras* che scompaiono al tetto della Biozona. Fanno la comparsa, oltre a *Mesosimoceras cavouri* (che definisce la base della Biozona), numerosi generi di Ataxioceratidae (*Pachysphinctes?*, *Biplisphinctes* e *Discosphinctoides*), Aspidoceratidae (*Aspidoceras hystricosum* (Quensted), *A. rafaeli* (Oppel), *Pseudowaagenia haynaldi* (Herbich) e *Taramelliceras* tra cui *T. compsum* (Oppel), *T. franciscanum* (Fontannes) e *T. platyconcha* (Gemmellaro).

Biozona Beckeri

Specie indice: *Hybonotoceras beckeri* (Neumayr)

La biozona Beckeri (o Pressulum secondo Sarti, 1993) è marcata, come nella Provincia Submediterranea, dalla comparsa del genere *Hybonotoceras*. Le faune sono, nel loro insieme, più ricche e più diversificate con vari esemplari di *Hybonotoceras* - tra cui *H. pressulum* (Neumayr), *H. verestoicum* (Herbich), *H. beckeri* (Neumayr) - *Aspidoceras rogoznicense* (Zeuschner), *Pseudowaagenia acanthomphala* (Zittel) e *Taramelliceras pugile pugile* (Neumayr) (Hantzpergue *et al.*, 1997).

In questa biozona i perisphinctidi raggiungono la maggiore abbondanza per il Kimmeridgiano, con moltissime specie di *Subplanites*, *Discosphinctoides*, *Virgalithacoceras*, *Lithacoceras*, *Pachysphinctes* e *Torquatisphinctes* che compaiono in questa biozona. Il tetto è indicato dalla scomparsa di *Hybonotoceras hybonotum* e degli *Hybonotoceras* kimmeridgiani (Sarti, 1993).

	PROVINCIA MEDITERRANEA	
	ZONE	Sottozone
KIMMERIDGIANO SUPERIORE	BECKERI	
	CAVOURI	
	ACANTHICUM	Heimi
		Loryi
		Longispinum
	KIMMERIDGIANO INFERIORE	DIVISUM
Divisum		
STROMBECKI		Stenonis
		Raschii
PLATYNOTA		Trenerites
PLANULA		Galar
		Planula
		Hauffianum

Fig. 21. Schema biozonale del Kimmeridgiano adottato in questo lavoro.

5. MATERIALI E METODI

5.1 STRATIGRAFIA

Le sezioni studiate (Cava ex-Capraria, Vallone San Vincenzo e Stretta Arancio) sono localizzate in un'area compresa tra i Comuni di Menfi, Sambuca di Sicilia, Santa Margherita Belice e Montevago, tutte ricadenti nella Provincia di Agrigento (Fig. 22).



Fig. 22. Sicilia sud-occidentale. Ubicazione delle successioni in esame.

Lo studio di dettaglio, focalizzato in particolare sulle porzioni di successione relative all'intervallo cronostratigrafico Calloviano-Kimmeridgiano, è consistito nella misurazione delle sezioni, nell'osservazione delle principali discontinuità, nel campionamento strato per strato, nell'analisi di facies e nella realizzazione log stratigrafici e biostratigrafici. L'analisi delle sezioni sottili ricavate dai campioni raccolti ha consentito lo studio delle microfacies basato sulle caratteristiche tessiturali e diagenetiche dei componenti. Per la classificazione dei carbonati si è utilizzato lo schema di Dunham (1962).

Lo studio tafonomico preliminare delle associazioni ad ammoniti (i cui criteri sono esposti più in dettaglio al paragrafo 5.4) è consistito nell'osservazione *in situ* dei caratteri direttamente osservabili nello strato.

Lo studio tassonomico, insieme all'attento esame sulle differenti proposizioni biozonali esistenti per il limite Oxfordiano-Kimmeridgiano per la Provincia

Mediterranea (Olòriz, 1978; Pavia *et al.*, 1987; Sarti, 1993), ha permesso di redigere uno schema biostratigrafico più consono possibile al registro sedimentologico e paleontologico delle successioni siciliane, tipiche di questa Provincia.

I dati stratigrafico-paleontologici ottenuti sono stati confrontati con quelli delle successioni di Contrada Diesi e Contrada Monzealese, due successioni note in letteratura e facenti parte dello stesso Paleodomino. Di esse è stata fornita una breve descrizione stratigrafico-paleontologica tratta dalla bibliografia.

5.2 COLLABORAZIONI INTERNAZIONALI

L'attività di ricerca si è avvalsa della collaborazione con i dottori Adam Tomasovych (University of Chicago-Department of the Geophysical Sciences) e Jan Schlögl (Comenius University of Bratislava-Department of Geology and Palaeontology), che ha consentito di confrontarsi sulle metodologie e sulle problematiche inerenti le successioni giurassiche di PCP e di implementare i dati desunti dalle successioni studiate.

Questa collaborazione, attualmente in progress ed estesa anche ad altre successioni affioranti nell'area di Sciacca, ha visto il gruppo di Palermo impegnato nello studio tafonomico e paleontologico delle associazioni ad ammoniti presenti in queste successioni, in particolare per l'intervallo Calloviano-Kimmeridgiano, e gli altri membri impegnati nell'analisi del tasso di sedimentazione e delle condizioni chimico-fisiche desumibili da alcune associazioni a molluschi, brachiopodi e cefalopodi del Baiociano, Batoniano e Titoniano.

Inoltre, durante questo corso di dottorato, è stato effettuato un soggiorno-studio di circa 3 mesi in Spagna presso l'Universidad de Zaragoza, Departamento de Ciencias de la Tierra, sotto la supervisione del Professore Guillermo Meléndez Hevia.

Questo studio ha consentito di confrontare le successioni giurassiche siciliane con quelle affioranti nella Regione di Aragona, nell'area compresa tra Saragozza e Teruel, e di effettuare correlazioni stratigrafiche, sedimentologiche e paleogeografiche.

5.3 CRITERI SEGUITI PER LO STUDIO TASSONOMICO

In questo paragrafo vengono esposti i criteri utilizzati per lo studio tassonomico sia degli esemplari di ammoniti presenti nelle collezioni storiche M. Gemmellaro e

Bruno (revisionate in questo lavoro di tesi) sia di quelli campionati nelle successioni in esame. Anche di questi ultimi infatti, sebbene non sia stata realizzata una scheda descrittiva, è stata effettuata un'attenta analisi tassonomica, con la misurazione dei parametri dimensionali e il confronto con il materiale presente nel Museo Gemmellaro di Palermo.

Con riferimento all'ordinamento sistematico ci si è basati sul quello proposto da Donovan *et al.* (1981) con i necessari riferimenti al Tretese di Arkell *et al.* (1957). Da quest'ultimo è stata tratta la terminologia utilizzata in questo lavoro.

Ciascuno degli esemplari è stato descritto e analizzato con riguardo alla morfologia originale della conchiglia (Fig. 23), alla sua forma, dimensione, ornamentazione, peristoma, linea di sutura (Fig. 24), ecc.

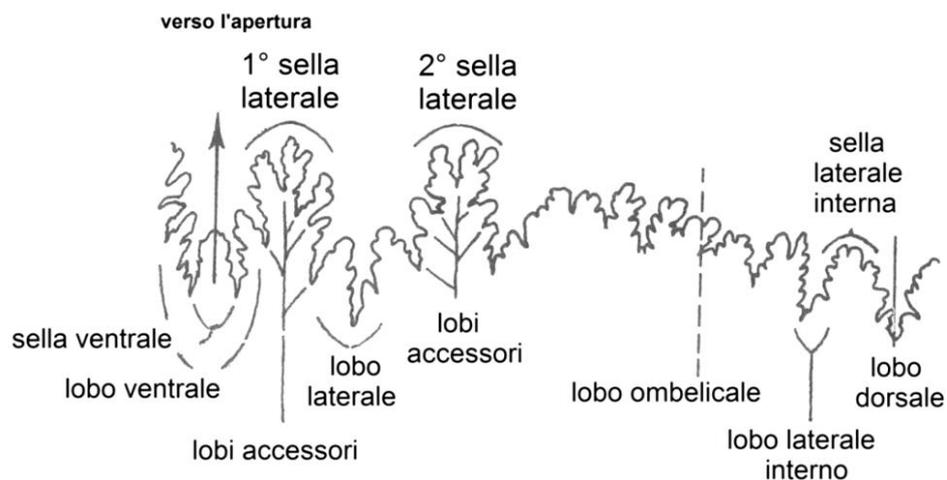
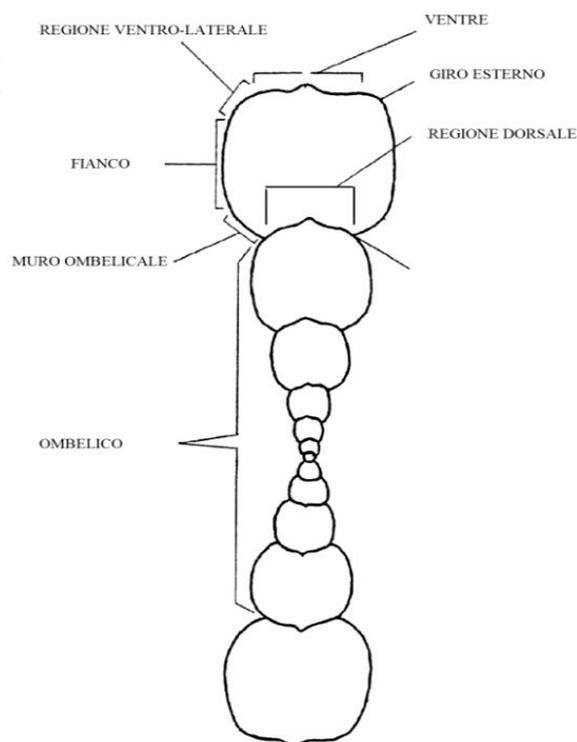


Fig. 23. Terminologia di una linea di sutura. La freccia a sinistra rappresenta la linea mediana del ventre, la linea parallela sulla destra rappresenta la linea mediana del dorso. La linea parallela tratteggiata in corrispondenza del lobo ombelicale separa le parti esterne ed interne della linea di sutura (modificato da Arkell *et al.*, 1957).

Fig. 24. Terminologia delle parti principali del guscio di un ammonite (modificato da Schlegelmilch, 1994).



I parametri morfometrici, espressi in millimetri, sono stati misurati tramite un calibro. Nel caso di esemplari provvisti di ornamentazione, le dimensioni (quali diametro della conchiglia, altezza e spessore del giro) sono state misurate sulla cresta delle coste.

Nelle schede sistematiche (capitolo 10) sono presenti i dati numerici che si riferiscono ai caratteri dimensionali di ogni singolo esemplare esaminato (Fig. 25). Questi sono indicati dalle seguenti abbreviazioni:

- D: diametro massimo della conchiglia, in corrispondenza del quale sono state effettuate le altre misurazioni;
- Wh: valore assoluto dell'altezza del giro;
- Wh/D: valore relativo dell'altezza del giro in rapporto al diametro corrispondente;
- Wb: spessore del giro;
- Wb/D: valore relativo dello spessore in rapporto al diametro corrispondente;
- Wb/Wh: valore relativo dello spessore del giro in rapporto all'altezza del giro corrispondente;
- Uw: larghezza dell'ombelico;

- U_w/D : valore relativo dell'ombelico in rapporto al diametro corrispondente.

Nel caso in cui non è stato possibile misurare alcuni parametri degli esemplari, nella tabella corrispondente è stato inserito il simbolo (-).

Inoltre sono state utilizzate le seguenti abbreviazioni:

- nei casi in cui l'attribuzione è dubbia, la citazione è contrassegnata con un punto interrogativo (?);
- cf.: dati insufficienti per una determinazione convinta oppure varianti morfologiche non canoniche;
- aff.: forma non riscontrabile nella letteratura conosciuta, di cui si dispongono esemplari e/o dati insufficienti per una determinazione convinta;
- gr.: gruppo. Associazione di morfologie diverse che possono essere incluse in una "categoria" con morfologia comune;
- M : macroconco;
- m : microconco.

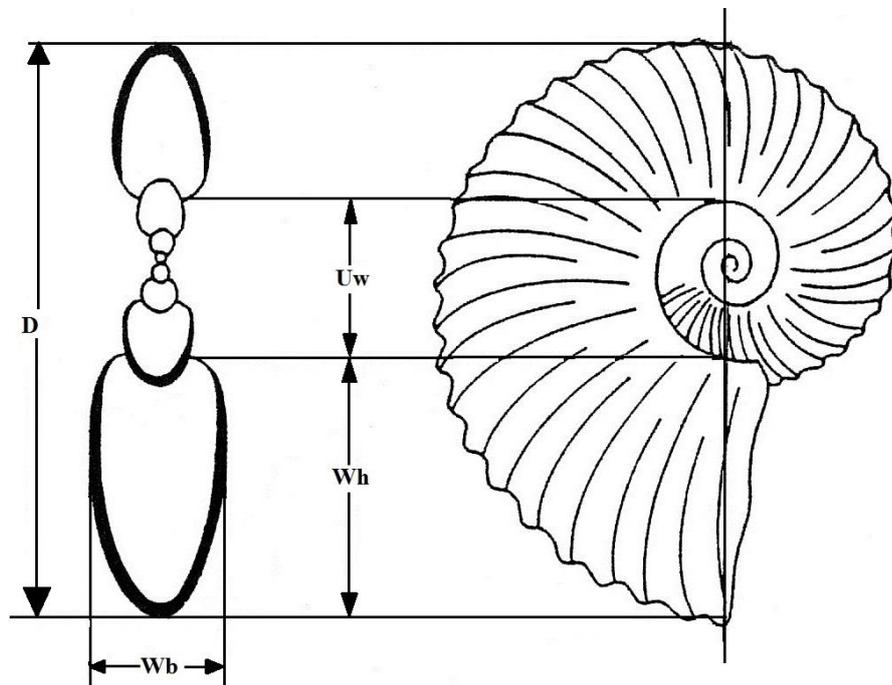


Fig. 25. Vista laterale e sezione di un ammonite. Sigle dei diversi parametri dimensionali misurabili (modificato da Schlegelmilch, 1994).

5.4 CRITERI SEGUITI PER LO STUDIO TAFONOMICO

Gli studi tafonomici condotti sulle associazioni campionate hanno fornito informazioni molto importanti sulle condizioni e il tasso di sedimentazione durante la deposizione delle successioni giurassiche, permettendo di stabilire la continuità della sedimentazione e registrazione paleontologica o la presenza di eventuali lacune stratigrafiche.

L'analisi tafonomica è stata portata avanti seguendo gli schemi e i criteri stabiliti da Fernández-López & Suárez Vega (1979) e Fernández-López (1985a, 1985b, 1990, 1995, 1997), autore che ha definito e sviluppato il concetto di rielaborazione tafonomica. Fernández-López, infatti, distingue tre processi e stadi meccanici di conservazione tafonomica (Fernández-López, 1984, 1985a, b, 2000):

- accumulazione;
- risedimentazione;
- rielaborazione.

Il primo termine viene utilizzato per indicare il processo di incorporazione nella litosfera di elementi tafonomici prodotti biologicamente (Efremov, 1940). Dopo essere stati accumulati, alcuni elementi conservati possono essere spostati sopra il substrato (rimozione o rimobilizzazione tafonomica). Se questo spostamento avviene prima del seppellimento si parla di risedimentazione. Si parla, invece, di rielaborazione tafonomica se questi resti, prima di essere spostati, vengono prima esumati (Fig. 26).

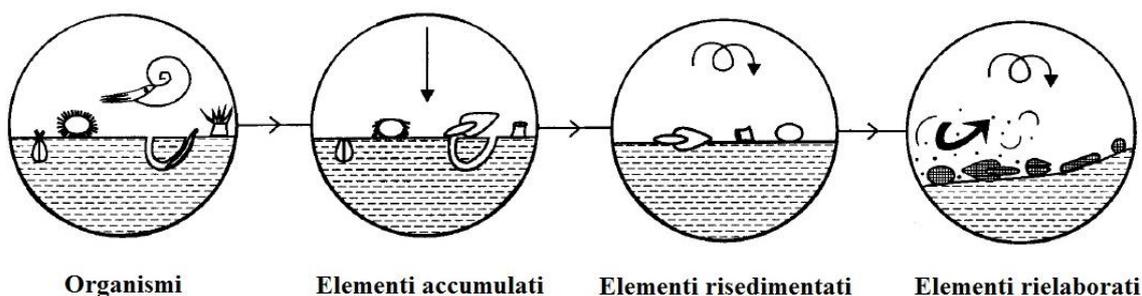


Fig. 26. Meccanismi di trasferimento e stati meccanici di conservazione. Dopo essere stati prodotti da organismi, gli elementi conservati si sono potuti accumulare su o in un substrato. Alcuni elementi sono rimasti conservati nel sito di produzione biogenica, come detriti generati all'interno del sedimento, altri invece possono essere spostati lateralmente e/o verticalmente prima di venire definitivamente sepolti. Quando questo spostamento si è verificato prima del seppellimento, gli elementi sono risedimenti e il grado di risedimentazione può variare da un elemento all'altro. Al contrario, quando lo spostamento sul substrato avviene dopo l'esumazione si parla di elementi rielaborati. A sua volta, alcuni fossili rielaborati hanno subito varie fasi separate di rielaborazione legate alle differenti fasi di seppellimento (modificato da Fernández López, 1990).

Il registro fossile (l'insieme di tutti i resti e tracce di entità biologiche del passato che sono presenti nella litosfera) è costituito quindi da varie entità registrate. Un'entità registrata che si distingue per uno o più caratteri secondari risultanti da alterazione tafonomica costituisce un taforegistro (o *taphorecord*).

I concetti tafonomici di accumulazione, risedimentazione e rielaborazione tafonomica così definiti sono utili in Sedimentologia e Stratigrafia ma non sono sinonimi di altri termini sedimentologici e stratigrafici. Per esempio, il termine inglese *reworking* viene adoperato sia per indicare processi di risedimentazione e rielaborazione di resti e tracce biogeniche sia le modificazioni dalle particelle sedimentarie che non sono di natura biògena (Fernández-López, 2000). Anche il termine rimaneggiamento si presta a qualche ambiguità in quanto, nell'uso corrente della letteratura geologica italiana, indica il processo di riesumazione dei fossili ad opera dei processi erosivi e la loro successiva risedimentazione in sedimenti più recenti ma viene anche adoperato per indicare gli organismi che vengono risedimentati in ambienti diversi ma coevi (Raffi & Serpagli, 2001).

La distinzione tra fossili accumulati, risedimentati o rielaborati è di interesse biostratigrafico e biocronologico perchè, mediante criteri esclusivamente tafonomici, è possibile attribuire ad un fossile rielaborato un età più antica rispetto alla roccia in cui esso è contenuto.

In ambienti con regimi turbolenti e in condizioni di bassi tassi di sedimentazione, gli elementi accumulati tendono a trasformarsi in elementi risedimentati o rielaborati. Il grado di rimozione o rimobilizzazione di un'associazione conservata può essere stimato dalla proporzione degli elementi risedimentati e rielaborati che la compongono.

Fernández-López & Suárez Vega (1979) e Fernández-López (1985a, 1985b, 1990, 1995, 1997) hanno organizzato i caratteri tafonomici mostrati dalle ammoniti in categorie che seguono una sequenza corrispondente all'aumento della turbolenza e del gradiente di emersione (*shallowing gradient*) (Fig. 27), da gusci peristomati (Ps) a modelli interni frammentati (Fm) o frammenti di modelli (Mf).

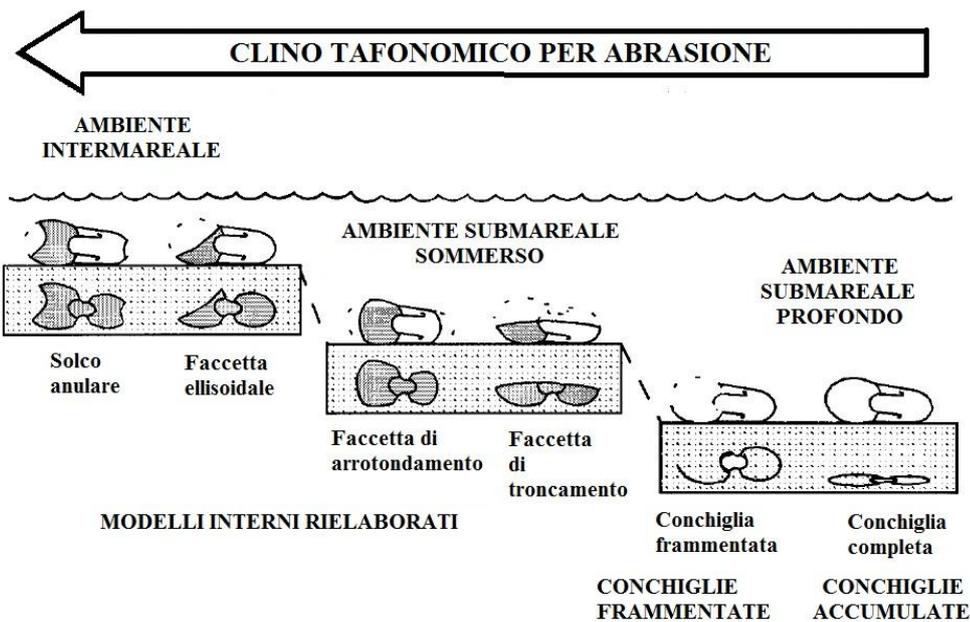


Fig. 27. Clino tafonomico per abrasione in ammoniti, da ambienti submareali profondi fino ad ambienti internareali della piattaforma esterna. Le conchiglie complete e accumulate sono caratteristiche di ambienti profondi e di bassa energia. I modelli rielaborati con solchi anulari per abrasione o con faccette ellissoidale per abrasione sono caratteristici di ambienti intermareali (modificato da Fernández-López, 1995).

Secondo questi Autori, gusci completi o frammentati sono, normalmente, elementi risedimentati e sono importanti per la corretta interpretazione stratigrafica dei differenti livelli di una sezione. A volte si presentano come modelli interni con guscio pseudomorfo, hanno mantenuto la forma originaria o presentano strutture da deformazione per compattazione; mostrano un'evidente continuità litologica tra il sedimento che riempie la conchiglia e la matrice circostante (Fig. 28 e 29) e, nel caso di superfici di troncamento, queste sono congruenti con la stratificazione, e cioè posizionate nella parte superiore dell'ammonite.

Modelli interni frammentati, disarticolati o sfaccettati sono, in genere, considerati fossili tafonomicamente rielaborati e mostrano, talora, un'evidente discontinuità litologica tra il sedimento che riempie la conchiglia e la matrice circostante (Fig. 30). Superfici di disarticolazione e faccette di abrasione, come le faccette di troncamento o ellissoidali, sono tipicamente caratteri di rielaborazione (Fernández-López & Meléndez, 1994).

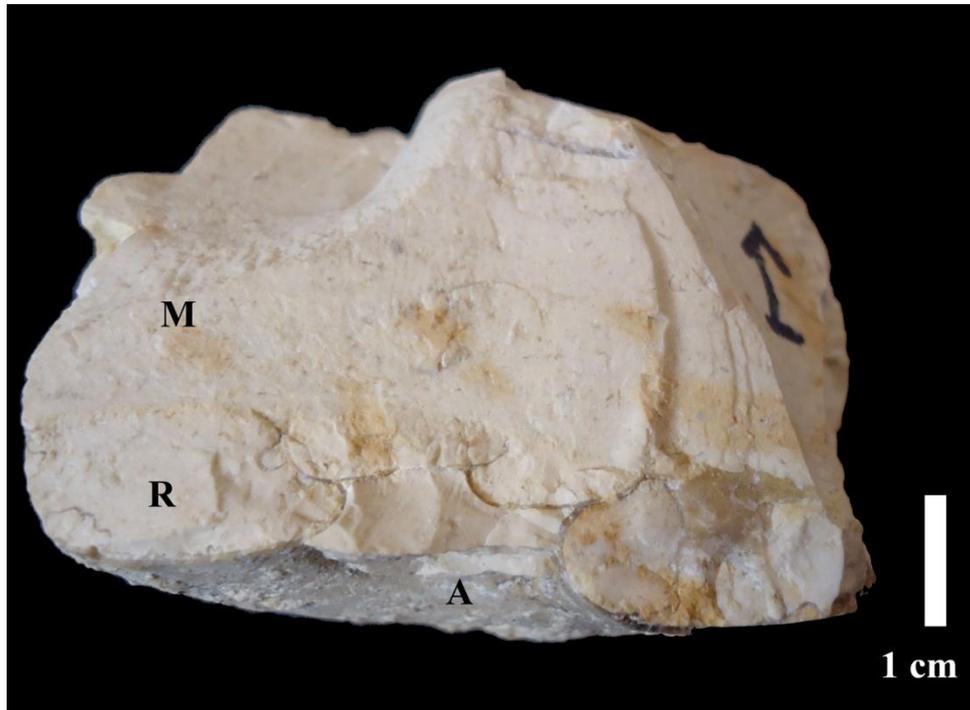


Fig. 28. Ammonite tafonomicamente risedimentata (A). Evidente continuità strutturale tra il riempimento sedimentario (R) e la matrice (M) (Stretta Arancio, sezione SA_Sx).

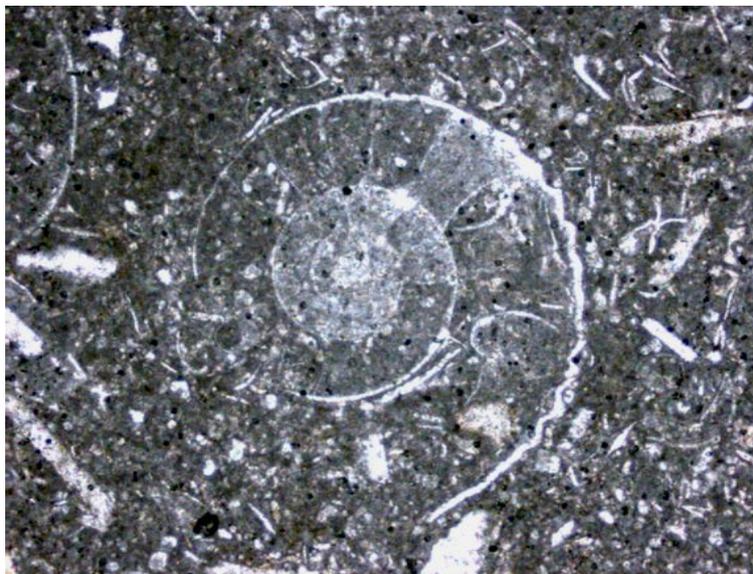


Fig. 29. Ammonite tafonomicamente risedimentata. Continuità strutturale tra il riempimento sedimentario e la matrice (Cava ex-Capraria, campione C15, ingrandimento 30x).



Fig. 30. Ammonite rielaborata. Discontinuità tra il riempimento del modello interno e la matrice. GI: riempimento sedimentario geopetale invertito (da Fernández-López, 2011).

Vengono di seguito riportati i caratteri tafonomici principali utilizzati in questo lavoro rimandando, per un elenco completo, ai lavori degli autori sopra menzionati:

S - elementi risedimentati.

W - elementi rielaborati.

Ps - Gusci peristomati, completi.

Cf- Conchiglie frammentate. Generalmente sono indicative di elementi risedimentati, con un certo grado di energia e spostamento sul fondo del mare prima del seppellimento.

Fc - Frammenti di conchiglie. Elementi risedimentati, indicano un alto grado di turbolenza e/o maggiore durata dei processi necrocinetici prima del seppellimento e una più intensa frammentazione dei gusci.

Mf - Modelli frammentati. Modelli di ammoniti cementati precocemente all'interno, mostrano una chiara discontinuità tra il riempimento della conchiglia e la matrice incassante.

Fm – Frammenti di modelli. Modelli interni rielaborati che hanno subito un più intenso e duraturo processo di spostamento (e frammentazione) sul fondo del mare, prima del seppellimento finale.

Md - Modelli disarticolati. Elementi rielaborati, modelli interni di ammoniti cementati precocemente, esumati e frammentati o disarticolati lungo un setto (Fig. 31). La matrice del sedimento incassante sembra direttamente in contatto con la superficie del setto. È indicativa di cementazione precoce del modello, esumazione e rielaborazione tafonomica, dissoluzione precoce del guscio e frammentazione lungo

parti meno resistenti del modello (come ad esempio i primi setti che una volta dissolti diventano linee di debolezza del modello).



Fig. 31. Frammento di ammonite rielaborata. Superficie di disarticolazione lungo un setto in un modello interno di fragmocono (Stretta Arancio, sezione SA_Sx).

Mt - Modelli troncati. Modelli interni che possono mostrare una o più superfici di troncatura acquisite durante la parziale o completa esumazione come effetto di correnti direzionali. Questo carattere è indicativo di rielaborazione tafonomica solo se la superficie di troncatura non è concordante con la superficie di strato (Fig. 32).



Fig. 32. Modello interno troncato. Si tratta di un esemplare tafonomicamente rielaborato in quanto la superficie di troncatura, indicata in rosso, è discordante con la superficie di strato. La polarità dello strato è indicata dalla freccia a destra (Stretta Arancio, sezione SA_Sx).

Ef - faccetta ellissoidale. Caso particolare di superficie di abrasione sviluppata su di un fianco nell'ultima, esterna posizione dell'ultimo giro conservato, senza influenzare l'ornamentazione del fianco superiore. La sua precisa forma e ubicazione indica che si è formata a causa dell'azione di una corrente direzionale, non-oscillatoria, sotto condizioni di mare estremamente basso, molto probabilmente con un livello d'acqua centimetrico. Nonostante sia un chiaro carattere di rielaborazione, le faccette ellissoidali sono importanti criteri paleobatimetrici, ambientali e paleogeografici (Meléndez *et al.*, 2007).

L'analisi tafonomica dettagliata degli stadi ontogenetici degli individui dei differenti taxa presenti nelle associazioni contribuisce, inoltre, all'identificazione della natura autoctona o l'alloctona di una popolazione. Infatti, all'interno di un'associazione costituita da individui di taglia differente, la prevalenza di individui giovanili, pre-adulti o adulti, macroconchi o microconchi, permette di individuare tre categorie di popolazioni secondo la classificazione stabilita da Fernández-López (1995). Questa prevede l'esistenza di "popolazioni tafoniche" di tipo 1, 2 e 3 (Fig. 33):

- Le popolazioni di tipo 1 sono caratterizzate da popolazioni monospecifiche, con un elevato numero di esemplari ed un bassissimo numero di taxa. In questo tipo di popolazione prevalgono gli individui giovani e gli esemplari microconchi. Questo tipo di popolazioni indica popolazioni biologiche eudèmiche registrate, cioè, nella loro area di vita e di riproduzione.
- Le popolazioni di tipo 2 sono mono- o polispecifiche e il rapporto tra numero di individui e numero di taxa rientra nei valori medi. Gli individui giovani sono sempre molto abbondanti e sono presenti anche numerosi adulti. La percentuale di generi macroconchi e microconchi è abbastanza equilibrata. Questo tipo di popolazioni rappresenta popolazioni cosiddette dèmiche, registrate nell'area dove sono vissute ma al di fuori dell'area di riproduzione.

- La popolazione tafonica di tipo 3 raggruppa associazioni polispecifiche che mostrano un basso valore del rapporto fra il numero di esemplari e il numero di taxa, dominate da individui adulti con una prevalenza di macroconchi sui microconchi. Rappresenta un'associazione adèmica, registrata cioè al di fuori dell'area di vita.

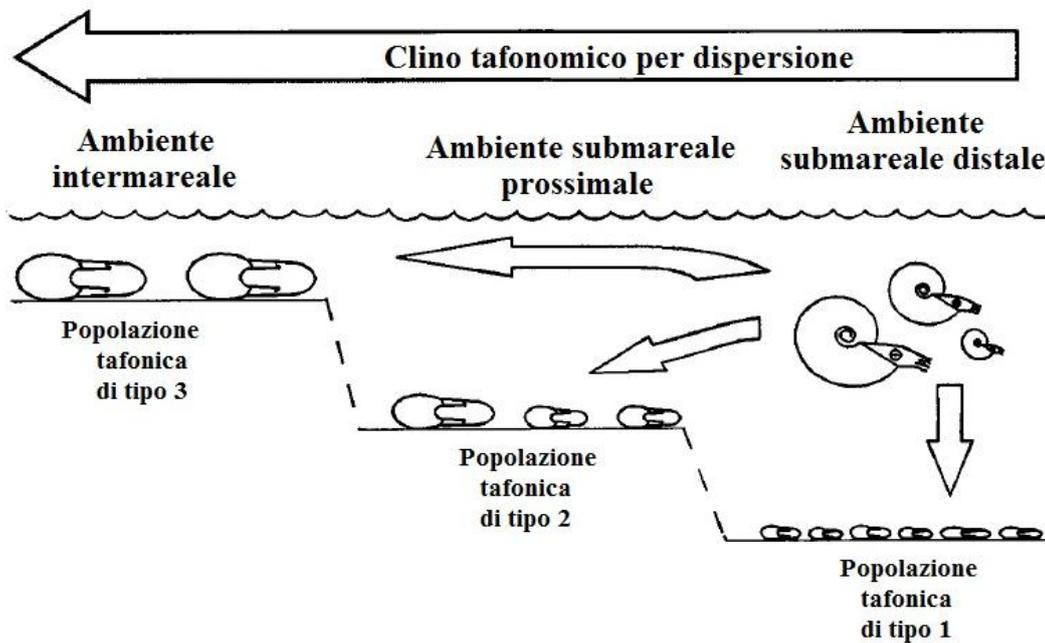


Fig. 33. Clino tafonomico generato per dispersione tafonomica delle conchiglie di ammoniti, da ambienti marini aperti e oceanici ad ambienti prossimali, meno profondi e instabili, di piattaforma esterna. La frequenza di distribuzione delle dimensioni delle conchiglie per ogni genere permette di distinguere tre tipi di popolazioni tafoniche. Nei depositi in ambienti prossimali, poco profondi e instabili, predominano le popolazioni di tipo 3. La maggior parte dei gusci di queste associazioni deriva da altre aree marine, caratterizzati da ambienti aperti, profondi e stabili. Le popolazioni tafoniche di tipo 2 sono il risultato di necrocinesi regionali e/o immigrazione locale senza colonizzazione. Nei depositi in ambienti aperti, adeguati allo sviluppo ontogenetico delle ammoniti dominano le popolazioni tafoniche di tipo 1. Un clino tafonomico indica un insieme di popolazioni tafoniche, dello stesso gruppo tafonomico, i cui caratteri secondari presentano una gradazione geografica dovuta al cambio delle condizioni ambientali di alterazione (modificato da Fernández-López, 2000).

5.5 REVISIONE DELLE COLLEZIONI STORICHE

La revisione delle collezioni storiche (Collezione Mariano Gemmellaro e Collezione Bruno) è consistita nello studio sistematico degli esemplari delle collezioni finalizzato alla realizzazione dell'aggiornamento sistematico dei *taxa*. Questa attività è stata preceduta da interventi di pulizia e restauro del materiale danneggiato, riscontri sui cataloghi originari per l'individuazione di esemplari mancanti, inventariazione degli esemplari e realizzazione di fotografie. La creazione di un database informatizzato ha permesso una più facile visualizzazione e consultazione dei dati relativi.

Le schede sistematiche descrittive per ogni taxon riportano i dati principali relativi ad ogni esemplare (numero d'inventario, località storica di raccolta, parametri morfometrici misurati, descrizione dettagliata, discussione, distribuzione stratigrafica e geografica)

Gli studi precedenti sulle collezioni, le tabelle e gli elenchi dei taxa revisionati sono riportati ai paragrafi 10.3 e 10.4. Alcune considerazioni finali, anche in relazione allo studio di campo condotto a Stretta Arancio, sono esposte al paragrafo 10.5

Tutte le foto degli esemplari revisionati sono contenute nell'allegato CD della catalogazione.

6.STRATIGRAFIA

6.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELLE SUCCESSIONI GIURASSICHE DELLA SICILIA OCCIDENTALE

Le successioni giurassiche della Sicilia Occidentale affiorano in diverse unità strutturali della catena siciliana (Fig. 34) e derivano dalla deformazione di domini paleogeografici ubicati lungo il margine continentale africano (Catalano & D'Argenio, 1982; Catalano *et al.*, 1995, 1995a; Abate *et al.*, 1982, 1998).

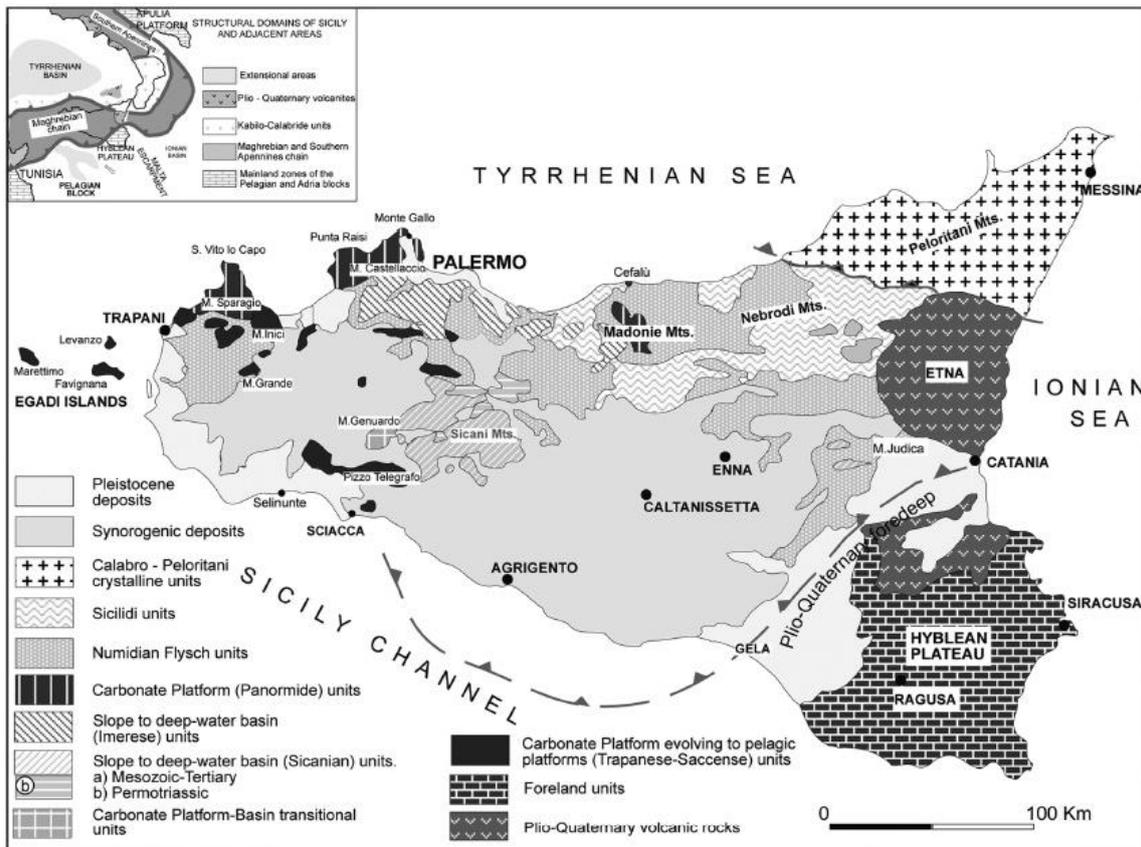


Fig. 34 -Schema geologico-strutturale della Sicilia (da Zarcone & Di Stefano, 2010 modificato da AA.VV., 1991).

I terreni giurassici possono essere costituiti da:

- successioni di piattaforma carbonatica (Dominio Panormide);
- successioni di piattaforma carbonatica con evoluzione a piattaforma carbonatica pelagica (Dominio Trapanese, Dominio Saccense);
- successioni silico-carbonatiche di bacino (Dominio Imerese, Dominio Sicano).

Negli ultimi anni l'assetto strutturale della Sicilia e dell'area centro Mediterranea è stato oggetto di numerose ricostruzioni paleogeografiche al fine di tracciare uno schema evolutivo dei domini della Tetide durante il tardo Paleozoico ed il Mesozoico. Tra questi, quello più condiviso ipotizzava l'impilamento da Nord verso Sud di Unità carbonatiche bacinali tra Unità carbonatiche di piattaforma; un impilamento interpretato come il risultato di raccorciamenti differenziali e dislocazioni laterali prodottisi durante la costruzione della catena a seguito di deformazione degli originari domini paleogeografici sviluppatasi dal Triassico al Miocene.

Recenti studi (Catalano *et al.*, 1996; Di Stefano *et al.*, 1996; Nigro & Renda, 1999; Catalano *et al.*, 2002; Di Stefano, 2002) hanno apportato sostanziali modifiche al modello paleogeografico precedentemente proposto suggerendo, alla fine del Triassico (Fig. 35), l'esistenza di tre distinti domini paleogeografici:

- una vasta piattaforma carbonatica, comprendente i Domini Ibleo, Saccense, Trapanese e Panormide, chiamata piattaforma Siculo-Tunisina, attaccata all'Africa ma indipendente da Adria;
- un bacino profondo (esistente fin dal Permiano) noto come Bacino Sicano;
- un'area di transizione tra Piattaforma Panormide e Bacino Sicano caratterizzante il Dominio Imerese.

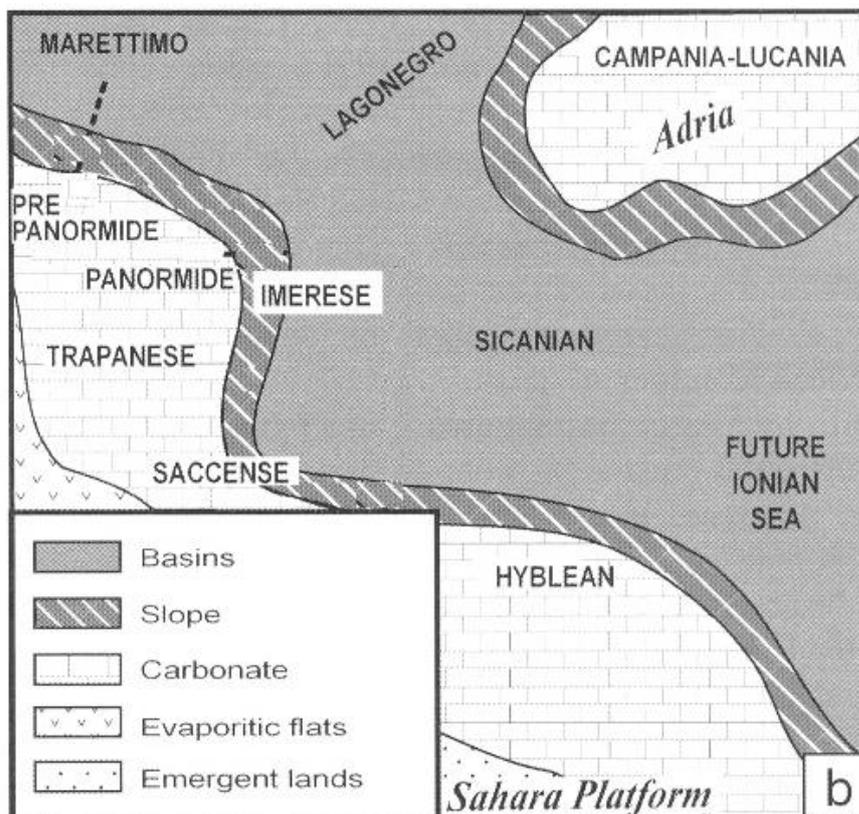


Fig. 35. Ricostruzione paleogeografica del margine continentale siciliano durante il Triassico Superiore (da Catalano *et al.*, 1993).

Nel Giurassico Inferiore (Hettangiano e Sinemuriano), in gran parte della vasta piattaforma carbonatica triassica, la sedimentazione è caratterizzata dalla deposizione di carbonati neritici rappresentati da calcari bianchi con marcata ciclicità peritidale (Formazione Inici).

In seguito ai processi estensionali legati all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese, l'area siciliana subisce profonde modificazioni paleogeografiche che determinano il collasso dei margini di piattaforma carbonatica e l'apertura di bacini di tipo *pull-apart* (es. Bacino di Streppenosa, Catalano & D'Argenio, 1982).

Fino al Sinemuriano-Pliensbachiano inferiore continua la sedimentazione di piattaforma carbonatica con la produzione di calcari peritidali e lagunari, spessi anche centinaia di metri. La presenza di una prima generazione di filoni colmati da encriniti del Pliensbachiano testimonia la prosecuzione dei processi estensionali che interessano i domini di piattaforma.

Il Dominio Trapanese mostra una evoluzione differenziata durante il Giurassico Inferiore. In particolare, nell'area compresa tra Rocca Busambra e Monte Kumeta si è avuto il progressivo annegamento della piattaforma e la deposizione di calcari con radiolari e *blackshales*; in altre zone vi è, invece, la testimonianza dell'esposizione sub-aerea del tetto della Formazione Inici con tracce di erosione degli strati sommitali come, ad esempio, a Rocca Busambra (Martire & Bertok, 2002). In altre aree di alto strutturale (Monte Kumeta) si registra, fra il progressivo deteriorarsi delle condizioni di produttività carbonatica testimoniato dalle facies sommitali della Fm. Inici in questo settore, l'instaurarsi di una sedimentazione di calcari a crinoidi e brachiopodi nel Pliensbachiano medio e superiore (Di Stefano *et al.*, 2002).

Durante il Giurassico Medio e Superiore le zone di alto strutturale e intrabacinali dei Domini Trapanese e Saccense sono caratterizzate da sedimentazione pelagica più o meno condensata del tipo "Rosso Ammonitico". In particolare, nel Giurassico Medio tali depositi sono costituiti per lo più da calcari massivi a basso tasso di sedimentazione con *Bositra* e "protoglobigerine".

Con il termine "Rosso Ammonitico" si indicano le rocce carbonatiche diffuse nel Giurassico mediterraneo, dalla Spagna alla Turchia, e famose per le loro qualità ornamentali. E' ormai noto che non esiste una singola facies di "Rosso Ammonitico", ma diversi tipi di rocce con alcuni caratteri comuni e con altri aspetti significativi differenti (Farinacci & Elmi, 1981). Il Rosso Ammonitico non è mai uniforme e mostra diverse litofacies e biofacies, ed è quindi probabile che questo litotipo si sia sedimentato in un

grande *range* di profondità, anche in ambienti fotici sopra il livello di base delle onde. Tale litotipo consiste, solitamente, in calcari pelagici più o meno nodulari e condensati, di colore rossastro, distribuiti per lo più su alti topografici sottomarini (rilievi pelagici, *horst* profondi, blocchi inclinati) e indica una drammatica diminuzione nel tasso di sedimentazione della CaCO₃. Il carattere nodulare sembra essere il risultato di diversi fattori quali, ad esempio, la bioturbazione, l'azione delle correnti di fondo, la diagenesi, ecc. (Cecca *et al.*, 1992).

Le pelagiti giurassiche del Rosso Ammonitico del Dominio Trapanese e Saccense poggiano, in genere, con rapporti di paraconcordanza o debole discordanza angolare sui depositi della Formazione Inici. A luoghi si osserva l'interposizione di spesse croste ferro-manganesifere, con *hiatus* che coprono l'intervallo Aaleniano (o Pliensbachiano) – Baiociano inferiore. Nel Dominio Trapanese, diversamente che nel Dominio Saccense, alle successioni del Rosso Ammonitico talora s'intercala un membro radiolaritico o una facies equivalente (calcari selciferi).

Quando queste facies sono presenti i depositi del Rosso Ammonitico vengono suddivisi in tre membri: il Rosso Ammonitico Inferiore (RAI), un membro radiolaritico intermedio (MRI) ed il Rosso Ammonitico Superiore (RAS). Questo è quanto succede in alcune aree quali la Baia di Guidaloca, Castellammare (Fozy, 1995), Balata di Baida, Monte Inici (Cecca *et al.* 2001; Cecca & Savary, 2002) e Monte Kumeta (Warman & Arkell, 1954; Christ, 1960) dove le radiolariti sono largamente diffuse. Durante l'Oxfordiano inferiore e medio, le radiolariti hanno raggiunto la massima diffusione nel Dominio Occidentale della Tetide (Baumgartner, 1987, 1990) depositandosi in molte piattaforme sommerse ed in paleoalti strutturali. Recenti studi effettuati su tre distinte sezioni di Monte Inici hanno dimostrato che l'eteropia tra Rosso Ammonitico e radiolariti (o equivalenti delle radiolari) è presente a distanze anche dell'ordine del chilometro e potrebbe essere correlata con differenze della paleotopografia locale, che può aver favorito o inibito la deposizione e la preservazione dei radiolari sui fondali marini (Cecca & Savary, 2001). Gli studi sedimentologici effettuati sugli Appennini e su Monte Inici (Baumgartner, 1987; Santantonio, 1993; Cecca *et al.*, 2001) documenterebbero che fondali marini profondi con scarsa ossigenazione e in presenza di correnti di fondo avrebbero favorito l'accumulo e la preservazione dei radiolari, mentre fondali con bassi tassi di sedimentazione e acque ben ossigenate potrebbero averne inibito la preservazione.

Sempre all'interno del Dominio Trapanese, un'eccezione è costituita dalla successione di Monte Erice dove, a differenza delle altre, prevalgono le successioni non condensate e non sono presenti termini litologici intermedi tra sedimenti di piattaforma e sedimenti di bacino, bensì sedimenti tipici di un rapido approfondimento già sopra la Fm. Inici. Tale anomalia fu evidenziata da Wendt (1971) e Giunta & Liguori (1972, 1973) i quali, in riferimento al notevole spessore raggiunto dalla sedimentazione pelagica ad Erice (oltre 150 metri di spessore per un intervallo che va dall'Aaleniano al Titoniano) e all'alto contenuto siliceo, avevano coniato il termine di "facies di Erice" per differenziare questa successione dalle altre trapanesi, indicate più genericamente come "facies trapanesi" (Monte Inici, Monte Ramalloro, Montagna Grande, Monte Pispisa, Monte Barbaro). Sempre Giunta & Liguori (1972, 1973) hanno interpretato questa successione come tipica di un bacino subsidente in posizione molto prossima al margine della piattaforma, dalla quale riceveva materiale clastico (Fig. 36).

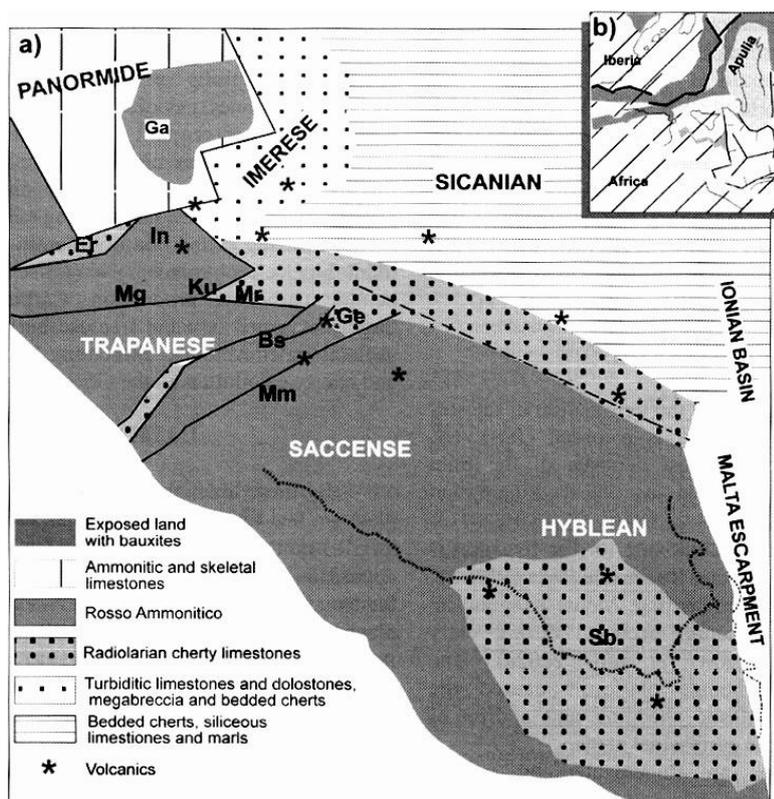


Fig. 36. a) Schema paleogeografico dei più importanti domini sedimentari della Sicilia occidentale e meridionale durante il Giurassico Medio (mod. da Di Stefano & Mindszenty, 2000): Bs Rocca Busambra, Er Erice, Ga M.te Gallo, Ge Bacino di Mt. Genuardo, Ku M.te Kumeta, In M.t. Inici, Mr Bacino di Marineo, Mg Montagna Grande, Mm M.te Magaggiaro, Sb Bacino di Streppenosa; b) ricostruzione dell'area centro-Mediterranea durante la parte media del Giurassico Inferiore secondo Stampfli & Marchant (1997).

Questo bacino si sarebbe originato in seguito ai processi estensionali legati all'apertura della Tetide giurassica (Catalano & D'Argenio, 1982). Dettagliati studi

sedimentologici, effettuati recentemente su numerose sezioni di Erice, hanno portato ad una diversa interpretazione del settore di Erice nell'intervallo Pliensbachiano-Giurassico Superiore. Infatti, la sedimentazione caratteristica del Toarciano-Baiociano è costituita da peloidi e da bioclasti di organismi bentonici quali echinodermi e ialosponge; l'intervallo Batoniano-Oxfordiano è rappresentato da facies nettamente pelagiche e la restante parte sommitale è caratterizzata dalla presenza di un megastrato calciruditico contenente resti di coralli, calcisponge e ostreidi. Questo strato è seguito da numerosi livelli centimetrici costituiti da grainstone peloidali e wackestone a radiolari, gradati e a base netta (Martire, 2001; Martire & Pavia, 2002). Alla luce di questi dati, la successione di Monte Erice è stata interpretata come l'espressione di un settore distale di una rampa contigua ad una piattaforma carbonatica dove, nel Toarciano-Baiociano, si depositavano i sedimenti provenienti dalle porzioni interne della rampa, trasportati ad opera di tempeste o di tsunami come nel caso del megastrato riferito al Kimmeridgiano. Durante il Batoniano-Oxfordiano variazioni nella dinamica sedimentaria della parte più interna della rampa (un approfondimento o un'emersione) avrebbero consentito la sedimentazione pelagica; le analisi sedimentologiche indicano una riduzione della profondità nel Giurassico Superiore (Martire, 2001; Martire & Pavia, 2002).

Durante l'Oxfordiano ed il Kimmeridgiano, negli alti strutturali, continua la deposizione in facies di Rosso Ammonitico, costituita principalmente da calciliti rossastre più o meno nodulari e compatte. Nel Kimmeridgiano superiore e nel Titoniano un ampio spettro di facies con carbonati pelagici - quali calcari con stromatoliti e ammoniti, *Saccocoma*, *Pygope* e marne a radiolari - si depositano in relazione alla paleotopografia della piattaforma Siculo-Tunisina, articolata ormai in un complesso mosaico di alti strutturali e bacini. La deposizione dei calcari a calpionelle ("Lattimusa"), durante il Titoniano superiore e il Cretacico Inferiore, chiude la successione sedimentaria giurassica, segnando un generale approfondimento dei bacini giurassici (Di Stefano, 2002).

Un importante contributo, volto alla ricostruzione paleogeografica dell'area occidentale della Tetide durante il Mesozoico, è stato recentemente fornito da Zarcione (2008) e Zarcione & Di Stefano (2010) i cui studi si sono incentrati, in particolare, sulla Piattaforma Carbonatica Panormide (PCP).

Essa avrebbe svolto un ruolo chiave nel quadro delle ricostruzioni paleogeografiche in quanto era ubicata in una complessa area geodinamica appartenente ad un settore crostale continentale mesozoico che connetteva l’Africa alla Piattaforma Appenninica e Adria (Fig. 37) e separava l’area oceanica della Tetide Alpina a Nord-Ovest da quella della Tetide Ionica a Sud-Est durante il Giurassico ed il Cretacico.

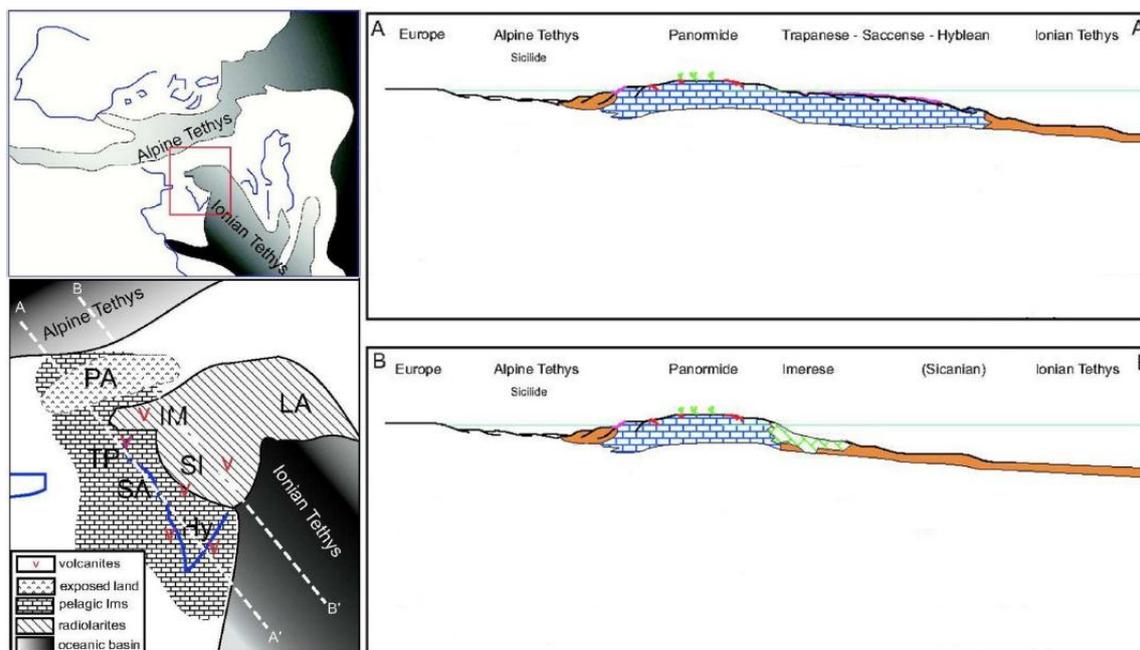


Fig. 37. Ricostruzione paleogeografica dell’area centro mediterranea. In basso a sinistra sono rappresentati i principali domini della Sicilia durante il Giurassico Medio: PA) Piattaforma Panormide, TP) Piattaforma Trapanese, SA) Piattaforma Saccense, Hy) Piattaforma Iblea, IM) Bacino Imerese, SI) Bacino Sicano, LA) Bacino di Lagonegro. A destra sezioni crostali schematiche che mostrano i rapporti tra il «ponte» Panormide e gli altri domini di piattaforma e bacino (modificato da Zarcone & Di Stefano, 2008).

Studi stratigrafici e sedimentologici condotti in Sicilia Occidentale - Monti di Palermo, Madonie e Monti di San Vito Lo Capo (Zarcone, 2008) - mostrano come la Piattaforma Carbonatica Panormide sia stata interessata da un’anomala storia della subsidenza durante il Mesozoico rispetto alle altre Piattaforme Carbonatiche Siciliane. In particolare, tra il Calloviano e l’Oxfordiano, questa risulta emersa per un lungo periodo di tempo come testimoniato dalla formazione di bauxiti sovrapposte ai depositi pelagici del Rosso Ammonitico. Diversamente, nei settori Ibleo, Saccense e Trapanese la fase di annegamento perdura con subsidenza mai compensata dalla sedimentazione, come evidenziato dalle pelagiti, più o meno condensate, che si depositano in questo intervallo (Zarcone & Di Stefano, 2010). Il sollevamento medio-giurassico e la formazione delle bauxiti sembrano aver indotto delle perturbazioni tra i collegamenti marini tra Tetide

Alpina e Tetide Ionica. Dati paleobiogeografici basati sulle associazioni ad ammoniti della Sicilia e della zona Iberica (D'Arpa & Meléndez, 2001, 2002, 2003, 2004; D'Arpa *et al.* 2006; Meléndez *et al.*, 2010, 2011) mostrano un'evidente differenziazione tassonomica nell'intervallo Oxfordiano inferiore – Oxfordiano medio, con successioni ad ammoniti dominate, in Sicilia, da taxa tipicamente Mediterranei (Passendorferiinae) mentre gruppi tipicamente Submediterranei (Perisphinctinae, Oppeliidae), chiaramente dominanti nella Cordillera Iberica, sono qui praticamente inesistenti o scarsamente rappresentati. L'unica eccezione è costituita dalla successione di C.da Diesi del Dominio Saccense dove è stata registrata un'elevata rappresentanza, spesso non accidentale, delle Perisphinctinae durante l'Oxfordiano inferiore e la parte inferiore dell'Oxfordiano medio, spiegabile soltanto con influssi di taxa di alcune aree della Provincia Submediterranea (Francia occidentale e meridionale: D'Arpa, 2003; D'Arpa & Meléndez, 2006).

Nell'intervallo Oxfordiano-Kimmeridgiano la PCP viene progressivamente inondata, riprendendo la sua normale produzione carbonatica neritica con l'accumulo di un migliaio di metri di calcari peritidali del Giurassico Superiore-Cretacico Superiore.

L'evoluzione post-giurassica dei paleodomini descritti vede dal Cretacico sino all'Eocene una generalizzata sedimentazione di calcilutiti a foraminiferi planctonici nelle quali s'intercalano cunei di materiale clastico (megabrecce carbonatiche) e, occasionalmente, lave basaltiche.

Nel Miocene inferiore e medio, dopo un certo periodo di tempo durante il quale si registra talora una lacuna per mancanza di sedimentazione (Oligocene), si ha un ambiente neritico con deposizione delle calcareniti glauconitiche; tale ambiente tende, verso l'alto, ad un graduale approfondimento con sedimentazione argillosa.

Nel Miocene medio si ha l'acme orogenico e le zone più esterne (Bacino Sicano e Piattaforma Saccense) assumono la morfologia di avanfossa alla quale si addossano le falde sovrascorse e provenienti da nord (Giunta & Liguori, 1973)

Secondo studi recenti (Catalano, 1998; Catalano *et al.*, 2002), dopo la fase orogenica alpina del Paleogene, i fenomeni tettonici più importanti nel Mediterraneo centro-occidentale sono riconducibili a movimenti compressivi dovuti alla rotazione antioraria oligo-miocenica del Blocco Sardo-Corso, la cui collisione con il margine continentale africano ha determinato la deformazione nella catena sud-appenninica siciliana.

Nel Miocene medio cominciano a deformarsi i domini bacinali più interni dando luogo alle unità geometricamente più alte nella catena. Queste, scollate dal basamento, si sono impilate subendo anche rotazioni e si sono sovrapposte sull'avanpaese durante il Serravalliano superiore-Tortoniano inferiore. Nello stesso intervallo temporale anche le zone di piattaforma carbonatica dell'avanpaese sono debolmente deformate. Alla fine del Tortoniano si deformano le unità della piattaforma carbonatica secondo grandi antiformali, con direttrici ad andamento est-ovest, che rideformano le unità bacinali sovrapposte.

Successivamente, nel Pliocene-Pleistocene inferiore, è intervenuta una tettonica transpressiva che ha determinato altre dislocazioni e raccorciamenti nelle unità precedentemente deformate, complicando ulteriormente i rapporti strutturali.

6.2 IL DOMINIO SACCENSE

I terreni che costituiscono le successioni in esame si inquadrano all'interno dell'Unità Stratigrafico-Strutturale di Monte Magaggiaro-Pizzo Telegrafo (Fig. 38), una grande unità tettonica localizzata nella parte esterna della catena Appennino-Magrebide. Durante l'Era Mesozoica, questa Unità faceva parte del Dominio Saccense (Catalano & D'Argenio, 1982), una area paleogeograficamente localizzata lungo il margine meridionale della Tetide.

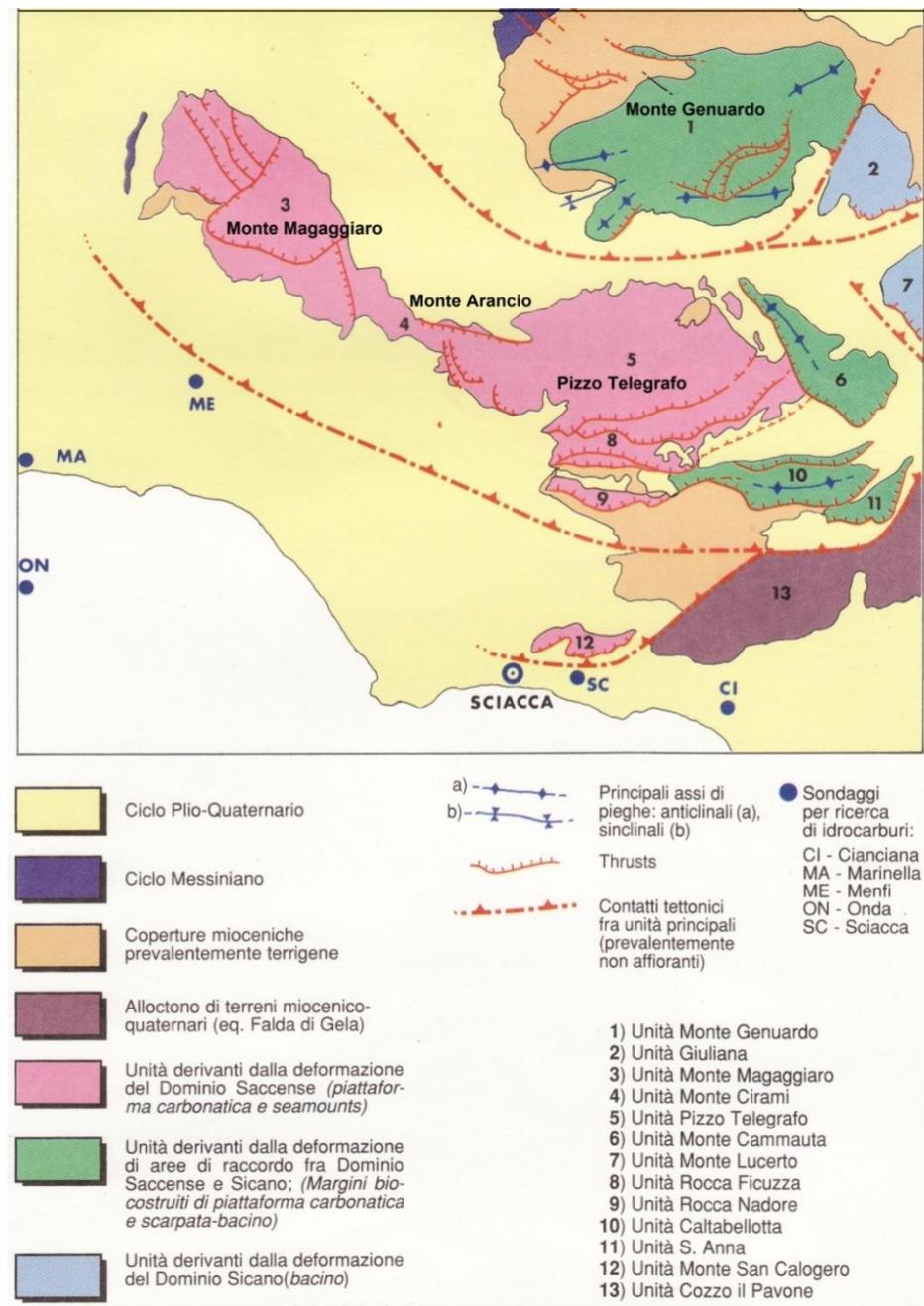


Fig. 38 -Schema strutturale dell'area di Sciacca (modificato da Di Stefano & Vitale, 1993).

I depositi delle successioni giurassiche affiorano in diverse località nell'area di Sciacca (Sicilia Sud-Occidentale), come ad esempio Monte Magaggiaro (presso Montevago), Pizzo Telegrafo e Monte Arancio (presso Sambuca di Sicilia) (Fig. 39). Tali depositi sono costituiti da varie migliaia di metri di dolomie e calcari di piattaforma del Triassico Superiore (Formazione Sciacca).

Analogamente al Dominio Trapanese, è possibile tracciare un'evoluzione da una piattaforma carbonatica peritidale (Formazione Inici) a una piattaforma carbonatica pelagica (PCP), con una sedimentazione post-annegamento che ha interessato un alto strutturale, il cosiddetto Plateau di Sciacca (Marino *et al.*, 2002). Di conseguenza i sedimenti successivi alla deposizione della Formazione Inici, ma precedenti alla deposizione dei calcari a calpionelle, hanno un carattere condensato con spessori che non superano i 60 m, spesso molto meno.

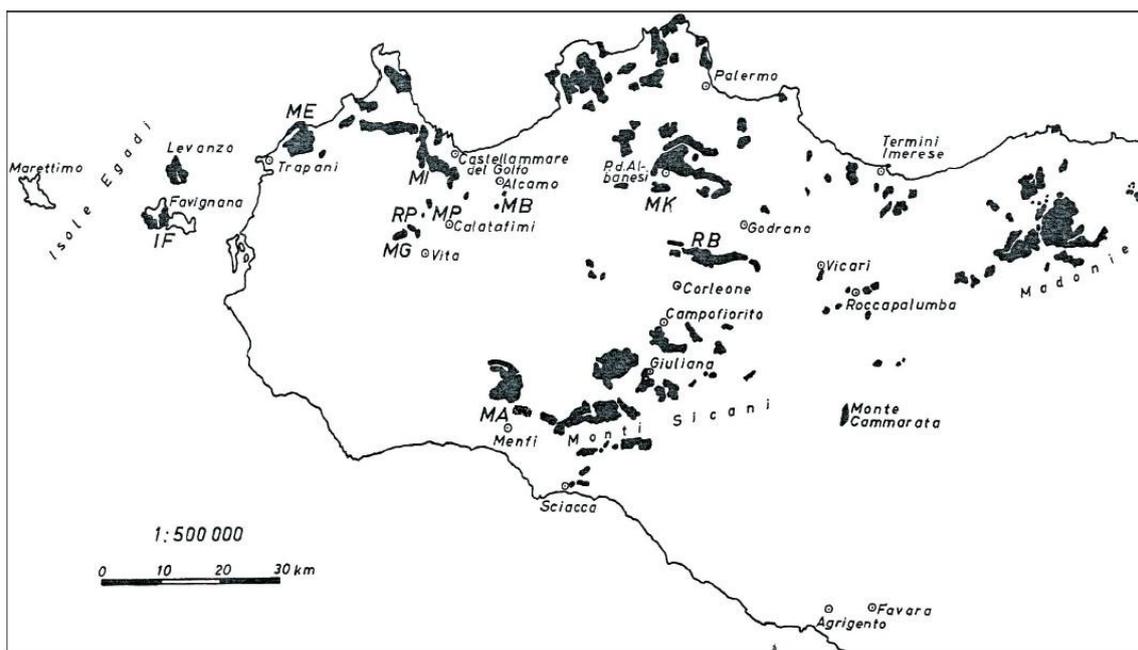


Fig. 39. Distribuzione degli affioramenti giurassici in Sicilia Occidentale. IF: Isola di Favignana; MA: Monte Arancio; MB: Monte Bonifato; ME: Monte Erice; MG: Montagna Grande; MK: Monte Kumeta; MI: Monte Inici; MP: Monte Pispisa; RB: Rocca Busambra; RP: Rocca che parla (modificato da Wendt, 1963).

La successione litostratigrafica descritta in quest'area (Catalano & D'Argenio, 1990; Vitale, 1990; Di Stefano & Vitale, 1993) comprende, dal basso verso l'alto, le seguenti unità, spesso informali (Fig. 40):

1. Formazione Inici (Triassico superiore-Giurassico Inferiore);
2. Calcari a crinoidi, presenti solo in alcune località (Pliensbachiano-Toarciano);
3. Calcari a *Bositra* (Batoniano-Calloviano);
4. Calcari nodulari ad ammoniti (Oxfordiano-Kimmeridgiano);
5. Calcari a *Pygope* (Titoniano);
6. Calcilutiti a Calpionelle (Formazione Lattimusa, Titoniano superiore-Cretacico Inferiore);
7. Fm. Hybla (Cretacico Inferiore);
8. “Scaglia” (Cretacico Superiore-Eocene superiore).

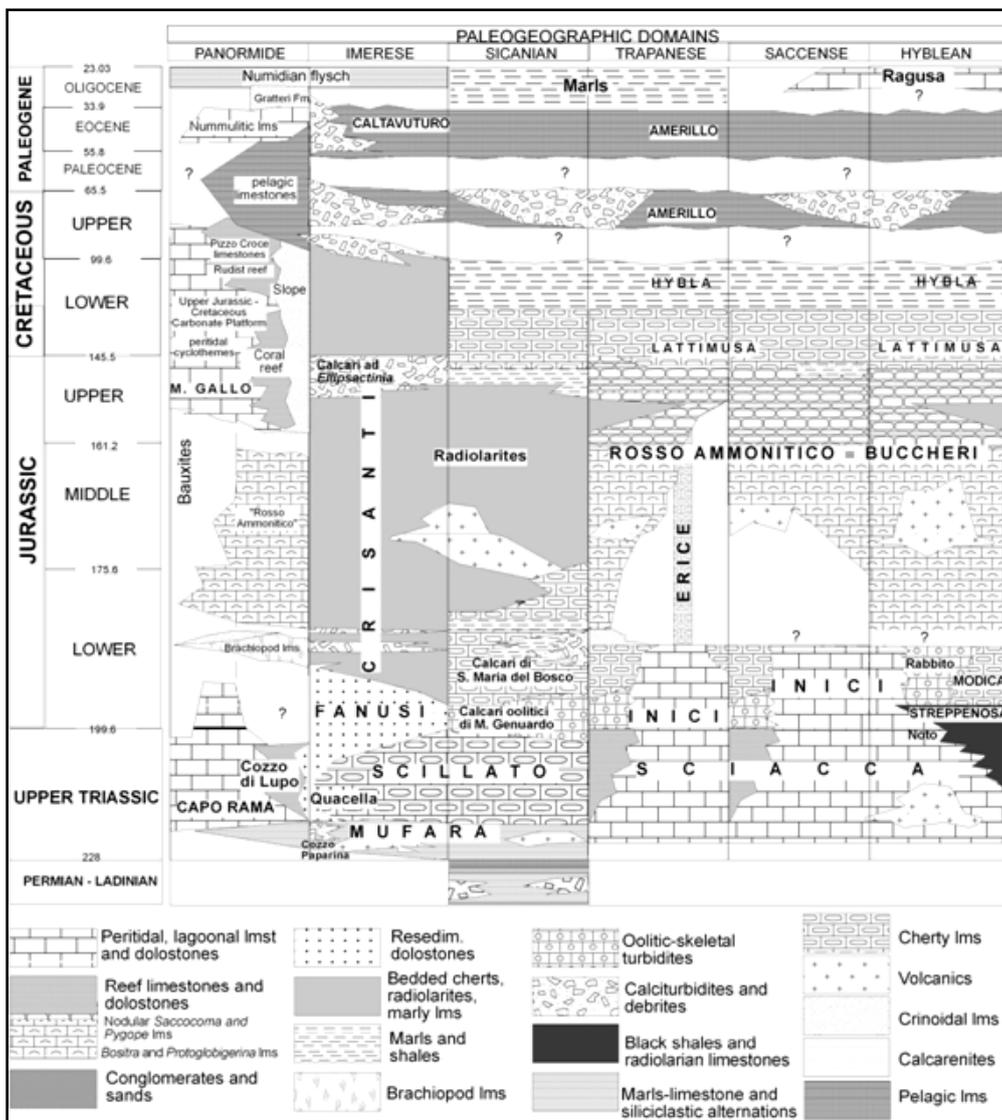


Fig. 40. Cronostratigrafia dei principali domini sedimentari della Sicilia meridionale ed occidentale dal Triassico Superiore al Paleogene (da Di Stefano, 2002).

Il contatto tra i calcari pelagici e la Fm. Inici talora è costituita da una superficie di paraconcordanza; altrove, in settori adiacenti, lo stesso contatto presenta una blanda discordanza angolare (Di Stefano *et al.*, 2002a). Rispetto al Dominio Trapanese, la successione giurassica che affiora nell'area di Sciacca differisce per l'assenza di spessi depositi bacinali e di sedimenti tipici di acque profonde, come i depositi silicei del Giurassico Medio e Superiore.

L'assetto paleogeografico proposto per l'area di Sciacca dopo la deposizione della Formazione Inici, e quindi all'inizio dell'annegamento della piattaforma, prevede la presenza di un vasto plateau pelagico con una paleotopografia determinata da numerose faglie sinsedimentarie impostatesi già nella Fm. Inici. Questo dato, insieme alla presenza di discordanze angolari o superfici di paraconcordanza, suggeriscono una struttura del plateau giurassico composto da distinti sub-ambienti (Marino *et al.*, 2002a). Una struttura che, secondo questi Autori, si può spiegare accettando il cosiddetto modello a "panettone" (Santantonio *et al.*, 1996). Questo modello mette in relazione differenti parametri (variazioni di facies, spessori e contenuto fossilifero) del top della PCP con le paleolocalizzazioni, cioè la posizione più o meno interna - rispetto al margine della piattaforma - occupata durante il Giurassico.

Marino *et al.* (2002a) individuano questi sub-ambienti nelle località di Contrada Diesi, Vallone S. Vincenzo e Contrada Monzealese. Nella prima di esse, i carbonati del Giurassico Inferiore sono sovrastati in paraconcordanza da una successione molto sottile e condensata, ricca in cefalopodi, del Baiociano-Titoniano, dati che sembrano suggerire un sub-ambiente più vicino al margine del plateau e più soggetto all'erosione e al trasporto di materiale.

Nella successione affiorante al Vallone San Vincenzo (Di Stefano & Vitale, 1993) i depositi giurassici, in paraconcordanza sulla Fm. Inici, raggiungono lo spessore maggiore e costituirebbero il sub-ambiente più interno di tutto il Plateau di Sciacca. Un ambiente che avrebbe favorito l'enorme accumulo e la conservazione di depositi bioclastici di mare aperto.

In una situazione paleogeografica intermedia si colloca Contrada Monzealese, dov'è visibile solo la porzione inferiore della successione pelagica che sovrasta, in discordanza angolare, la Fm. Inici. Sebbene sia troncata al top da una moderna superficie di erosione, dati biostratigrafici dimostrano che la sezione era, in origine, più spessa di quella affiorante a Contrada Diesi.

Nonostante il modesto spessore complessivo, l'assenza di flussi sedimentari gravitativi, la mancanza di silice e la presenza di sedimenti condensati riccamente fossiliferi in ammoniti (tutte indicative di una deposizione al di sopra di un plateau sottomarino) la coesistenza con facies laterali bioclastiche ad alta energia, come quelle ora menzionate, suggeriscono per la PCP Saccense un ambiente sedimentario con caratteristiche in comune con quelle di una piattaforma aperta (Marino *et al.*, 2002a).

6.3 CAVA EX-CAPRARIA

Cava ex-Capraria, una cava ormai inattiva da oltre 40 anni, è localizzata lungo la Strada Statale a scorrimento veloce Palermo-Sciacca (SS624), circa 4,5 km sulla destra dopo il bivio di Portella Misilbesi (presso Sambuca di Sicilia, provincia di Agrigento) in direzione di Sciacca (Fig. 41).

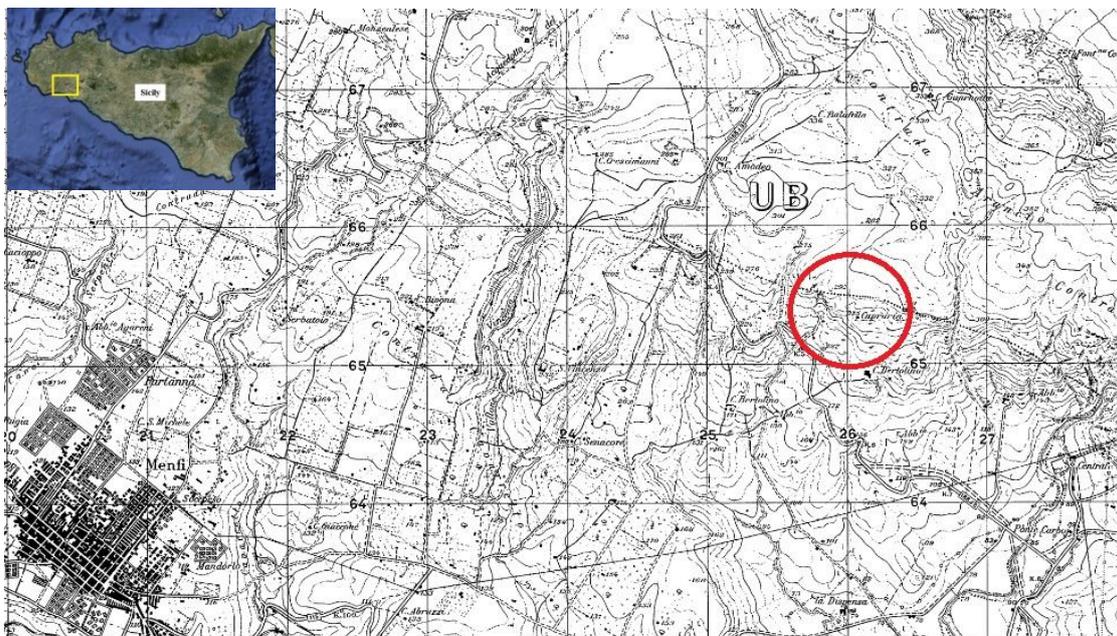


Fig. 41. Ubicazione di Cava ex-Capraria (Sambuca di Sicilia, AG).

La successione ivi affiorante (Fig. 42), descritta da Mascle (1979) e Vitale (1990), è costituita da strati di spessore variabile e ha uno spessore complessivo di 35,10 metri. L'analisi delle facies e lo studio tassonomico e tafonomico delle associazioni hanno consentito di redigere la colonna stratigrafica (Fig. 43) e il log biostratigrafico illustrato a pag. 101.



Fig. 42. Panoramica della successione giurassica di Cava ex-Capraria.

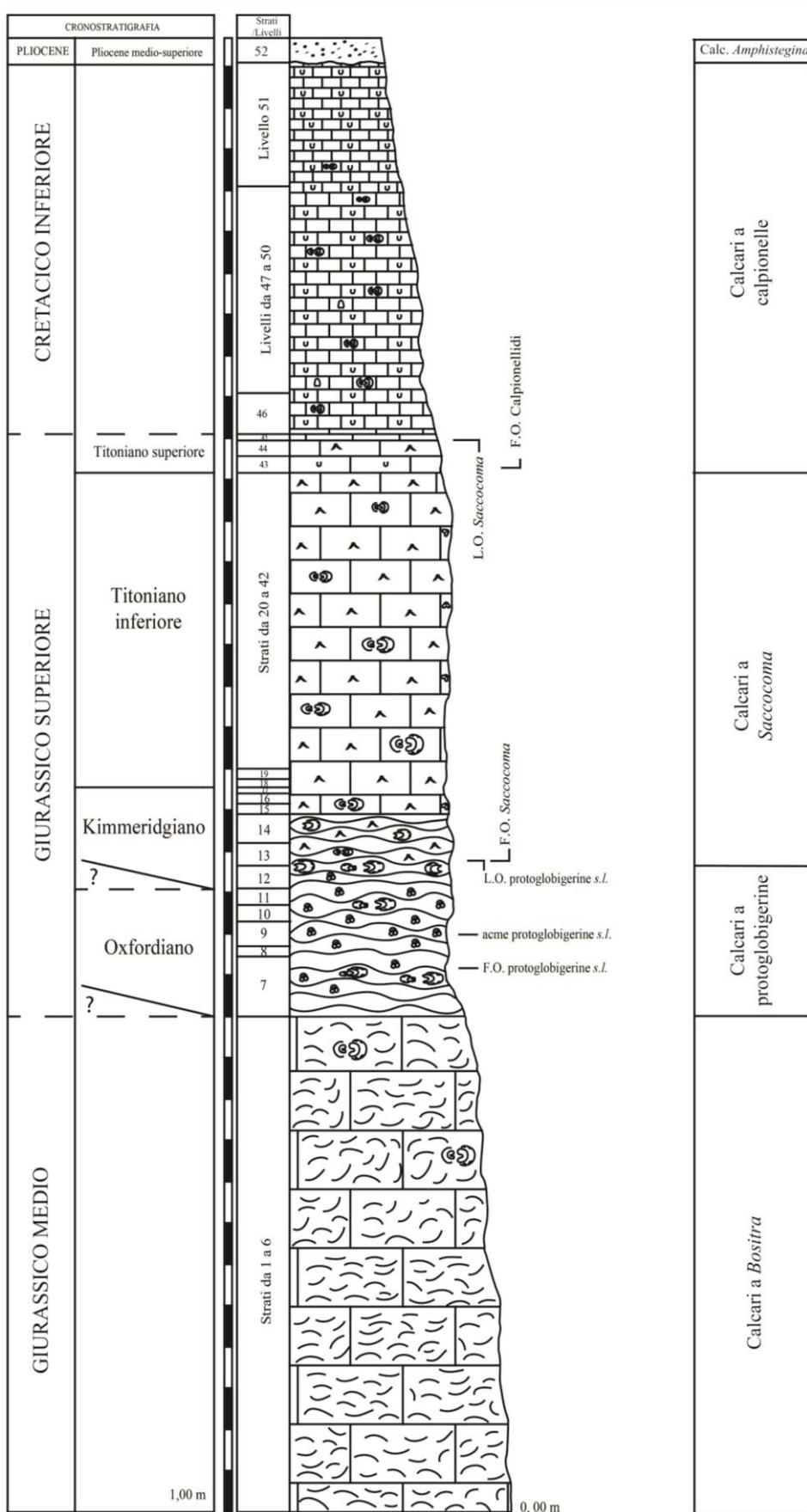


Fig. 43. Colonna stratigrafica di Cava ex-Capraria.

6.4.1 DESCRIZIONE DELLA SEZIONE

La successione (Fig. 44) è costituita, alla base, da una calcilutite grigio-rosata con ammoniti e belemniti (strati 1-6) che in affioramento si presenta con stratificazione da indistinta a massiva e con uno spessore complessivo di 12 metri. Gli strati, organizzati in grossi banchi, sono pressoché subparalleli ed inclinati in direzione S-SE di 10° gradi. Questi, al microscopio (Fig. 45), sono costituiti da un packstone-wackestone con gusci di bivalvi (*Bositra buchi*), resti di echinidi e rari foraminiferi bentonici immersi in una matrice micritica. In prossimità del contatto con i livelli soprastanti (strato 7) sono presenti frammenti di vulcaniti. Questo pacco di strati è riferibile alla facies dei calcari pelagici con ammoniti del Giurassico Medio.

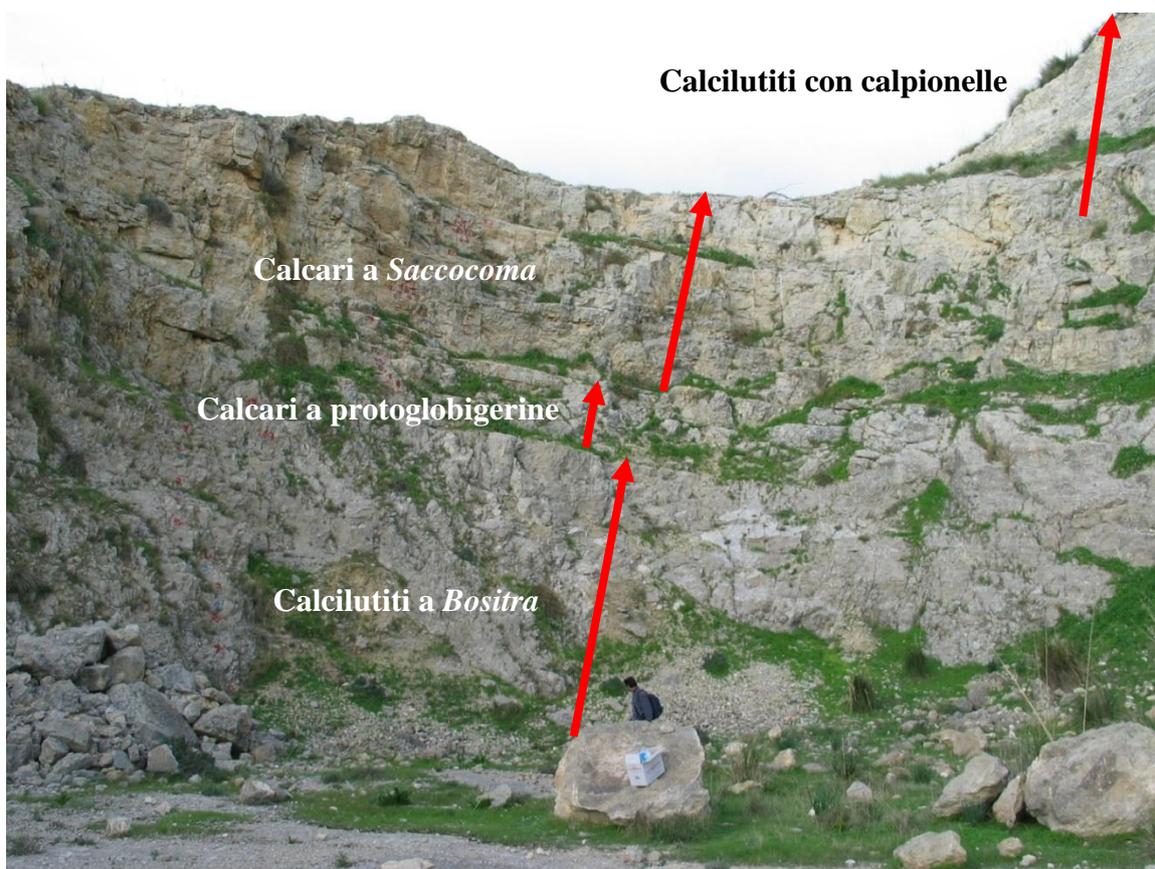


Fig. 44. Cava ex-Capraria. Contatti fra le varie litologie.

Fig. 45. Cava ex-Capraria. Particolare della facies a “filaments” costituita dai frammenti di gusci di bivalvi della specie *Bositra buchi* (Roemer), spesso disposti caoticamente a causa della bioturbazione del sedimento (campione C1, ingrandimento 100x).



Al di sopra giacciono in concordanza 3,65 metri di calcari pseudo-nodulari, di colore grigio-chiaro, organizzati in strati decimetrici, con ammoniti e belemniti (strati 7-12) del Giurassico Superiore. In sezione sottile (Fig. 46) sono costituiti da un packstone-wackestone con foraminiferi planctonici (protoglobigerine s.l.), pochi foraminiferi bentonici (*Lenticulina*), frammenti di echinidi e di bivalvi, articoli di crinoide, aptici, ostracodi e abbondanti calcisfere. Le protoglobigerine diventano molto abbondanti negli strati 8, 9 e (in parte) 10.

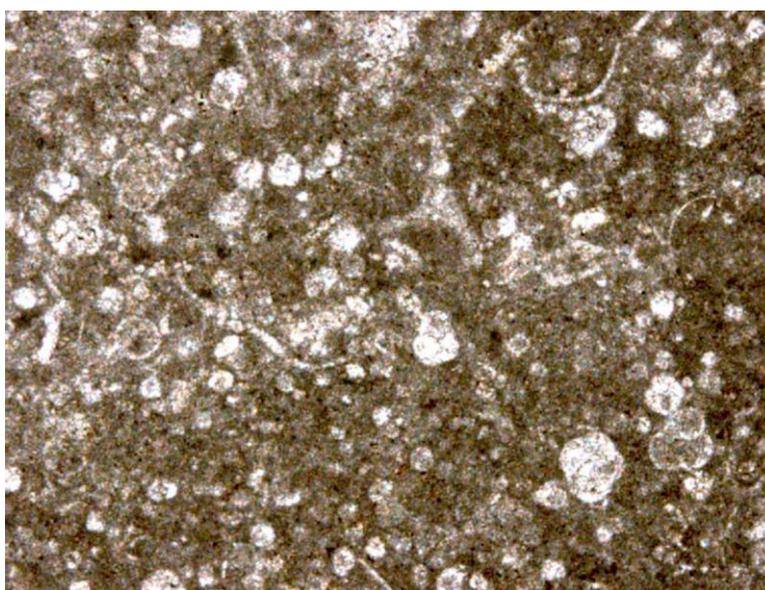


Fig. 46. Cava ex-Capraria. Packstone-wackestone con protoglobigerine (strato 7, campione C7, ingrandimento 200x).

Alla base dello strato 7 sono stati rinvenuti due esemplari rielaborati di *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orbigny) (Fig. 47) indicativi di una lacuna stratigrafica di ampiezza imprecisata. Il limite Giurassico Medio-Giurassico Superiore (Oxfordiano) è da porre all'interno di questo livello.



Fig. 47. Cava ex-Capraria. Esemplare di *Sowerbyceras tortisulcatum* (Oxfordiano) raccolto nello strato 7.

Al tetto dello strato 12 è stata rinvenuta un'associazione fossile, con ammoniti risedimentate, attribuita alla parte superiore della Biozona Divisum (porzione sommitale del Kimmeridgiano inferiore) ma in cui sono presenti numerosi esemplari rielaborati indicativi di un'erosione che ha interessato il tetto dello strato 11 e la base dello strato 12. La lacuna stratigrafica è relativa alle Biozone Platynota, Strombecki e parte inferiore della Biozona Divisum. Circa 20 cm al di sotto di tale strato sono stati rinvenuti un modello interno di *Rasenia* sp. (con morfologia tipica delle forme del Kimmeridgiano inferiore) e, circa 5 cm più in alto, un esemplare risedimentato di *Aspidoceras binodum* (Oppel), specie segnalata da alcuni autori (Pavia *et al.*, 1987; Olóriz, 1978) già a partire dall'Oxfordiano superiore ma diffusa soprattutto nel Kimmeridgiano inferiore. Di conseguenza, sulla base di questi dati, si è ritenuto di posizionare il limite Oxfordiano/Kimmeridgiano alla base dello strato 12, a circa 15,10 m dalla base della successione in esame.

Seguono verso l'alto, separati dagli strati sottostanti da una marcata superficie di discontinuità, circa 9,50 metri di calcilutiti di colore grigio-chiaro con ammoniti (strati 13-42). La microfacies è costituita da un wackestone-packstone con *Saccocoma* sp. (Fig. 48), articoli di crinoidi (Fig. 49), piccole ammoniti, aptici, rari foraminiferi bentonici (Miliolidi, *Lenticulina* sp.), gasteropodi, frammenti di gusci di ostracodi, piccole ammoniti, radioli di echinidi, radiolari e piccole calcisfere.

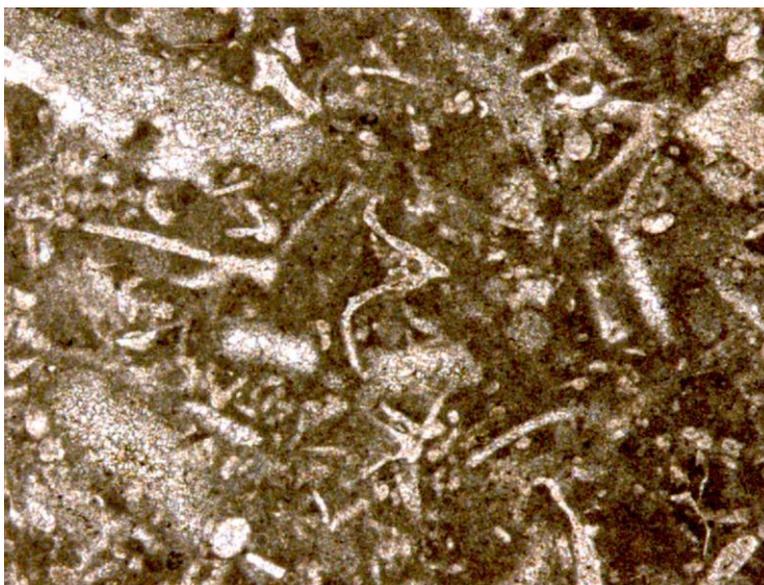


Fig. 48. Cava ex-Capraria. Packstone-Wackestone a *Saccocoma*. Sono ben visibili i vari articoli di *Saccocoma* e alcuni frammenti di aptici (strato 38, campione C38, ingrandimento 200x). Il genere *Saccocoma* è molto comune nei sedimenti kimmeridgiani e titoniani della Tetide assuntone, in alcuni livelli, valore litogenetico (Manni & Nicosia, 1994)



Fig. 49. Cava ex-Capraria. Articolo di crinoide (strato 20, particolare del campione C20).

I primi 1,9 m (strati 13-17) hanno un'aspetto pseudonodulare (Fig. 50) e sono caratterizzati da una ricca associazione ad ammoniti. Tale associazione costituita, fra gli altri, da vari esemplari di *Nebroditis agrigentinus* (Gemmellaro), *Aspidoceras* cf. *longispinum* (Sowerby), *Aspidoceras acanthicum* (Oppel), *Pseudowaagenia gemmellariana* (Gemmellaro), *Taramelliceras* sp. e *Physodoceras* sp., consente di

riferire questo pacco di strati al Kimmeridgiano permettendo, inoltre, di ricavare la dettagliata biozonazione descritta nelle pagine successive.

I successivi 7,60 metri (strati 18-42) sono costituiti da calcari ben stratificati, compatti, talora molto ben cementati, con ammoniti (Fig. 51), belemniti e brachiopodi. Sono presenti numerose intercalazioni, in livelli centimetrico-decimetrici, di calcareniti encrinetiche grigio scure.

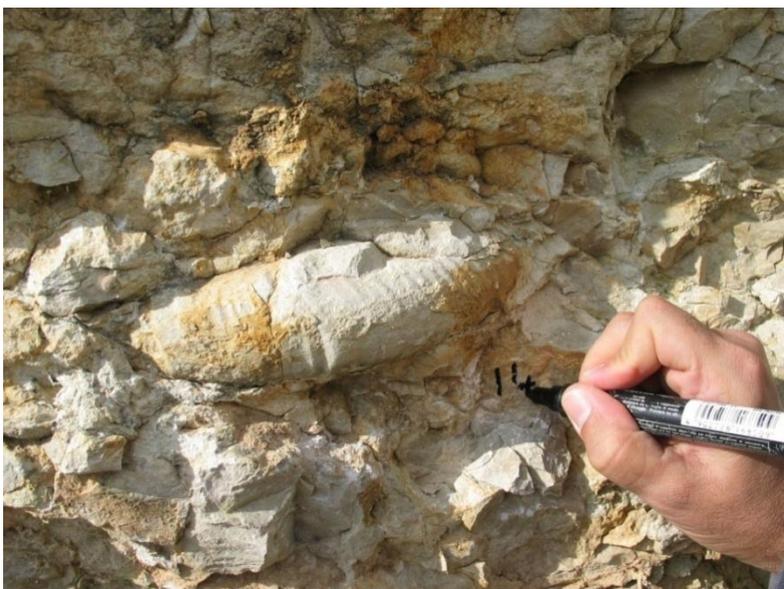


Fig. 50. Cava ex-Capraria. Calcare pseudonodulare con modello interno di ammonite (strato 14).

Fig. 51. Cava ex-Capraria. Calcari titoniani con *Saccocoma*. Particolare del contatto tra gli strati 21-22.

La freccia indica un esemplare tafonomicamente risedimentato di *Aspidoceras* sp.



I livelli encrinetici sono costituiti da un *grainstone* a crinoidi, a volte fortemente ricristallizzato. Il carattere molto compatto della roccia non ha consentito di estrarre con facilità le ammoniti ivi presenti, tutte conservate come modelli interni. Tuttavia, la presenza di *Saccocoma*, unita alla comparsa di brachiopodi del genere *Pygope* e di un

esemplare di *Haploceras* sp. alla base del livello 18, permette di attribuire questo pacco di strati (18-42) al Titoniano inferiore.

Seguono circa 10 metri di calcilutiti marnose, di colore bianco-giallastro, ben stratificate in livelli centimetrici, talora pseudonodulari, con ammoniti, belemniti e brachiopodi (livelli 43-51) (Fig. 52). Queste calcilutiti, verso l'alto (livello 51), si assottigliano in strati spessi pochi centimetri, perdendo il carattere pseudonodulare e il contenuto macrofaunistico caratteristici dei livelli sottostanti.

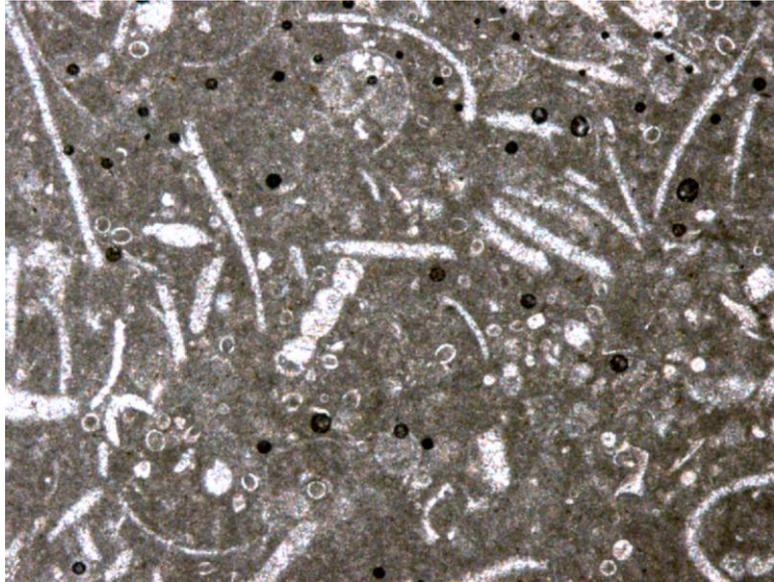


Fig. 52. Cava ex-Capraria. Calcari con calpionelle presenti al top della successione.

In sezione sottile (Fig. 53) si presentano come un mudstone-wackestone con calpionelle, aptici e pochi articoli di crinoide. *Saccocoma* sp. scompare nella parte basale di questi strati. L'età è, complessivamente, Titoniano superiore-Cretacico Inferiore.

Tra i calpionellidi si riconoscono le specie *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Calpionellopsis simplex* (Colom) e i generi *Remaniella*, *Tintinnopsella* e *Crassicollaria*. In particolare, la comparsa dei calpionellidi (*Calpionella alpina*, *Crassicollaria* sp., *Tintinnopsella* sp.) segna il limite Titoniano inferiore-Titoniano superiore (*Crassicollaria Zone*, strati 43-45) mentre il limite Giurassico-Cretacico è stato posto dubitativamente alla base dello strato 46 (*Calpionella alpina*, *Remaniella* sp., *Calpionella Zone*) in accordo con Grün & Blau (1997).

Fig. 53. Cava ex-Capraria. Wackestone con calpionelle, aptici e piccole ammoniti (strato 46, campione C46, ingrandimento 200x).



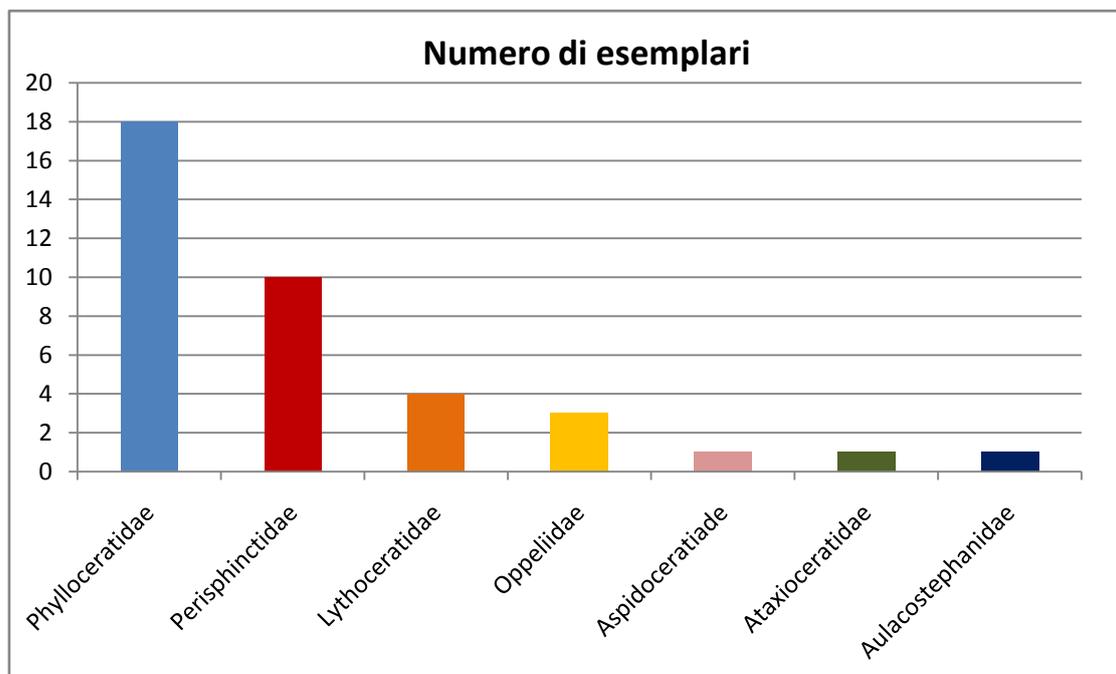
La sezione termina (livello 52) con una calcarenite bioclastica di colore giallo scuro, con molluschi, echinodermi e macroforaminiferi, nota in letteratura come Calcarenite ad *Amphistegina*, il cui spessore non è stato misurato in sezione. In discordanza sui depositi sottostanti, è datata come Pliocene medio-superiore (Di Stefano & Vitale, 1993).

6.4.2 ASSOCIAZIONI AD AMMONITI

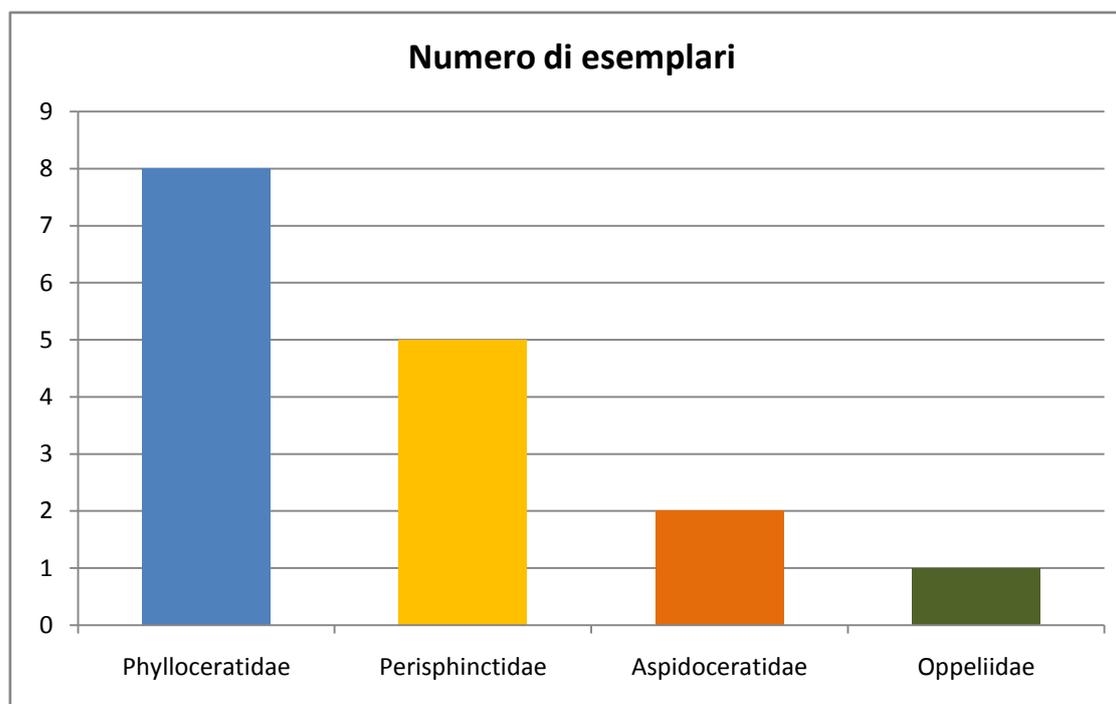
La distribuzione delle ammoniti all'interno della sezione studiata non si è rivelata uniforme ma con alternanza di livelli ricchi in ammoniti ad altri quasi del tutto privi. Nonostante ciò, gli esemplari campionati hanno permesso di ottenere importanti informazioni trattandosi, per la maggior parte, di taxa significativi sia dal punto di vista biostratigrafico che paleobiogeografico.

Sono state campionate circa 60 ammoniti, provenienti dall'intervallo corrispondente agli strati 7-18 della sezione, quasi tutte determinate.

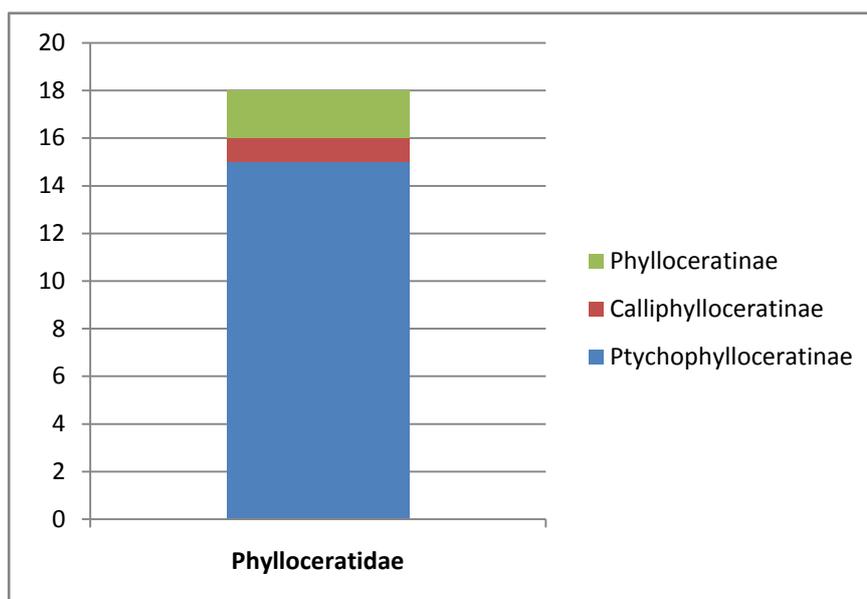
Dall'esame degli esemplari delle famiglie e sottofamiglie presenti, spicca subito la prevalenza dei rappresentanti della famiglia Phylloceratidae (Tabb. 1 e 2), con il genere *Sowerbyceras* (Subfamiglia Ptychophylloceratinae) dominante rispetto agli altri rappresentanti di questa famiglia. In particolare, nel livello 12 esso supera l'80% dell'intera associazione (Tab. 3) e raggiunge il 100 % nel livello 13.



Tab. 1 -Cava ex-Capraria. Distribuzione quantitativa delle famiglie nel Livello 12.



Tab. 2 -Cava ex-Capraria. Distribuzione quantitativa delle famiglie nel livello 13.



Tab. 3 – Distribuzione delle Sottofamiglie di Phylloceratidae nel livello 12.

Lytoceratidae e Ooppelidae sono presenti con pochi esemplari mentre i Perisphinctidae sono rappresentati esclusivamente dalla sottofamiglia Passendorferiinae con i generi *Nebroditis*, *Benacoceras* e *Trenerites*.

In questa sezione i primi rappresentanti della sottofamiglia Ataxioceratinae compaiono al tetto dello strato 12, corrispondente alla parte superiore della Biozona Divisum, per poi diventare più abbondanti a partire dal livello 14. Anche i rappresentanti della famiglia Aspidoceratidae, seppur presenti a partire dallo strato 12, cominciano ad essere più abbondanti a partire dallo strato 13 e, soprattutto, 14 corrispondenti, rispettivamente, alla parte inferiore e superiore della Biozona Acanthicum.

Nel complesso, la composizione dell'associazione ad ammoniti qui rinvenuta mostra, a partire dal Kimmeridgiano inferiore, una chiara pertinenza mediterranea (Tetidea).

6.4.3 OSSERVAZIONI TAFONOMICHE

Le ammoniti che costituiscono l'associazione di Cava ex-Capraria sono costituite da esemplari il cui stato di conservazione, spesso, non consente di effettuare una determinazione tassonomica a livello specifico. Gli esemplari, quasi sempre disposti parallelamente alla superficie dello strato, si sono preservati come modelli interni micritici cementati, talvolta deformati, molto raramente con resti di guscio e strutture più delicate come i tubercoli. La camera di abitazione è presente solo in pochi esemplari.

L'esame delle caratteristiche tafonomiche permette di individuare la presenza di numerosi esemplari rielaborati (W) costituiti da fragmoconi incompleti classificabili come modelli frammentati (Mf), frammenti di modelli (Fm), modelli disarticolati (Md) o troncati (Mt) secondo la classificazione di Fernández-López & Suárez Vega (1979). Alcuni esemplari mostrano, infatti, chiare discontinuità litologiche o strutturali tra il riempimento del modello interno e la matrice circostante, superfici di troncamento o di disarticolazione.

Gli esemplari risedimentati (S) sono presenti in misura minore rispetto agli esemplari rielaborati, costituiti da Mf, Cf o modelli deformati plasticamente. In entrambi i casi il peristoma non è stato mai rinvenuto.

I pochi esemplari che conservano la camera d'abitazione (C.A.) mostrano l'approssimazione della linea di sutura oltre a caratteri tali da permettere di definirli come adulti. In altri esemplari, costituiti dal solo fragmocono, è stata riscontrata l'approssimazione della linea di sutura il che fa supporre, anche in assenza di C.A., che si tratti di individui adulti.

La diversità specifica dell'associazione, all'interno dell'intervallo stratigrafico esaminato, è medio-bassa. Il basso valore del rapporto tra il numero di esemplari ed i taxa riconosciuti, insieme alla dominanza di individui adulti, probabilmente macroconchi, in considerazione delle dimensioni ipotizzabili fa presupporre che si tratti di una popolazione tafonica di tipo 3, secondo la classificazione di Fernández-López (1995) e, quindi, indicativa di un'associazione alloctona.

6.4.4 BIOSTRATIGRAFIA

Lo studio tassonomico e tafonomico delle associazioni ad ammoniti di Cava ex-Capraria, realizzato per la prima volta in questa tesi, ha consentito di effettuare una zonazione dettagliata relativa al Kimmeridgiano inferiore e superiore (Fig. 45). Le associazioni ad ammoniti presenti in questi livelli sono costituite da esemplari rielaborati ed esemplari risedimentati. L'individuazione di esemplari rielaborati e il loro studio tassonomico ha consentito di individuare la presenza di lacune stratigrafiche e di determinarne l'ampiezza.

Biozona Divisum (Strato 12)

Ad eccezione di pochi esemplari, quali *Holcophylloceras* cf. *zignodianum* (d'Orbigny), *Lytoceras* sp., *Rasenia* sp. e *Aspidoceras binodum* (Oppel) (Tav. 4, Figg. 4-5) (quest'ultimo risedimentato), tutti i campioni provenienti da questo livello sono stati raccolti in prossimità del tetto dello strato 12.

L'associazione fossile qui rinvenuta è costituita da un'associazione mescolata di due taphorecord. Uno di questi è costituito da esemplari risedimentati preservati come modelli interni, spesso frammentati, talora deformati plasticamente. Questi esemplari sono riferibili alle specie:

- *Sowerbyceras silenum* (Fontannes in Dumortier & Fontannes)
- *Lytoceras polycyclum* Neumayr (Tav. I, Fig. 2)
- *Nebroditis agrigentinus* (Gemmellaro)
- *Nebroditis heimi* (Favre) (Tav. V, Fig. 1)
- *Nebroditis* cf. *gr. hospes* (Neumayr)

indicative della parte superiore della Biozona Divisum.

L'altro taphorecord è costituito da numerosi esemplari, chiaramente rielaborati, presenti come Md e Fm, appartenenti ai seguenti taxa:

- *Sowerbyceras silenum* (Tav. I, Figg. 3-4)
- *Sowerbyceras* cf. *silenum*
- *Sowerbyceras* sp.
- *Phylloceras* sp.
- *Lytoceras* sp.
- *Taramelliceras* cf. *gr. compsum* (Oppel) (Tav. II, Figg. 2-3)
- *Taramelliceras* sp. (Tav. II, Fig. 4-5)
- *Nebroditis agrigentinus* (Tav. V, Fig. 3)
- *Nebroditis* sp. (Tav. III, Fig. 2; Tav. V, Fig. 2)
- *Benacoceras* sp.
- *Trenerites* cf. *evolutus* (Gemmellaro) (Tav. III, Fig. 4)
- *Trenerites* sp. (Tav. III, Figg. 1, 3)
- Ataxioceratidae indeterminato

La presenza di numerosi fossili rielaborati, più o meno frammentati, di *Trenerites* sp. e *S. silenum* è indicativa della Biozona Platynota, Sottozona Trenerites, mentre la presenza di esemplari rielaborati di *Taramelliceras* cf. gr. *compsum* e *Nebroditis agrigentinus* indica la parte inferiore della Biozona Divisum (Sottozona Divisum). Questi due taphorecord testimoniano, quindi, una lacuna stratigrafica relativa alle biozone Platynota, Strombecki e alla parte inferiore della Biozona Divisum.

Le caratteristiche riscontrate negli esemplari in esame fanno ipotizzare la presenza, in questo intervallo di tempo, di condizione di mare (relativamente) basso in cui gli esemplari già fossilizzati venivano riesumati e rimobilizzati, causando la disarticolazione e frammentazione dei modelli interni precedentemente formati.

Biozona Acanthicum (Strato 13)

Lo strato 13 è separato dal livello sottostante da una marcata discontinuità la cui origine è difficilmente spiegabile a causa della mancanza di caratteri tafonomici e sedimentologici diagnostici. Anche in questo livello le ammoniti sono conservate come modelli interni, spesso disposti parallelamente alla superficie dello strato. In alcuni casi, sono presenti esemplari che mostrano superfici di erosione senza, tuttavia, mostrare evidenti caratteri di rielaborazione (come, ad esempio, riempimento discordante con il sedimento incassante).

All'interno dello strato 13 sono stati rinvenuti alcuni esemplari tafonomicamente risedimentati, conservati come modelli interni di fragmocono:

- *Nebroditis agrigentinus* (Tav. VI, Fig. 1-2)
- *Pseudowaagenia gemmellariana* (Gemmellaro) (Tav. IV, Figg. 1-3)
- *Sowerbyceras loryi* (Munier Chalmas in Pillet & De Fromentel) (Tav. I, Fig. 1)

associati a numerosi modelli interni tafonomicamente rielaborati, spesso frammentati, il cui cattivo stato di conservazione non ne consente una determinazione a livello specifico:

- *Nebroditis* sp.
- *Sowerbyceras* sp.
- *Physodoceras* sp. (Tav. II, Fig. 1)
- *Taramelliceras* sp.

L'associazione è, nel complesso, attribuibile alla parte inferiore della Biozona Acanthicum mentre l'assenza di *marker* specifici non consente un ulteriore dettaglio a livello sottozonale

Biozona Acanthicum (Strato 14)

Lo strato 14, così come quello sotto e sovrastante, si presenta compatto e ben cementato motivo per cui l'estrazione dei campioni, spesso in cattivo stato di conservazione, si è dimostrata difficoltosa. L'associazione faunistica è caratterizzata da poche forme ma con abbondanza di esemplari del genere *Aspidoceras* e di Ataxioceratinae di grosse dimensioni. Tra questi sono stati determinati alcuni esemplari risedimentati di *Aspidoceras acanthicum*, *Aspidoceras* sp. post *longispinum* (Sowerby) e *Progeronia* sp. associati a pochi frammenti di modelli interni, rielaborati e disarticolati, di *Nebroditis* sp. (Tav. 5, Fig. 4). La presenza di *Aspidoceras* sp. post *longispinum* associata ad *Aspidoceras acanthicum* consente, seppur dubitativamente, di attribuire l'associazione alla parte media e/o alta della Biozona Acanthicum.

Gli strati 15, 16 e 17 (spessi complessivamente 65 cm) si sono rivelati piuttosto sterili, ad eccezione di esemplari risedimentati di *Sowerbyceras* cf. *loryi* rinvenuti a metà dello strato 15. Pur non potendo esprimere un'attribuzione stratigrafica dettagliata, la presenza di *S. loryi*, taxon tipico del Kimmeridgiano superiore (Sarti, 1993), consente di riferire gli strati 15, 16 e 17 a questo intervallo cronostatigrafico. Alla base dello strato successivo (strato 18), sono stati rinvenuti alcuni brachiopodi del genere *Pygope* ed un esemplare di *Haploceras* sp., di età titoniana. Il limite Kimmeridgiano/Titoniano è stato, quindi, posto in corrispondenza del contatto fra gli strati 17 e 18, a circa 17,5 m dalla base della sezione.

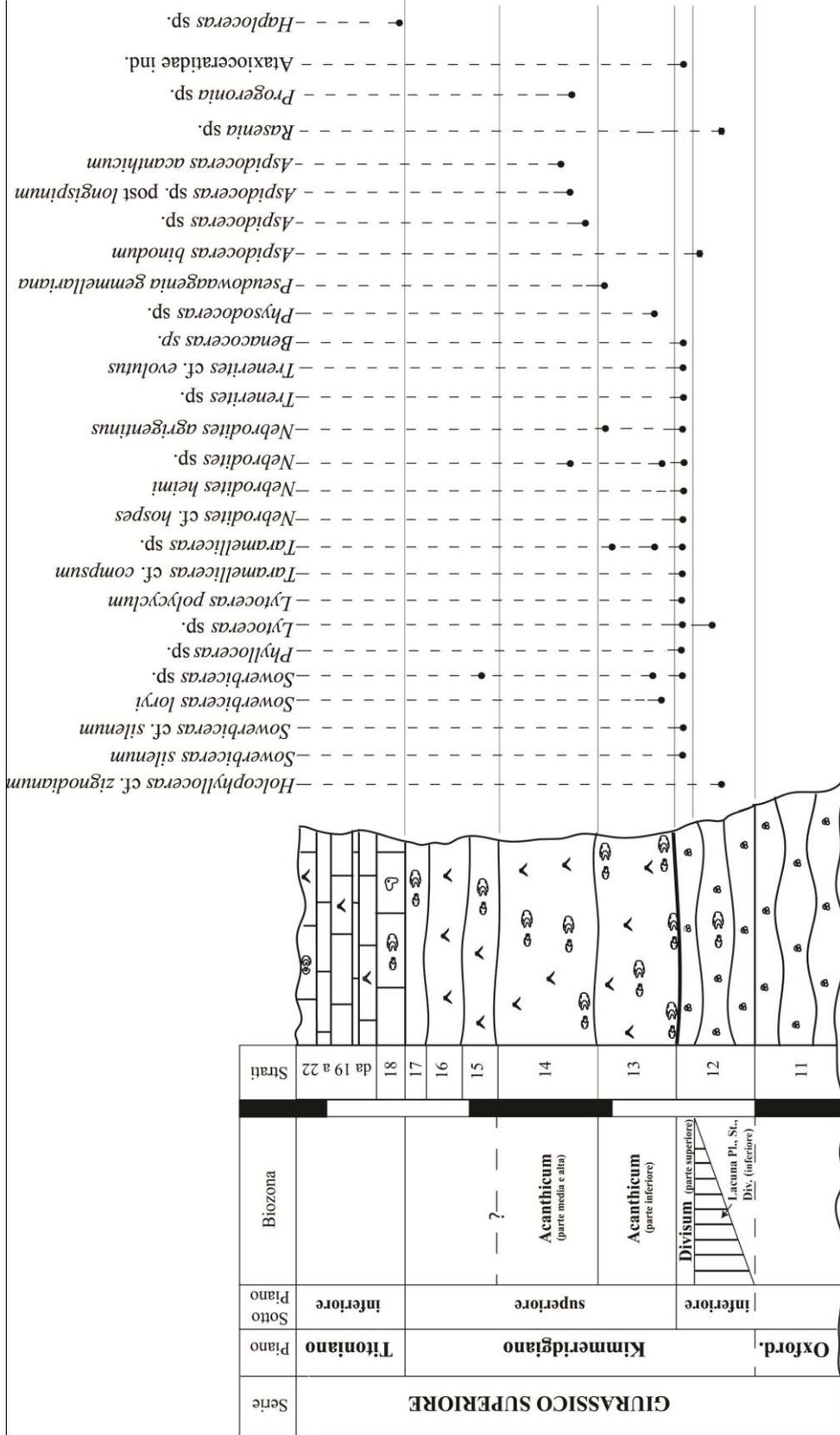


Fig. 54. Log biostratigrafico di Cava ex Capraria dall'Oxfordiano al Titoniano inferiore.

6.5 STRETTA ARANCIO

La scelta di studiare l'affioramento di Stretta Arancio ha preso spunto dalla revisione di due collezioni storiche di ammoniti del Giurassico Medio e Superiore conservate presso il Museo Geologico "G. G. Gemmellaro". Per un corretto utilizzo delle informazioni stratigrafico-paleontologiche desunte dalle collezioni è stato localizzato il sito di provenienza delle stesse.

L'affioramento di Stretta Arancio è situato lungo le pendici orientali di Monte Arancio (Fig. 55), in un'area compresa tra i comuni di Menfi (AG), S. Margherita Belice (AG) e Sambuca di Sicilia (AG). Il sito è raggiungibile dall'interno dell'area delimitata dalla diga artificiale del Lago Arancio, un bacino artificiale creato in seguito allo sbarramento del Fiume Carboj.

L'affioramento è costituito da due successioni poste l'una di fronte all'altra (Fig. 56) e ubicate a mezzacosta sui fianchi destro e sinistro (destra a sinistra orografica) della profonda gola formata dal Fiume Carboj. Denominate, rispettivamente, SA_Dx e SA_Sx, costituiscono l'area di provenienza delle collezioni storiche Bruno e Gemmellaro descritte ai paragrafi 10.3 e 10.4.

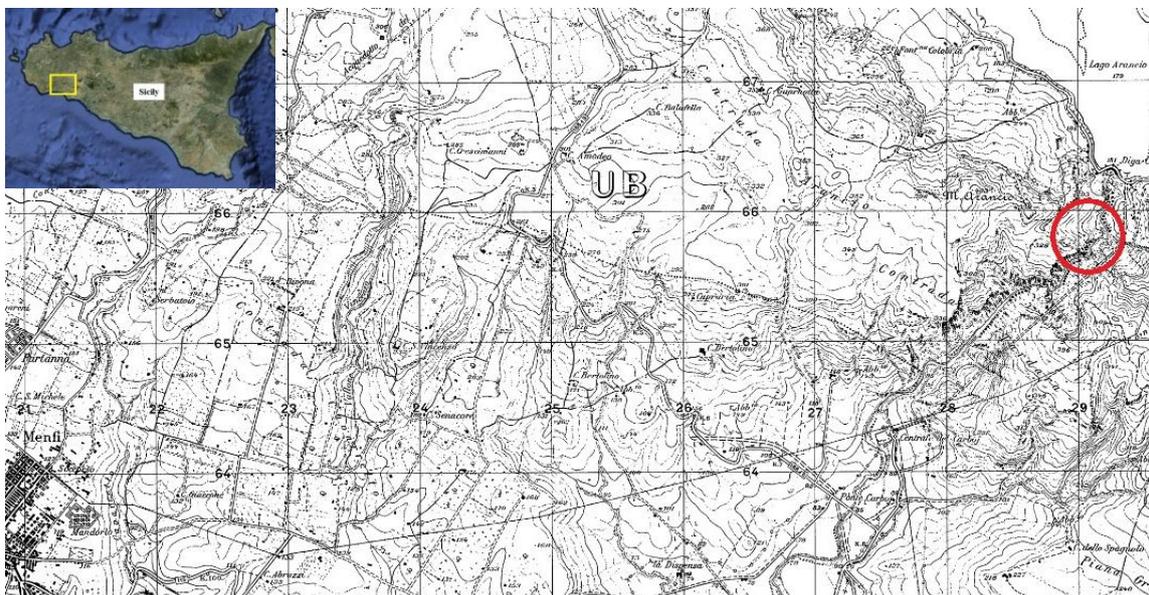


Fig. 55 . Ubicazione dell'affioramento di Stretta Arancio.



Fig. 56. Panoramica della valle del Fiume Carboj e localizzazione delle sezioni studiate (SA_Sx e SA_Dx).

10.1 DESCRIZIONE DELLA SEZIONE

La successione affiorante sul lato destro dell'impiuvio (SA_Dx, Fig. 57), potente nel complesso 6,87 m, è composta da strati pressoché subparalleli, inclinati in direzione N di 30°. Essi poggiano, con rapporto stratigrafico di apparente concordanza, sui calcari dolomitici della Fm. Inici (Giurassico Inferiore), i quali affiorano lungo le pareti incise dal Fiume Carboj. Questi, spessi parecchie decine di metri, sono costituiti da grossi banchi, ben stratificati, di calcari peritidali di piattaforma carbonatica. Di colore grigio-chiaro, in sezione sottile contengono frammenti algali (*Thaumatoporella*), peloidi e granuli aggregati.

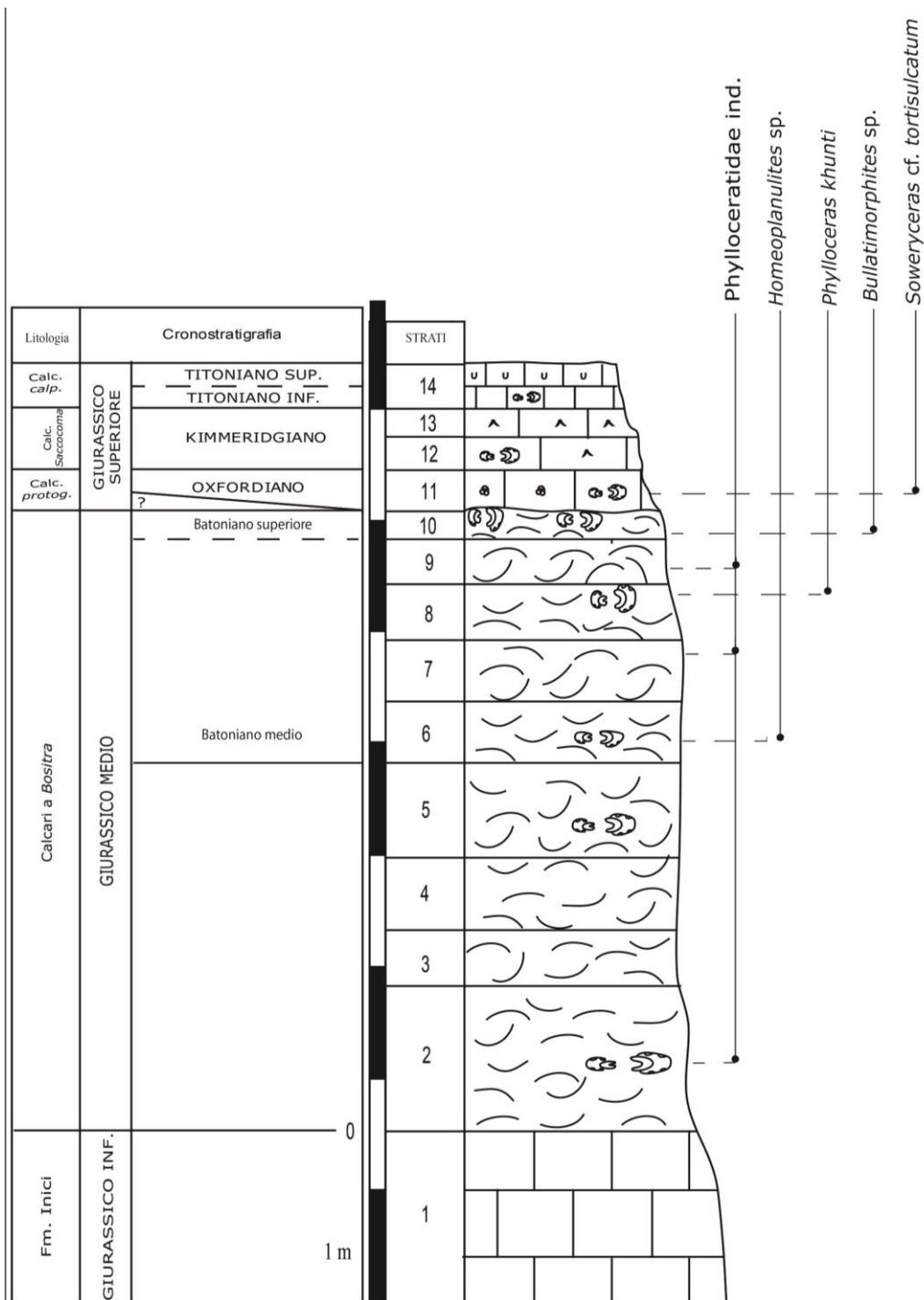


Fig. 57. Stretta Arancio. Colonna stratigrafica della sezione SA_Dx.

La sezione (Fig. 58), misurata a partire dal tetto della Fm. Inici, è costituita alla base da 5,50 metri di calciliti grigio-rosate a *Bositra* (strati 2-10, sezione Sa_Dx). In affioramento si presentano ben stratificati, con spessore degli strati di 10-20 cm (Fig. 59) e sono riferibili alla facies dei calcari pelagici con ammoniti del Giurassico Medio.

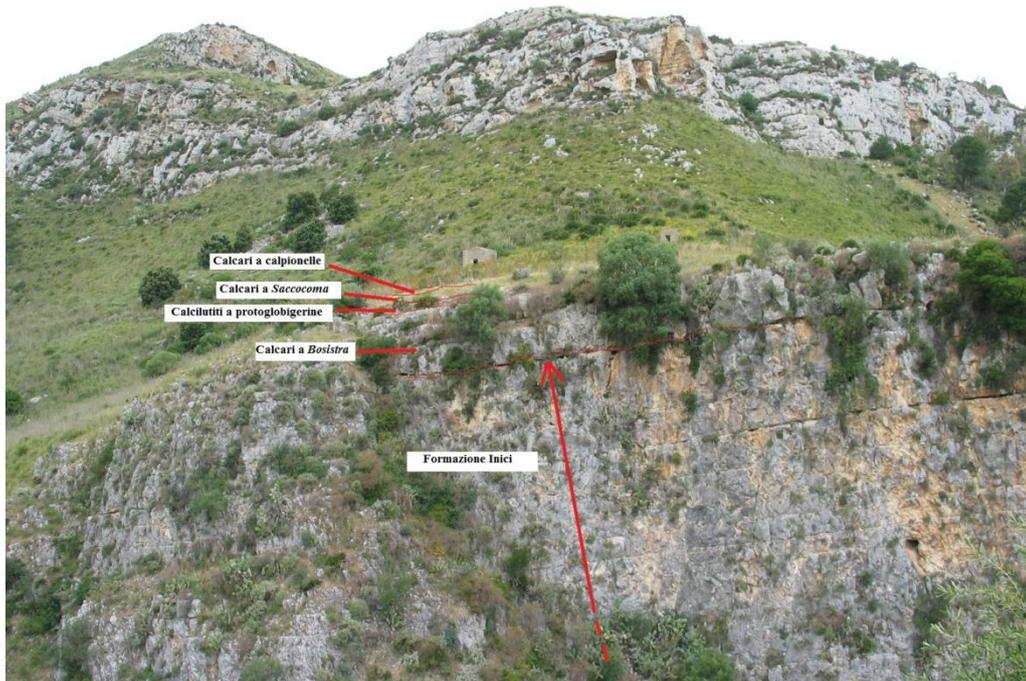


Fig. 58 . Stretta Arancio, sezione SA_Dx. Limiti fra le differenti litologie della successione.



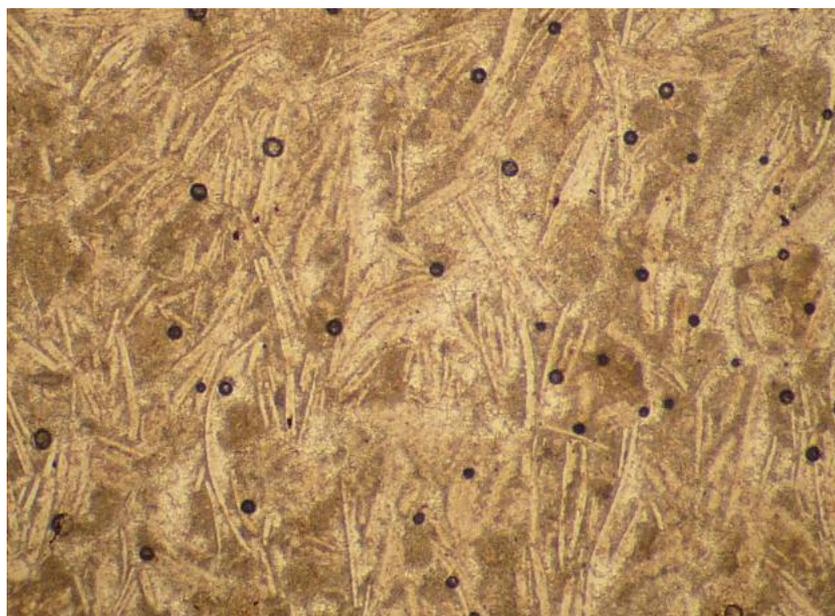
Fig. 59. Stretta Arancio, sezione SA_Dx. Calcilutiti grigio-rosate a *Bositra*.

L'analisi microscopica effettuata sui campioni raccolti (Fig. 60) mostra una certa uniformità dei suddetti livelli costituiti, nel complesso, da un packstone-wackestone con frammenti di gusci di bivalvi (*Bositra buchi* Roemer) ricchi di matrice micritica. Sono, inoltre, riconoscibili porzioni di sedimento con sottili livelli a tessitura leggermente diversa, tipo grainstone.

I gusci di *Bositra* sono talmente abbondanti da assumere una vera e propria importanza litogenetica. Le loro dimensioni, assai variabili a causa della contemporanea presenza di valve intere e in frammenti, raggiungono uno spessore massimo di 3-4 mm. In sezione trasversale alla stratificazione, questi resti appaiono come sottili filamenti più o meno arcuati: da questo aspetto deriva il nome di “facies a filamenti” o “*filaments*”. Al microscopio le valve di *Bositra* si presentano spesso frammentate e disarticolate; non sono orientate né disposte in lamine ma mostrano una disposizione caotica, evidentemente legata ad una profonda bioturbazione che ha scompaginato, pressoché totalmente, l’originaria stratificazione.

Considerata tradizionalmente come una forma con vita pelagica, Etter (1996) propone uno stile di vita bentonico per la specie *Bositra buchi*, specie altamente opportunista, capace di colonizzare rapidamente fondali morbidi e di raggiungere picchi di abbondanza in condizioni di grave carenza di ossigeno. *Bositra buchi* è una specie ubiquitaria, distribuita dal Toarciano all’Oxfordiano, che mostra un’ampia variabilità intraspecifica (Monari, 1994).

Fig. 60. Stretta Arancio. Sezione SA_Dx. Wackestone-packstone a *Bositra* con la caratteristica facies a “filaments” (campione 8, ingrandimento 25x).



Oltre che dai numerosi resti di *Bositra*, il contenuto fossile è costituito da frammenti di echinidi, crinoidi e rari e, talora frammentati, foraminiferi bentonici (Nodosariidae, Miliolidi). Tra questi, il genere più abbondante è *Lenticulina*, dotata di un guscio particolarmente robusto che ne ha permesso una migliore conservazione.

I resti di Ammoniti qui rinvenuti sono poco abbondanti, rappresentati solo da pochi isolati esemplari. Si tratta di modelli interni non deformati, spesso frammentati e in cattivo stato di conservazione. Tra questi sono stati determinati un frammento di *Phylloceras kunthi* ed il fragmocono incompleto di un *Homeoplanulites* sp. (Fig. 61) le cui caratteristiche morfologiche lo avvicinano a forme tipiche del Batoniano medio (Kevin Page, com. pers.).



Fig. 61. Stretta Arancio. Sezione SA_Dx. Giri interni di un fragmocono incompleto di *Homeoplanulites* sp. proveniente dallo strato 6.

Il contatto con gli strati sovrastanti è marcato da un livello di colore bruno con litofacies di hardground (Fig. 62). In sezione sottile si osserva una diminuzione dei “filaments” di *Bositra*, la presenza di alcuni radiolari e numerosi peloidi, in una matrice contenente ossidi di ferro che talora rivestono le ammoniti qui raccolte (Fig. 63).



Fig. 62. Stretta Arancio. Sezione SA_Dx. Ammonite fossilizzata all'interno del livello con hardground.

Fig. 63. Stretta Arancio. Sezione SA_Dx. Esemplare di *Bullatimorphites* sp. raccolto dal livello con hardground.



Nell'affioramento ubicato sul fianco sinistro del Fiume Carboj (sezione SA_Sx, Fig. 64), al tetto dei Calcari a *Bositra* è presente uno strato (denominato strato “0”) caratterizzato alla base da una geometria irregolare, dovuta alla presenza di evidenti pinnacoli alti anche 10 centimetri (Fig. 65). Questa superficie irregolare è rivestita da una sottile patina di ossidi di Fe-Mn che incrosta anche le ammoniti rinvenute alla base di questo livello (Figg. 66 e 67).



Fig. 64. Stretta Arancio. Sezione SA_Sx. Limiti fra i differenti litotipi.



Fig. 65. Stretta Arancio. Sezione SA_Sx. Superficie irregolare con pinnacoli (indicata in rosso) alla base dello strato “0”, tetto dei calcari a Bositra.



Fig. 66. Sezione SA_Sx. Ammonite alla base del livello con hardground (strato “0”).



Fig. 67. Sezione SA_Sx. Particolare di ammonite rivestita da una leggera patina Fe-Mn alla base dello strato “0” (tetto dei calcari a *Bositra*).

Questo tipo di strutture sedimentarie mostra notevoli analogie con quelle descritte al limite fra i calcari a Crinoidi e il Rosso Ammonitico inferiore nel settore di Monte Kumeta (Di Stefano & Mindszenty, 2000). Attualmente l’idea più accreditata per la formazione dei pinnacoli ipotizza un fenomeno di erosione differenziale su fondi marini non omogeneamente litificati, nei quali alcune parti centimetriche, sporgenti nella morfologia, sarebbero state interessate in maniera minore dall’erosione e successivamente preservate grazie alla presenza del rivestimento di una crosta ferromanganesifera (Martire, 2002a).

L’associazione fossile raccolta nello strato “0” ha consentito di riferirlo al Batoniano superiore.

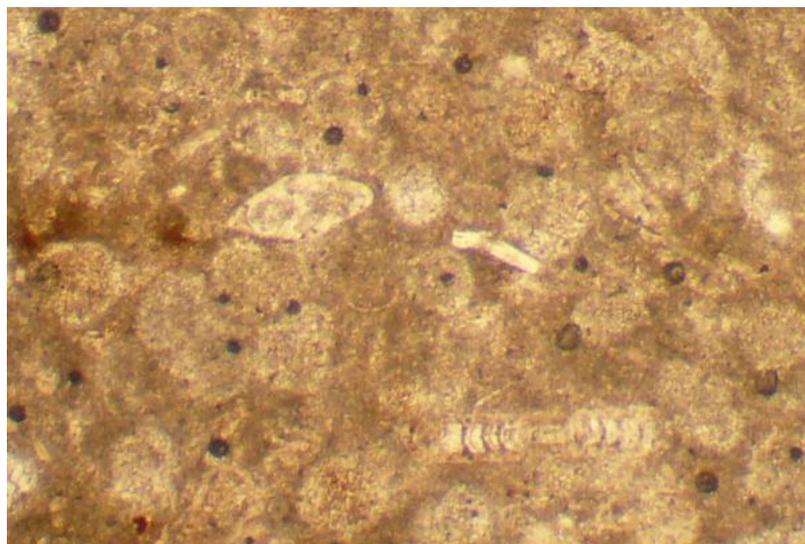
Segue verso l’alto un sottile strato (strato 11, sezione Sa_Dx), spesso circa 0,37 m, costituito da una calcilutite grigia con foraminiferi planctonici (protoglobigerine l.s.) (Fig. 68).



Fig. 68. Stretta Arancio. Sezione SA_Dx. Freccia rossa in basso: calcilutite grigia con protoglobigerine (Oxfordiano). Freccia blu in alto: calcari a *Saccocoma* (Kimmeridgiano)

In sezione sottile (Fig. 69) questo strato si presenta costituito da un packstone con protoglobigerine, foraminiferi bentonici e rari ooidi pelagici. In questo strato è stato rinvenuto un esemplare di *Sowerbyceras* cf. *tortisulcatum*, conservato come modello interno di fragmocono con resti della camera di abitazione, che consente di riferire questo livello al Giurassico Superiore (Oxfordiano).

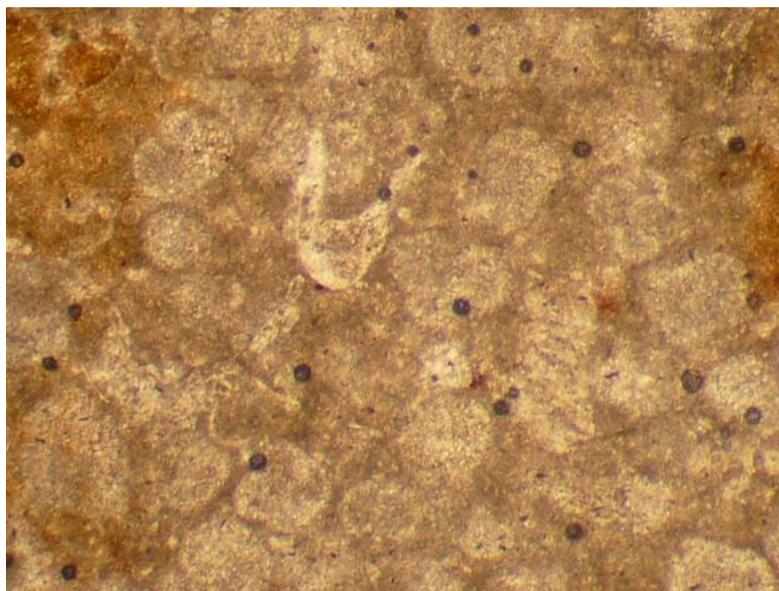
Fig. 69. Stretta Arancio. Sezione SA_Dx. Packstone con protoglobigerine. (campione 13, ingrandimento 25x).



Al di sopra giacciono gli strati 12-13 (sezione SA_Dx) spessi, complessivamente, circa 0,55 metri e costituiti da una calcilutite grigia compatta e ben stratificata, talora fortemente cristallizzata.

In sezione sottile (Fig. 70) è costituita da un wackestone-packstone con resti di *Saccocoma*, protoglobigerine, articoli di crinoidi e rari foraminiferi bentonici (*Spirillina*, *Lenticulina*) anche a tassaia uniseriale. L'età è attribuibile al Kimmeridgiano anche grazie al rinvenimento di un esemplare di *Lytoceras* cf. *montanum* (Oppel) nella sezione SA_Sx.

Fig. 70. Stretta Arancio. Sezione SA_Dx. Packstone a *Saccocoma* (campione 14, ingrandimento 25x).



In apparente continuità sui calcari a *Saccocoma* giace un sottile strato (strato 14), spesso appena 40 cm, interamente costituito da calcilutiti compatte bianco-latte (Fig. 71) con ammoniti, gasteropodi, articoli di crinoidi, belemniti, aptici e brachiopodi (Fig. 72).

L'associazione ad ammoniti raccolta al tetto dello strato 4 nella sezione SA_Sx, costituita da alcuni esemplari tafonomicamente risedimentati di *Ptycophylloceras* sp., *Haploceras* cf. *carachteys* (Zeuschner), *Schaireria* cf. *avellana* (Zittel), consente di attribuire gli strati 4 e 5 al Titoniano inferiore. Molti di questi esemplari sono costituiti da modelli interni troncati con resti di guscio ed il riempimento concordante col sedimento incassante. Tutti i caratteri descritti sono indicativi di risedimentazione.

Fig. 71. Stretta Arancio. Sezione SA_Dx. Freccia rossa: calcilutite bianco-latte del Giurassico Superiore.

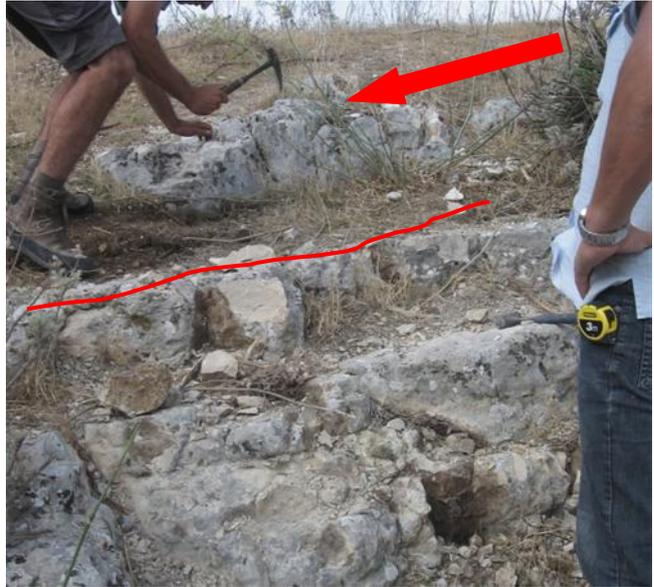


Fig. 72. Stretta Arancio. Sezione SA_Sx. Calcare con ammoniti, gasteropodi, articoli di crinoidi, belemniti, aptici e brachiopodi (strato 4) del Titoniano inferiore.

Un campione prelevato in prossimità del tetto dello strato 14 (sezione SA_Dx) ha rivelato, in sezione sottile, una microfacies costituita da un wackestone a calpionelle tra cui si riconoscono le forme *Calpionella alpina* e *Crassicollaria* sp. (Titoniano superiore).

10.2 ASSOCIAZIONI AD AMMONITI

Le sezioni studiate sono accomunate da un'analoga frequenza di distribuzione delle ammoniti, con un picco di abbondanza nel livello con hardground ed in quello sottostante (Fig. 73).

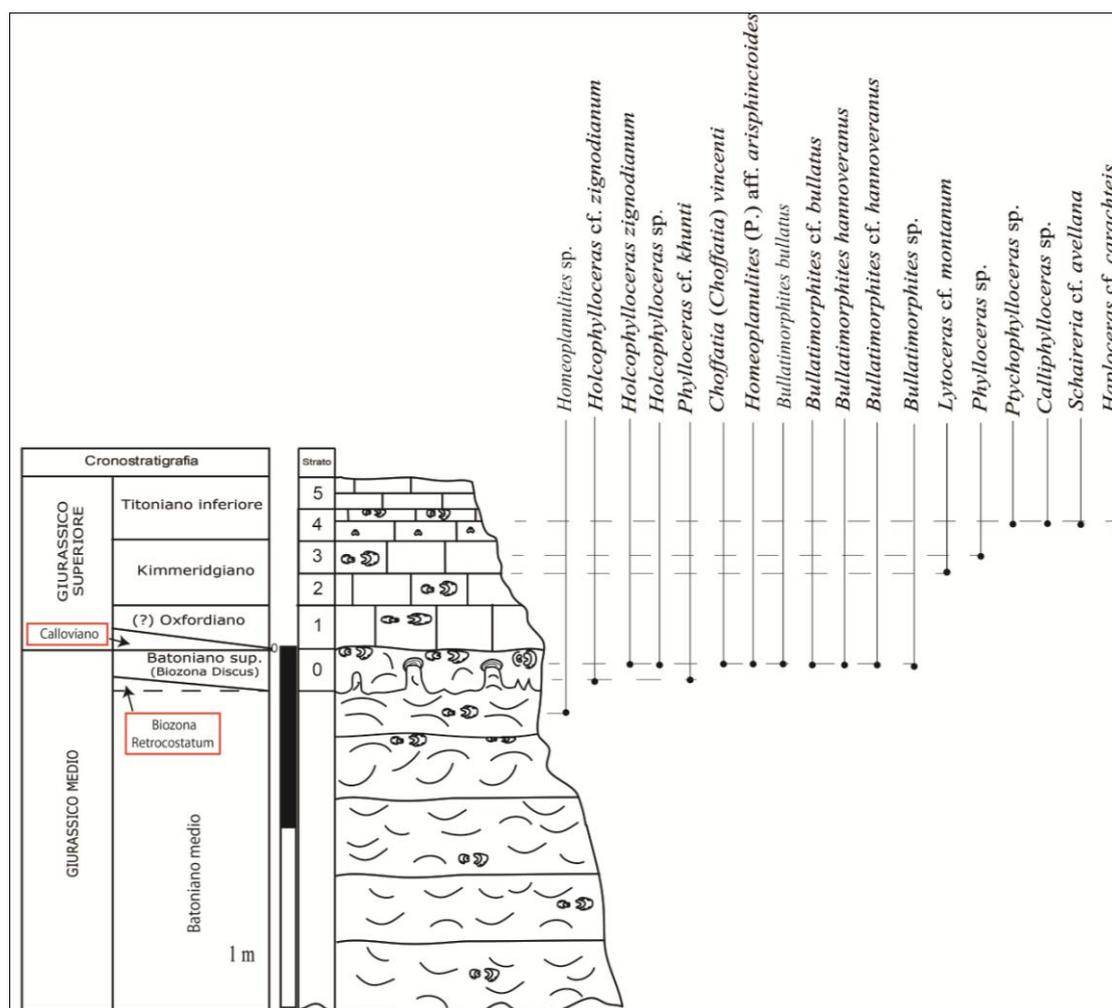
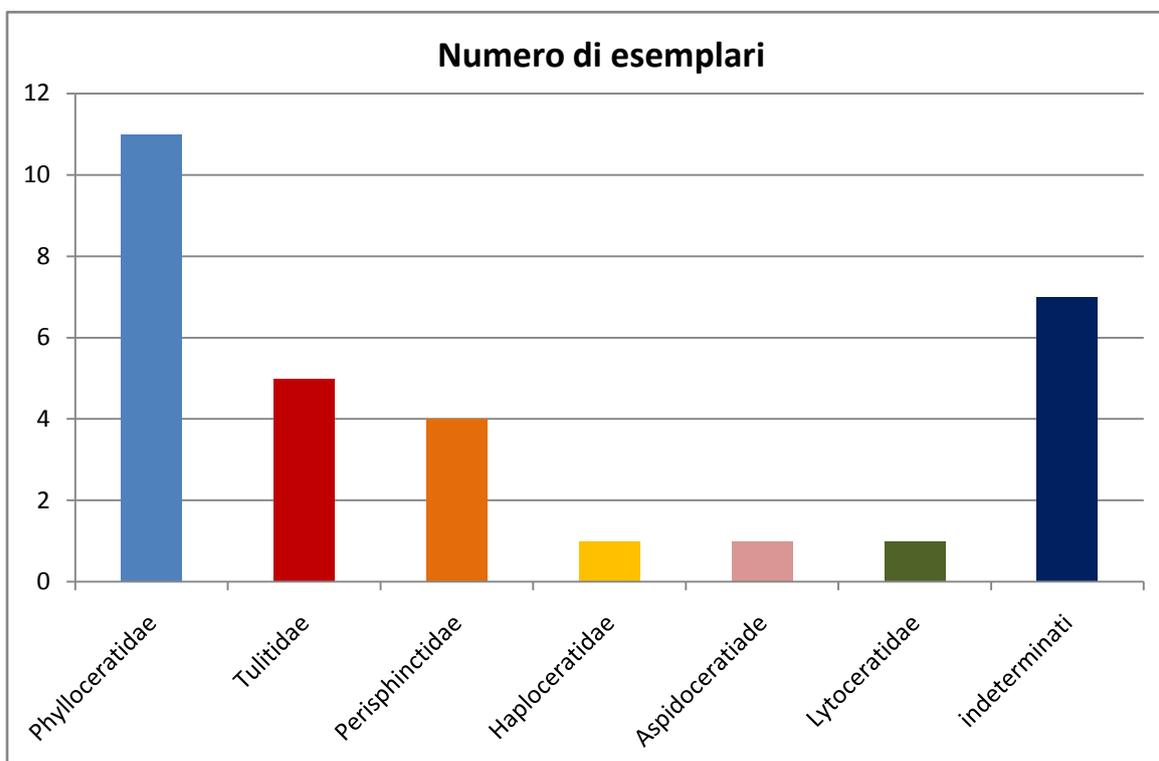


Fig. 73. Stretta Arancio. Log biostratigrafico della sezione SA_Sx.

Sono state campionate complessivamente circa 30 ammoniti, provenienti dall'intervallo corrispondente agli strati 2-13 (sezione SA_Dx) e 0-4 (sezione SA_Sx).

Dall'esame degli esemplari delle famiglie e sottofamiglie presenti (Tab. 4), spicca la prevalenza dei rappresentanti della famiglia Phylloceratidae, rappresentato dai generi *Phylloceras*, *Calliphylloceras*, *Ptychophylloceras* e *Holocphyloceras*.

Lytoceratidae, Haploceratidae e Aspidoceratidae sono presenti con pochi individui mentre la famiglia Tullitidae è presente con vari esemplari di *Bullatimorphites*. Relativamente abbondanti i Perisphinctidae, rappresentati dai generi *Choffatia* e *Homeoplanulites* dalla sottofamiglia Pseudoperisphinctinae.



Tab. 4. Stretta Arancio. Distribuzione quantitativa delle famiglie di ammoniti nelle successioni studiate.

10.3 OSSERVAZIONI TAFONOMICHE

L'associazione ad ammoniti campionata a Stretta Arancio è costituita da modelli interni micritici cementati, molto raramente con tracce di guscio e strutture più delicate come i tubercoli. La camera di abitazione e il peristoma sono a volte presenti. Quasi sempre le ammoniti sono disposte con i fianchi paralleli alla superficie di strato. Alcuni esemplari si presentano in cattivo stato di conservazione e pertanto risultano indeterminabili (Tab. 4).

L'esame delle caratteristiche tafonomiche permette di individuare la presenza di numerosi esemplari rielaborati (W) costituiti da fragmoconi incompleti classificabili come modelli frammentati (Mf), frammenti di modelli (Fm), modelli disarticolati (Md) o troncati (Mt) secondo la classificazione di Fernández-López & Suárez Vega (1979).

Alcuni esemplari mostrano, inoltre, chiare discontinuità litologiche o strutturali tra il riempimento del modello interno e la matrice circostante, superfici di troncamento o di disarticolazione.

Gli esemplari risedimentati (S) sono costituiti da modelli interni frammentati (Mf), modelli troncati (Tm).

Gli esemplari che conservano la camera d'abitazione (C.A.) mostrano l'approssimazione della linea di sutura e modifiche della forma della spira caratteristiche degli individui adulti.

L'associazione fossile è costituita in massima parte da individui macroconchi, chiaramente identificabili in quanto appartenenti a generi e sottogeneri notoriamente pertinenti a coppie dimorfiche - come *Bullatimorphites bullatus* (M)/*Bullatimorphites microstoma* (m) e *Homeoplanulites* (*Homeoplanulites*) (m)/*Homeoplanulites* (*Parachoffatia*) (M).

La diversità specifica dell'associazione, all'interno dell'intervallo stratigrafico esaminato, è medio-bassa. Il basso valore del rapporto tra il numero di esemplari ed i taxa riconosciuti, insieme alla dominanza di individui adulti, spesso macroconchi, fa presupporre che si tratti di una popolazione tafonica di tipo 3, secondo la classificazione di Fernández-López (1995) e, quindi, indicativa di un'associazione adèmica.

10.4 BIOSTRATIGRAFIA

Lo studio tassonomico e tafonomico delle associazioni ad ammoniti di Stretta Arancio, realizzato per la prima volta in questa tesi, ha consentito di realizzare i log biostratigrafici delle due sezioni studiate.

L'individuazione di differenti associazioni ad ammoniti (costituite sia da esemplari rielaborati che risedimentati) ha consentito di non incorrere in grossolani errori di attribuzione zonale. L'individuazione di esemplari rielaborati e il loro studio tassonomico ha consentito di individuare, tra gli altri, la presenza di un'importante lacuna stratigrafica al contatto Giurassico Medio-Giurassico Superiore e di determinare la relativa ampiezza.

Nella sezione SA_Sx, circa 35 cm dal tetto dei calcari con *Bositra*, è stato rinvenuto un esemplare di *Homeoplanulites* sp. (Tav. X, Fig. 3). Un altro esemplare di *Homeoplanulites* sp. è stato raccolto circa 2 m sotto l'analogo limite nella successione SA_Dx.

Quest'ultimo, in base alle caratteristiche morfologiche (Kevin Page, com. pers.), permette di identificare la presenza del Batoniano medio all'interno di questa successione, caratterizzata soltanto da pochi indeterminabili frammenti di phylloceratidi. L'assenza di marker caratteristici impedisce una zonazione di dettaglio e rende alquanto complesso il posizionamento dei limiti inferiore e superiore di questo sottopiano.

Una più ricca associazione fossile è stata raccolta 20 cm circa sotto il contatto tra gli strati "0" e 1 (sezione SA_Sx) ed è costituita da vari individui sia rielaborati che risedimentati. Tra i primi sono state riconosciute le specie *Bullatimorphites (B.) hannoveranus* (Roemer) (Tav. IX, Figg. 1-2), *Bullatimorphites (B.) cf. hannoveranus*, *Choffatia (Choffatia) vincenti* Mangold (Tav. XI, Fig. 1), alcuni esemplari di *Holcophylloceras zignodianum* (d'Orbigny) (Tav. VII, Fig. 1), *H. cf. zignodianum* (Tav. VII, Fig. 2), *Phylloceras kunthi* Neumayr e vari altri phylloceratidi. Un'associazione fossile, nel complesso, caratteristica della parte inferiore del Batoniano superiore, Biozona Retrocostatum.

Il taphorecord risedimentato è costituita da vari esemplari di *Bullatimorphites bullatus* (d'Orbigny) (Tav. VIII, Figg. 1-2), *Bullatimorphites cf. bullatus*, *Bullatimorphites sp.* (Tav. XI, Figg. 2-3), *Homeoplanulites (Parachoffatia) aff. arisphinctoides* (Arkell) (Tav. X, Fig. 1-2), taxa con range compresi tra il Batoniano superiore (Biozona Discus) e il Calloviano inferiore (Biozona Bullatus).

L'assenza di esemplari di generi esclusivi del Calloviano, come *Macrocephalites* e *Reineckeia*, di solito molto abbondanti nei livelli riferibili a questo intervallo stratigrafico, permette al momento di escludere la presenza della parte basale del Calloviano inferiore.

L'analisi tassonomica e tafonomica permette di constatare la presenza di un taphorecord rielaborato della Biozona Retrocostatum indicativo di una lacuna stratigrafica sottesa dalla base dello strato "0". Questa è caratterizzata da interruzione della sedimentazione (che ha permesso lo sviluppo della crosta Fe-Mn), erosione (testimoniata dai pinnacoli) e rimobilizzazione delle relative ammoniti. Ulteriori campionamenti in questa sezione potranno confermare questo dato.

Meno rappresentato da fossili è il Giurassico Superiore che in entrambe le successioni è caratterizzato da pochi esemplari che non permettono una dettagliata biozonazione. Nello strato 11 (sezione SA_Dx) è stato rinvenuto un modello frammentato di *Sowerbyceras cf. tortisulcatum*, specie tipicamente oxfordiana, mentre alla base dello strato 3 (sezione SA_Sx) sono stati raccolti due modelli disarticolati

(Md) e rielaborati di *Phylloceras* sp. e di *Lytoceras* cf. *montanum* (Tav. VII, Figg. 3-4), quest'ultimo ampiamente diffuso nel Kimmeridgiano.

Un'altra associazione è presente al tetto dello strato 4 (sezione SA_Sx) costituita da un esemplare rielaborato di *Calliphylloceras* sp. e da alcuni esemplari risedimentati di *Ptycophylloceras* sp., *Haploceras* cf. *carachtheis* e *Schaireria* cf. *avellana* che consentono di attribuire questi strati al Titoniano inferiore.

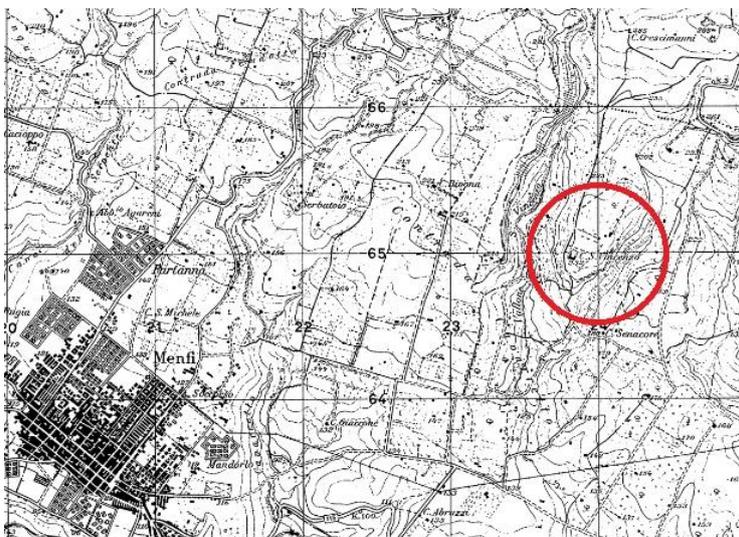
Lo studio ha evidenziato la presenza di una lacuna stratigrafica relativa alla Zona Retrocostatum del Batoniano superiore ed una grande lacuna stratigrafica con assenza del registro paleontologico che interessa l'intero Calloviano. Questo dato appare in contrasto con quanto riportato da M. Gemmellaro nella nota preliminare “*Sulla presenza del Kellowiano inferiore (Zona a Macrocephalites macrocephalus Schloth. sp.) della Montagna della Tardàra, presso Menfi, in Sicilia*” (1919) nella quale l'autore riferisce l'associazione al Calloviano inferiore citando la presenza del marker di zona *Macrocephalites macrocephalus*. Tuttavia, durante la revisione della Collezione M. Gemmellaro, non è stato rinvenuto alcun macrocephalitidae e i taxa elencati e rideterminati possono essere distinti in due associazioni relative, rispettivamente, al Baiociano superiore e al Batoniano superiore senza alcun taxon esclusivamente calloviano (vedi capitolo 10).

6.6 VALLONE SAN VINCENZO

6.6.1 DESCRIZIONE DELLA SEZIONE

Il Vallone San Vincenzo è ubicato a Sud-Est di Monte Magaggiaro, pochi km a Est di Menfi (AG) (Fig. 74) ed è stato oggetto di studi dettagliati in occasione della stesura della guida di campo realizzata per il 6th International Symposium on the Jurassic System (Catalano *et al.*, 2002).

Lo studio della successione giurassica di Vallone S. Vincenzo è stato effettuato



da Muraro & Santantonio (2002) che hanno individuato due sezioni, una ad est ed una ad ovest, denominate rispettivamente S.V.E. e S.V.W. (Fig. 75), e le hanno descritte a partire dalla Fm. Inici (Fig. 76).

Fig. 74. Ubicazione del Vallone San Vincenzo (cerchio rosso).

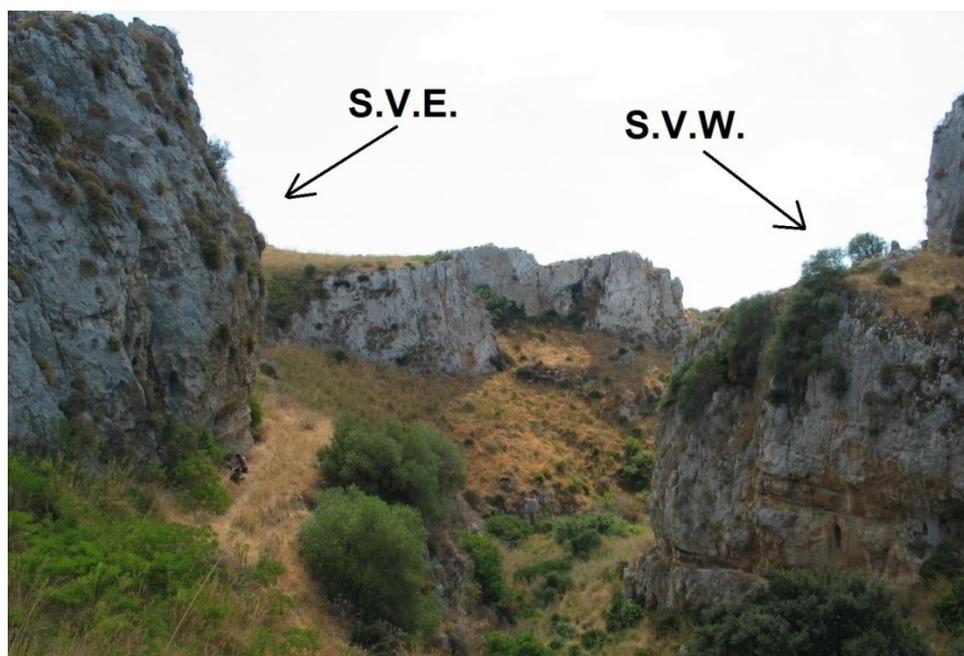


Fig. 75. Panoramica del Vallone S. Vincenzo e ubicazione delle due sezioni S.V.E. e S.V.W.

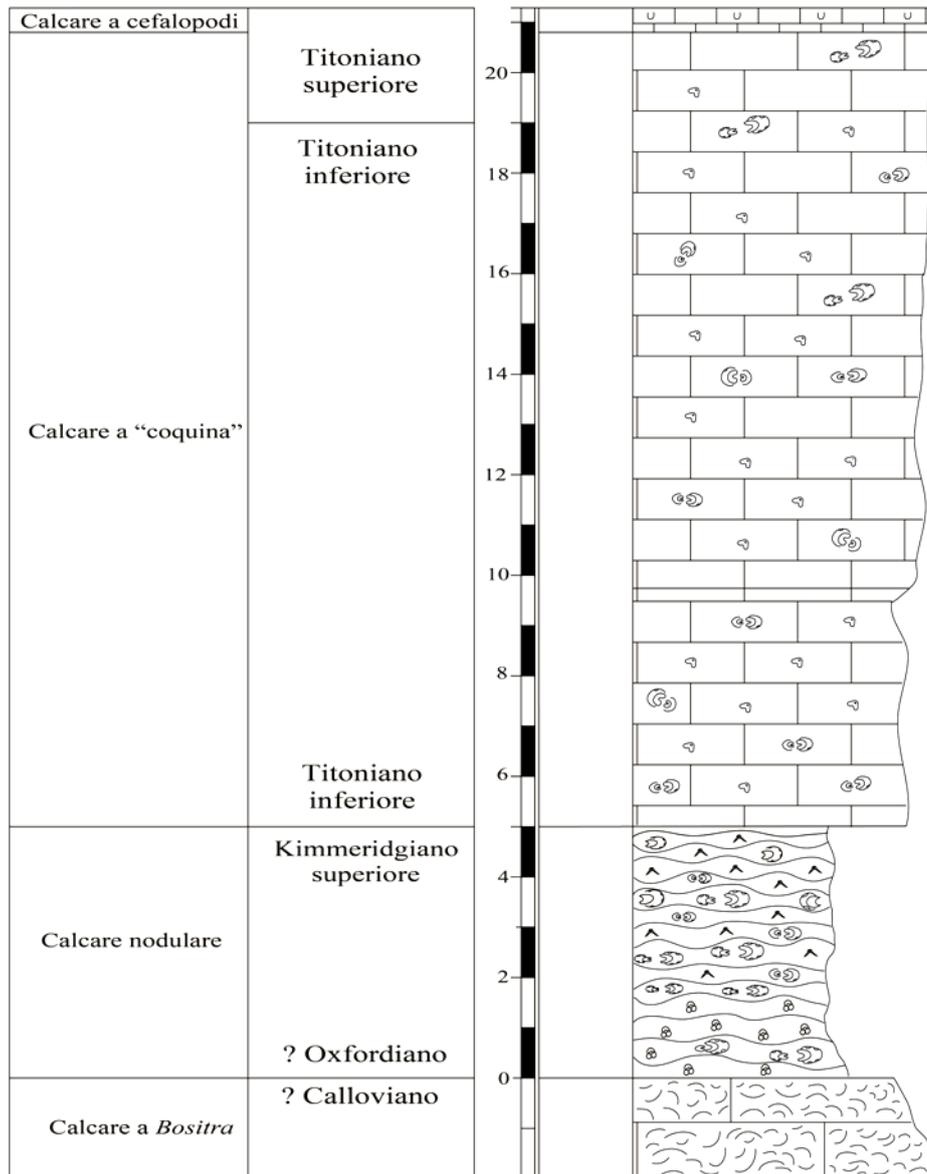


Fig. 76. Vallone S. Vincenzo. Colonna stratigrafica della Sezione SVW2 (modificata da Muraro & Santantonio, 2002).

Alla base della prima sezione affiorano solo pochi decimetri della Fm. Inici, separati dai sedimenti sovrastanti da una *drowning unconformity*, con un cambio della sedimentazione da peritidale a tipica di ambiente marino aperto. Al top della Fm. Inici è presente un livello condensato scuro, con litofacies di hardground, spesso circa 20 cm, il cui contenuto faunistico è rappresentato da una notevole concentrazione di ammoniti di età Toarciano-Aaleniana (Muraro & Santantonio, 2002).

Su di essi poggiano dei calcari grigi massivi a *Bositra* (Fig. 77), che diventano ben stratificati nella parte medio-alta. La mancanza di affidabili indicatori biostratigrafici, ad eccezione di un esemplare di *Choffatia* sp. del Calloviano superiore

al top dell'unità, rende difficoltosa una connotazione cronostratigrafica di questo livello. Confronti con altre successioni limitrofe hanno suggerito per questi strati un'età riferibile al tardo Baociano-Calloviano superiore.

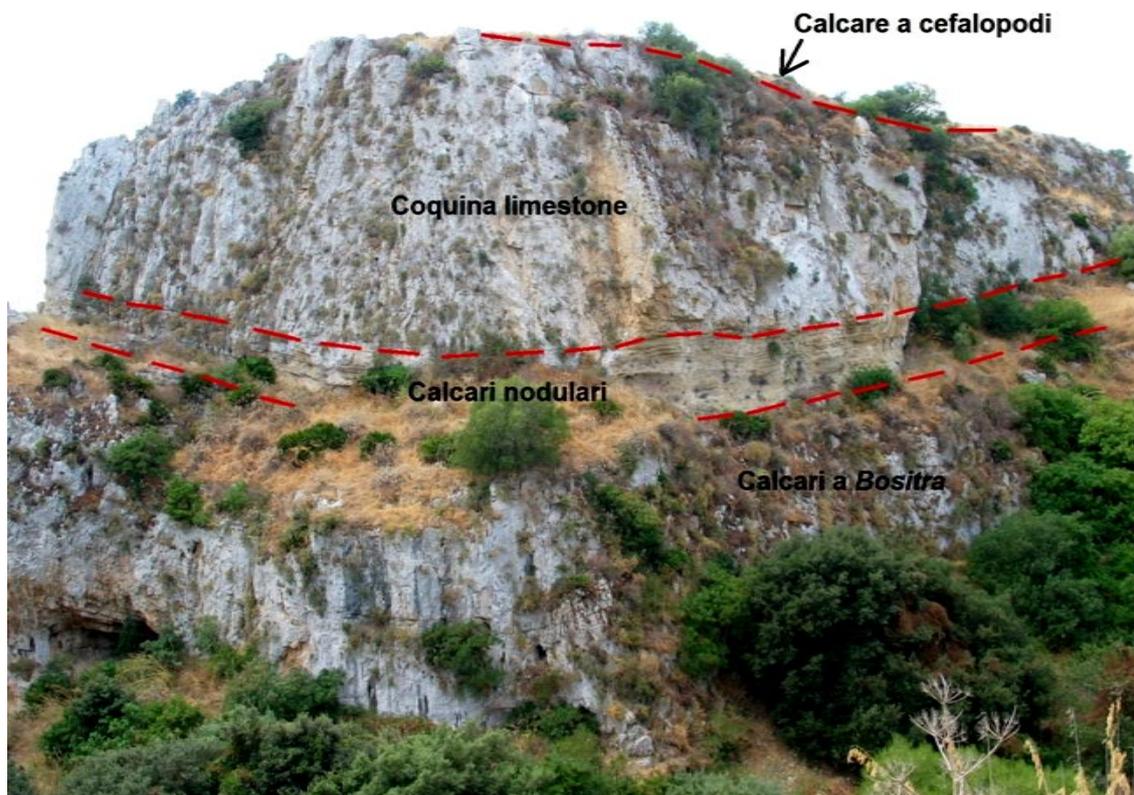


Fig. 77. Vallone S. Vincenzo. Vista nord dell'affioramento S.V.W. mostrante i contatti fra i calcari a *Bositra*, i calcari nodulari, i *coquina limestone* e il calcare a cefalopodi.

Le variazioni laterali di spessore dei calcari a *Bositra* (comprese tra 13 e 22 metri) e la loro peculiare geometria interna indicano la presenza di quello che Muraro & Santantonio (2002) chiamano “*Bositra Mound*” e classificano come “biodetrital morphological mound”, una struttura sedimentaria probabilmente di forma ellittica in pianta e con il suo asse maggiore orientato E-W. Questa struttura è costituita, alla base, da circa 8 m di spessi livelli planari formati da un packstone con sottili gusci di bivalvi, geometricamente concordanti con la Formazione Inici. In alto sono ricoperti da un corpo di forma convessa (il *mound*), alto 14 m e lungo circa 50, costituito da strati planari di packstone a *Bositra*, più spesso nella parte centrale e più sottile lateralmente con downlap tangenziali. Muraro & Santantonio (2002) non approfondiscono i meccanismi di formazione di questa struttura sebbene escludano di essere in presenza di dune subacquee (Ashley, 1990), *mound* bioclastici/biocostruiti (secondo l'accezione di Schmid

et al., 2001) o di creste intercanali come quelle descritte da Quine & Bosence (1991) nel Cretacico Superiore della Normandia.

I calcari nodulari sovrastanti (Fig. 78) ricoprono in concordanza il “mound”, con un rapido cambio nello stile sedimentario, da accrezionale a drappeggiante, corrispondente all’evento di scomparsa delle biositre.



Fig. 78. Vallone S. Vincenzo. Sezione S.V.W. Calcari nodulari con ammoniti.

I calcari nodulari (*Knobby limestone*) sono costituiti, nella parte inferiore, da un wackestone con ammoniti, aptici, belemniti e abbondanti foraminiferi platonici (*Globigerina oxfordiana*) - con spessore variabile nelle due sezioni da 1,5 m (S.V.W.) a 2,8 m (S.V.E.) - mentre più in alto è presente un livello formato da un packstone-wackestone con bioclasti, peloidi, ammoniti, aptici, protoglobigerinidi, radiolari e livelli con abbondanti resti di echinidi. Lo spessore medio dei calcari nodulari è di circa 5 m ma raggiunge i 10 m nella parte più a sud della sezione. Lungo il fianco nord della sezione S.V.E. lo spessore di tali livelli è di circa 4,5 m. Da qui provengono alcuni esemplari di ammoniti tra cui *Mesosimoceras cavouri*, *Pseudowaagenia* sp. e *Nebroditis* sp. gr. *cafisii*, tipici del Kimmeridgiano superiore. Nella parte più a ovest della sezione S.V.W. lo spessore dei calcari nodulari è di 5 m: i primi 2 m sono costituiti da un wackestone con protoglobigerine e belemniti; i successivi 3 m sono costituiti da

un packstone con *Saccocoma* sp., protoglobigerine, aptici e ammoniti. L'età è, nel complesso, Kimmeridgiano inferiore-tardo Kimmeridgiano sebbene Muraro & Santantonio (2002) non escludono la presenza dell'Oxfordiano ma non possono supportarla a causa dell'assenza di ammoniti utili a dettagliare la base di questo livello.

Segue, verso l'alto, un livello con calcari a "coquina" (*Coquina limestone*) rappresentato da due diverse facies: la prima (a) caratterizzata da un packstone-wackestone bioclastico grossolano, con pochi macrofossili interi; la seconda (b) costituita da un rudstone a lumachelle con fossili interi (principalmente ammoniti del diametro di 3-10 cm e brachiopodi del genere *Pygope*) (Fig. 79). In generale, la parte inferiore è formata unicamente dalla facies a mentre la facies b contiene frequenti intercalazioni della prima. Lo spessore complessivo di questo livello varia da 15,75 m (S.V.W. 2) a 21 m (S.V.E.1) ed è datato come Titoniano inferiore-parte basale del Titoniano superiore.

Fig. 79. Vallone S. Vincenzo. Sezione S.V.E. Particolare dei calcari a "coquina" (*Coquina limestone*).



Muraro & Santantonio (2002) ipotizzano, per questi livelli, condizione di sedimentazione tipiche di un ambiente a bassa energia per la presenza di vari fattori quali l'elevata ricristallizzazione di una matrice ricca in fango presente in origine tra i vuoti e all'interno del riempimento degli oggetti, l'assenza di cementi vadosi e la presenza di vuoti o strutture geopetali all'interno delle conchiglie di ammoniti (ad esclusione della camera di abitazione) indicative della mancata rottura fisica durante o dopo la loro deposizione.

L'alternanza ritmica di depositi sottili/grossolani lascia supporre rapidi, localizzati o sporadici, episodi deposizionali ad alta energia (alternati con momenti a

lenta sedimentazione) che spiegherebbero i relativamente alti tassi di sedimentazione di questi livelli, stimati nell'ordine di 5-7 m per milione di anni (Muraro & Santantonio, 2002). Questi, d'altro canto, sarebbero anche il prodotto di un maggiore potenziale di conservazione tipico di un sub-ambiente di piattaforma più interno.

Così, secondo questi Autori, i *Coquina limestone* potrebbero essere il prodotto di perturbazioni delle condizioni del fondo marino attivate dall'abbassamento del livello del mare, che possono aver messo l'area sotto l'influenza di correnti tidali.

Al di sopra dei *Coquina limestone* è presente un calcare a cefalopodi costituito da un mudstone-wackestone con radiolari, aptici, ammoniti e brachiopodi (del genere *Pygope*), foraminiferi bentonici, spicole di spugna, rari gasteropodi e calpionellidi, organizzato in strati spessi 20-40 cm. Lo spessore complessivo è compreso da 50-60 cm a 8 m. L'età è Titoniano superiore-(?)Berriasiano inferiore.

Chiude la successione un calcare micritico biancastro, nodulare, con calpionelle attribuibile alla parte basale della Formazione Lattimusa. Lo spessore massimo qui affiorante è di circa 16 m, ed è datato come ?Berriasiano inferiore-Valanginiano.

6.6.2 GENESI DEI COQUINA LIMESTONE

Per quanto concerne i *Coquina limestone* (Titoniano inferiore-parte inferiore del Titoniano superiore), l'elevata abbondanza di ammoniti presenti è stata messa in relazione con i meccanismi fisico-chimici del loro accumulo (Adam Tomasovych, com. pers.). La formazione di tali livelli conchigliiferi richiede, infatti, una massiccia presenza di ammoniti in queste aree la quale potrebbe essere legata a fenomeni di risalita locale di nutrienti (upwelling) o meccanismi simili. Una volta deposte sul fondo marino, l'aragonite contenuta nel guscio delle ammoniti si sarebbe sciolta, con la conseguente modificazione della chimica delle acque interstiziali. La dissoluzione sarebbe stata quindi tamponata dall'abbondanza di ammoniti che, in definitiva, sarebbe stata determinante ai fini della loro conservazione. Questo fenomeno sembrerebbe supportato dall'analisi dei livelli della facies *b* (rudstone ad ammoniti), caratterizzati da un'elevata abbondanza di cementi e da gusci ben preservati e riempiti da cementi. Com'è noto, difatti, una tale abbondanza di cemento diagenetico precoce si forma rapidamente quando le acque interstiziali diventano sature di carbonato di calcio, saturazione

probabilmente conseguente alla deposizione sul fondo del mare di una significativa quantità di ammoniti.

6.6.3 ASSOCIAZIONI AD AMMONITI

Lo studio paleontologico e tafonomico delle associazioni ad ammoniti rinvenute in questo affioramento si è rivelato piuttosto complesso, sia per il cattivo stato di conservazione dei fossili sia per le non agevoli condizioni del sito. Tuttavia, il campionamento di alcuni marker, sebbene in numero esiguo, ha consentito di ottenere importanti informazioni biostratigrafiche.

Dall'esame degli esemplari campionati, tutti provenienti dai livelli basali dei calcari nodulari (*Knobby limestone*), si nota come le forme siano equamente ripartite fra le famiglie Perisphinctidae, rappresentata esclusivamente dalla sottofamiglia Passendorferiinae, dei Phylloceratidae, sottofamiglie Calliphylloceratinae e Ptycophylloceratinae, Lytoceratidae e Aspidoceratidae, sottofamiglie Peltoceratinae e Aspidoceratinae.

Nel complesso, la composizione dell'associazione ad ammoniti qui rinvenuta mostra, a partire dall'Oxfordiano superiore, una marcata affinità con la Provincia Mediterranea.

6.6.4 OSSERVAZIONI TAFONOMICHE

Le ammoniti che costituiscono l'associazione del Vallone San Vincenzo sono costituite da esemplari il cui stato di conservazione, in molti casi, non ha permesso una chiara attribuzione tassonomica. Gli esemplari, quasi sempre disposti parallelamente alla superficie dello strato, sono costituiti tutti da modelli interni. A volte sono presenti resti della camera di abitazione, anch'essa preservata come modello interno.

L'esame delle caratteristiche tafonomiche permette di individuare la presenza alcuni esemplari risedimentati (S) costituiti da fragmoconi incompleti classificabili come modelli frammentati (Mf), spesso deformati. Sono presenti anche elementi rielaborati (W) costituiti da frammenti di modelli (Fm) o modelli disarticolati (Md) secondo la classificazione di Fernández-López & Suárez Vega (1979). In entrambi i casi il peristoma non è stato mai rinvenuto.

La linea di sutura è difficilmente apprezzabile, alcuni esemplari sono presenti come nuclei e non vi è traccia della camera di abitazione. Non è possibile formulare ipotesi sul rapporto fra esemplari adulti e giovani e sul tipo di popolazione presente.

6.6.5 BIOSTRATIGRAFIA DELL'OXFORDIANO DI VALLONE S. VINCENZO

La successione assunta di riferimento per la sintesi biostratigrafia è quella affiorante sul lato sinistro della gola, indicata come S.V.E. (Fig. 80), ed è stata misurata a partire dal tetto dei calcari a *Bositra*.



Fig. 80. Vallone San Vincenzo. Sezione S.V.E. e livello con calcari nodulari (Knobby limestone) da cui provengono le ammoniti riportate nel log biostratigrafico a pag. 128.

Qui, poco sopra il contatto con i calcari nodulari, è stato rinvenuto un nucleo di *Gregoryceras cf. fouquei* (Kilian) (Tav. XII, Fig. 3), insieme a un nucleo di *Passendorferia cf. teresiformis* (Brochwicz-Lewinski) (Tav. XII, Fig. 1) e un frammento di giro esterno di *Passendorferia* sp. (Tav. XII, Fig. 2). I primi due esemplari, presenti come modelli interni risedimentati e deformati, sono indicativi di livelli riferibili alla Biozona *Bifurcatus* (D'Arpa & Meléndez, 2004), parte inferiore dell'Oxfordiano superiore.

A circa 70 cm dalla base è stato rinvenuto un esemplare (Figg. 81 e 82) di *Passendorferia cf. Passendorferia (Passendorferia) sp. nov. A* (Meléndez, 1987). Si

tratta di un frammento di giro caratterizzato dal punto di biforcazione delle coste molto basso e con una sezione della spira più alta che spessa. Il rapporto W_b/W_h è, infatti, pari a 0,77, un valore distintivo di quelle forme che Meléndez (1989) considera caratteristiche della parte superiore dell'Oxfordiano superiore, Biozona Bimammatum.

Altri campioni sono stati raccolti nella sezione S.V.W., sul lato destro del Vallone S. Vincenzo. Si tratta di pochi esemplari, determinati come *Lytoceras* sp., *Sowerbyceras* sp., *Callyphylloceras* sp. ed *Aspidoceras* sp. Tuttavia lo stato di conservazione del materiale, unito all'assenza di marker specifici, non consente di apportare ulteriori considerazioni biostratigrafiche a quelle già tracciate.

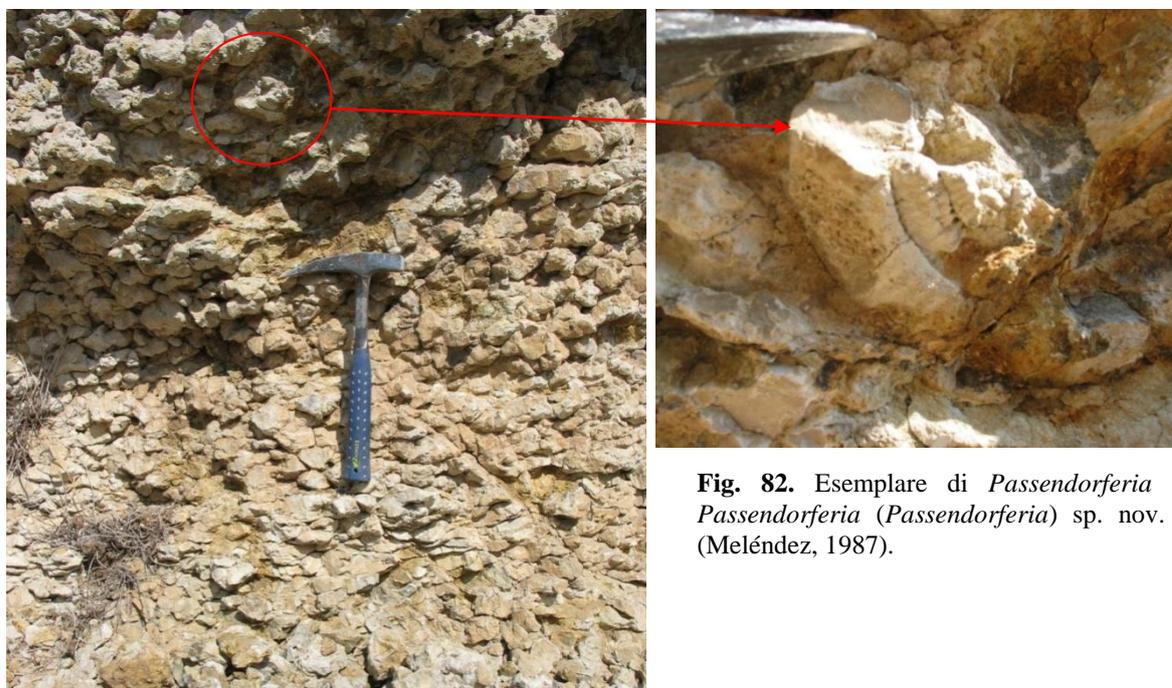


Fig. 81. Sezione S.V.E. Calcari nodulari con ammoniti.
In rosso è indicata la posizione del campione di Fig. 82.

Fig. 82. Esemplare di *Passendorferia* cf. *Passendorferia* (*Passendorferia*) sp. nov. A (Meléndez, 1987).

In conclusione, sebbene non sia possibile effettuare una biozonazione dettagliata con limiti ben definibili (Fig. 83), viene per la prima volta confermata in questa sezione la presenza dell'Oxfordiano superiore, con taxa tipici delle biozone Bifurcatus e Bimammatum. Una presenza, sino ad ora, mai segnalata in questo affioramento ma, di fatto, non esclusa da Muraro & Santantonio (2002), proprio per il mancato rinvenimento di forme tipicamente oxfordiane.

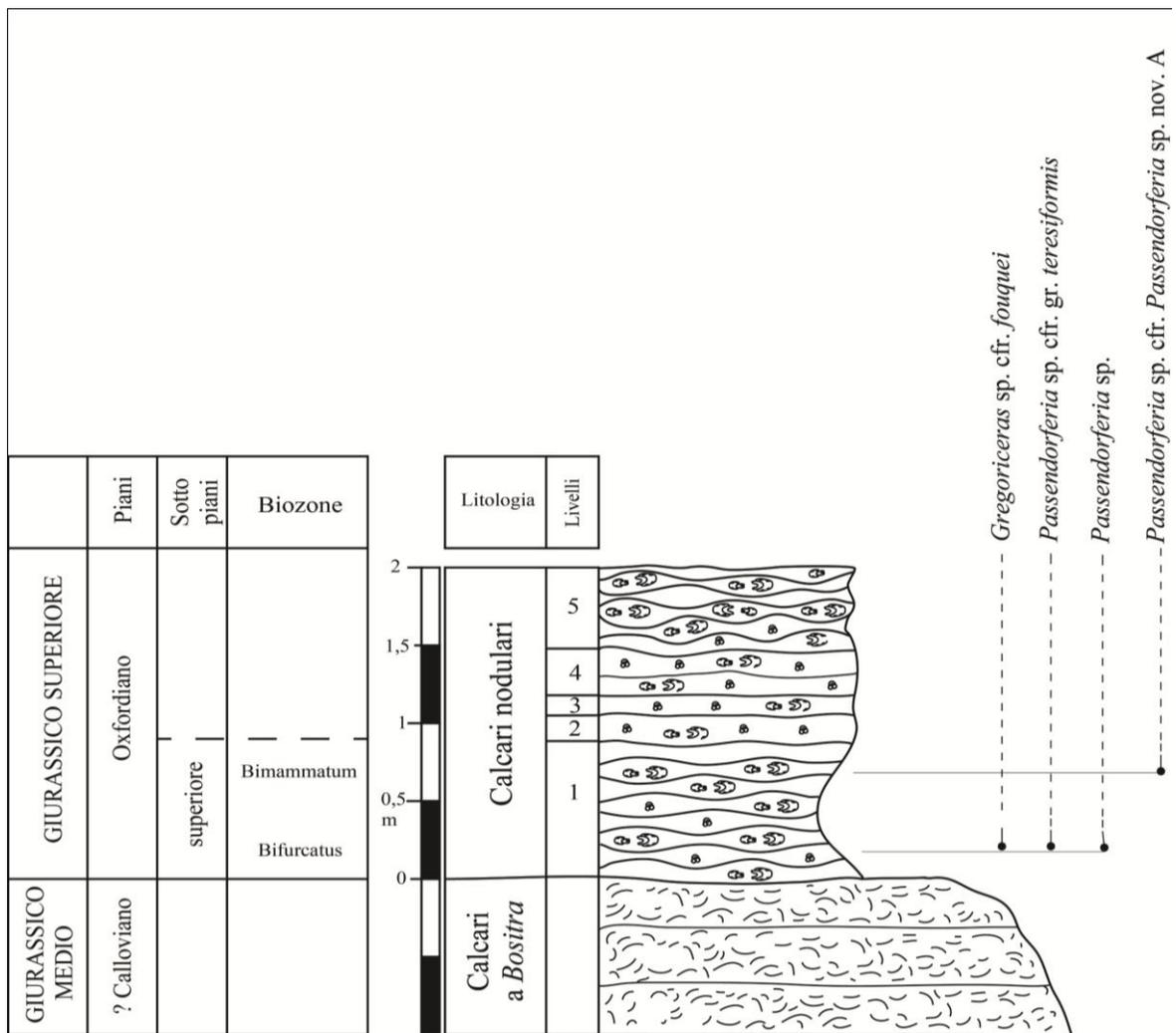


Fig. 83. Vallone San Vincenzo. Sezione S.V.E. Log biostratigrafico.

6.7 CONTRADA DIESI

La successione giurassica di Contrada Diesi è ben esposta in una grande cava situata sul versante sud di Monte Magaggiaro, lungo la strada che congiunge Montevago con il bivio di Portella Misilbesi sullo scorrimento veloce Palermo-Sciaccia (Fig. 84).

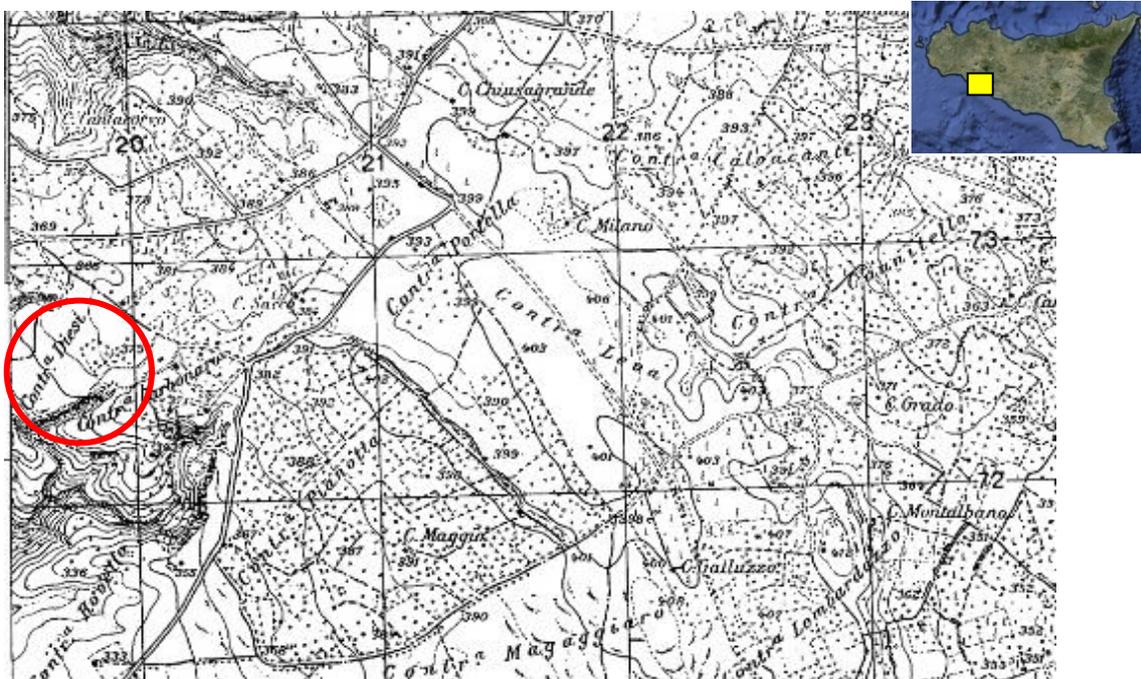


Fig. 84. Ubicazione dell'affioramento di Contrada Diesi.

Vengono qui sintetizzati le principali conclusioni dei vari autori (Baldanza *et al.*, 2002, 2002a; Marino *et al.*, 2004; D'Arpa & Meléndez, 2006) che hanno recentemente approfondito lo studio di questo affioramento. Ad essi si rimanda per ulteriori approfondimenti.

La successione qui affiorante (Fig. 85) consiste in 11 metri di calcari nodulari pelagici di colore grigio, ricchi in ammoniti.



Fig. 85. Panoramica dell'affioramento di Contrada Diesi.

Una superficie di paraconcordanza separa questi depositi, la cui base è stata datata come Batoniano (Baldanza *et al.*, 2002, 2002a; Marino *et al.*, 2004) dai sottostanti calcari peritidali (di età sinemuriana) della Formazione Inici.

La successione (Fig. 86) è costituita alla base da 6,75 m di calcari a *Bositra* del Batoniano inferiore – Oxfordiano medio. Questi sono coperti da circa 2,5 m di calcisiltiti dell'Oxfordiano, seguiti da calcareniti e calcari stromatolitici del Kimmeridgiano.

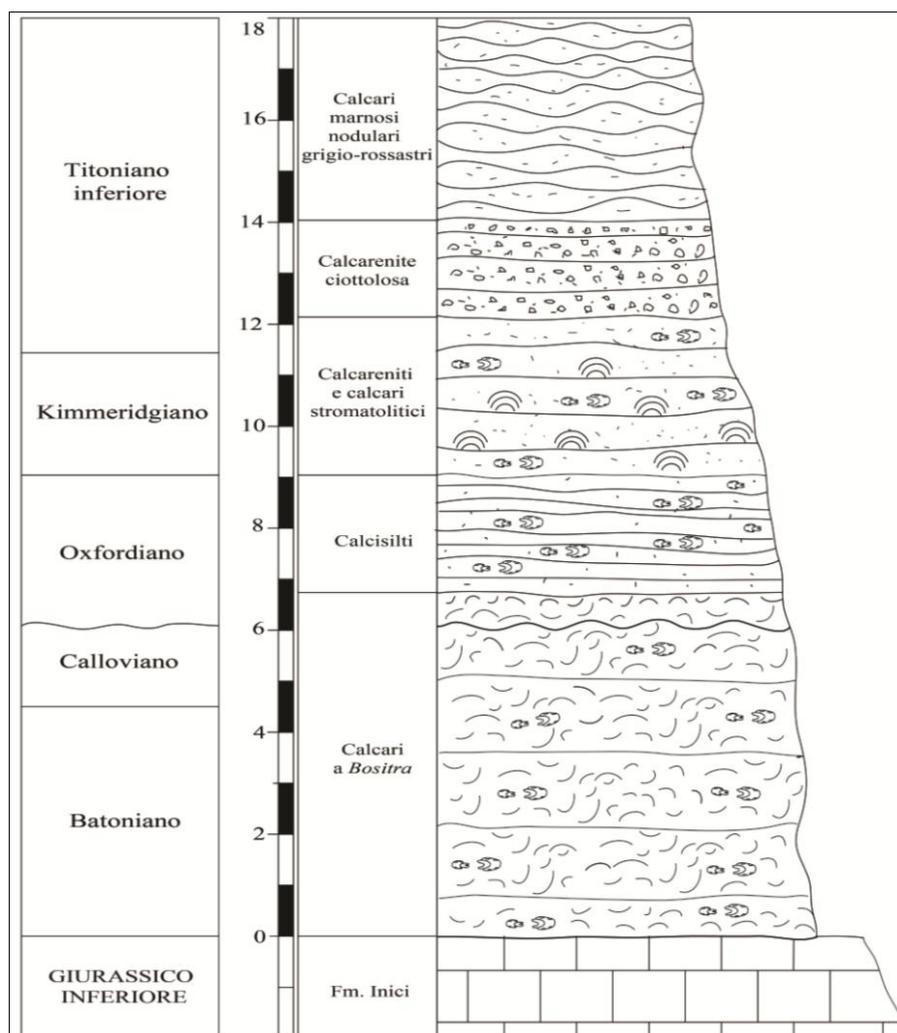


Fig. 86. Contrada Diesi. Colonna stratigrafica (modificato da Baldanza *et al.*, 2002)

I primi 7 metri circa di questa successione sono costituiti da un wackestone-packstone con abbondanti gusci di bivalvi. I livelli inferiori, per uno spessore di 4,65 m, sono riferibili al Batoniano come mostra l'associazione faunistica qui rinvenuta costituita, tra gli altri, da taxa quali *Morphoceras* sp., *Parkinsonia* (G.) *convergens* (Buckman), *Cadomites orbigny* (De Grossouvre) e *Bullatimorphites hannoveranus* (Roemer) (Baldanza *et al.*, 2002 a,b).

D'Arpa & Meléndez (2006), al fine di identificare il limite Calloviano-Oxfordiano e descrivere i livelli oxfordiani qui rinvenuti, dettagliano la successione a partire da 5,50 m in poi (Fig. 87). I primi 40 cm contengono un'associazione calloviana rappresentata dai generi *Reineckeia*, *Hecticoceras* e *Choffatia*. Anche questa associazione, come la sottostante, è costituita da ammoniti rielaborate, preservate come modelli interni, disposte con orientamenti differenti rispetto alla stratificazione e che presentano un sedimento interno diverso da quello incassante.

Questi Autori pongono il limite Calloviano-Oxfordiano, di difficile identificazione a causa dello scarso contenuto in ammoniti e dei frequenti processi di rielaborazione dei fossili, fra i livelli 3a e 3b. Il primo è caratterizzato dal contenere un campione non rielaborato di *Reineckeia* sp. (probabilmente della Biozona *Anceps*) mentre il sottile livello sovrastante contiene una associazione con ammoniti non rielaborate caratteristica della parte inferiore della Biozona *Plicatilis*, Sottozona *Patturatensis*. Si individua così una superficie che sottende una lacuna stratigrafica estesa dal Calloviano medio all'Oxfordiano medio.

L'Oxfordiano medio è presente con 3 biozone e 4 sottobiozone. Oltre che dal sopracitato livello 3b, esso è rappresentato dai livelli da 4 a 9 in cui le cui associazioni ad ammoniti, ricche di taxa tra cui spiccano varie specie dei generi *Perisphinctes*, *Passendorferia*, *Sequeirosia*, *Gregoryceras*, *Torniquistes* ed *Euaspidoceras*, si presentano più o meno rielaborate.

I livelli dal 10 al 12 (costituiti da un calcare micritico spesso 1,2 m) sono riferibili all'Oxfordiano superiore, con un'associazione caratteristica della Biozona *Bimmamatum* in cui la scomparsa delle *Passendorferiae* - caratteristiche dei livelli sottostanti - coincide con la comparsa degli *Orthosphinctes* tipici dei livelli soprastanti.

Sopra una netta superficie di discontinuità al tetto del livello 12, i livelli 13 e 14 mostrano un chiaro cambiamento di facies rispetto ai livelli sottostanti, testimonianza di un cambio delle condizioni paleoambientali, da profonde a moderatamente basse ed energetiche. In base al contenuto faunistico, il livello 13 è stato suddiviso in due sottolivelli, 13a e 13b. Il primo è caratterizzato dalla presenza di *Orthosphinctes* (*P.*) aff. *laufenensis* (Siemiradzki) associato a numerosi esemplari di *Physdoceras* che permettono di riferirlo alla Biozona *Planula*, Sottozona *Proteron*. Sopra una piccola superficie di discontinuità, il livello 13b ha restituito alcuni esemplari di *Aspidoceras* aff. *liparum* (Oppel) che permettono di assegnarlo al Kimmeridgiano inferiore, Biozona *Platynota*.

Anche il livello 14, con una ricca associazione faunistica costituita da numerosi esemplari di ammoniti tra cui *Aspidoceras* aff. *liparum*, *Benacoceras* sp., *Nebroditis cafisii*, *Taramelliceras holbeini* e *Sowerbyceras loryi*, è datato da D'Arpa & Meléndez (2006) come Kimmeridgiano inferiore, Biozona Platynota.

La parte superiore del Kimmeridgiano è stata individuata in una sezione adiacente, sempre a C.da Diesi (Baldanza *et al.*, 2002). La presenza di *Pseudowaagenia hynaldi* (Herbich), *Taramelliceras* gr. *compsum* e *Aspidoceras* gr. *acanthicum* è indicativa del Kimmeridgiano superiore, Biozona Divisum.

Il contatto Kimmeridgiano-Titoniano è posto 40 cm sopra il livello 14, dove è presente un distinto intervallo formato da calcari compatti e massivi del Titoniano inferiore.

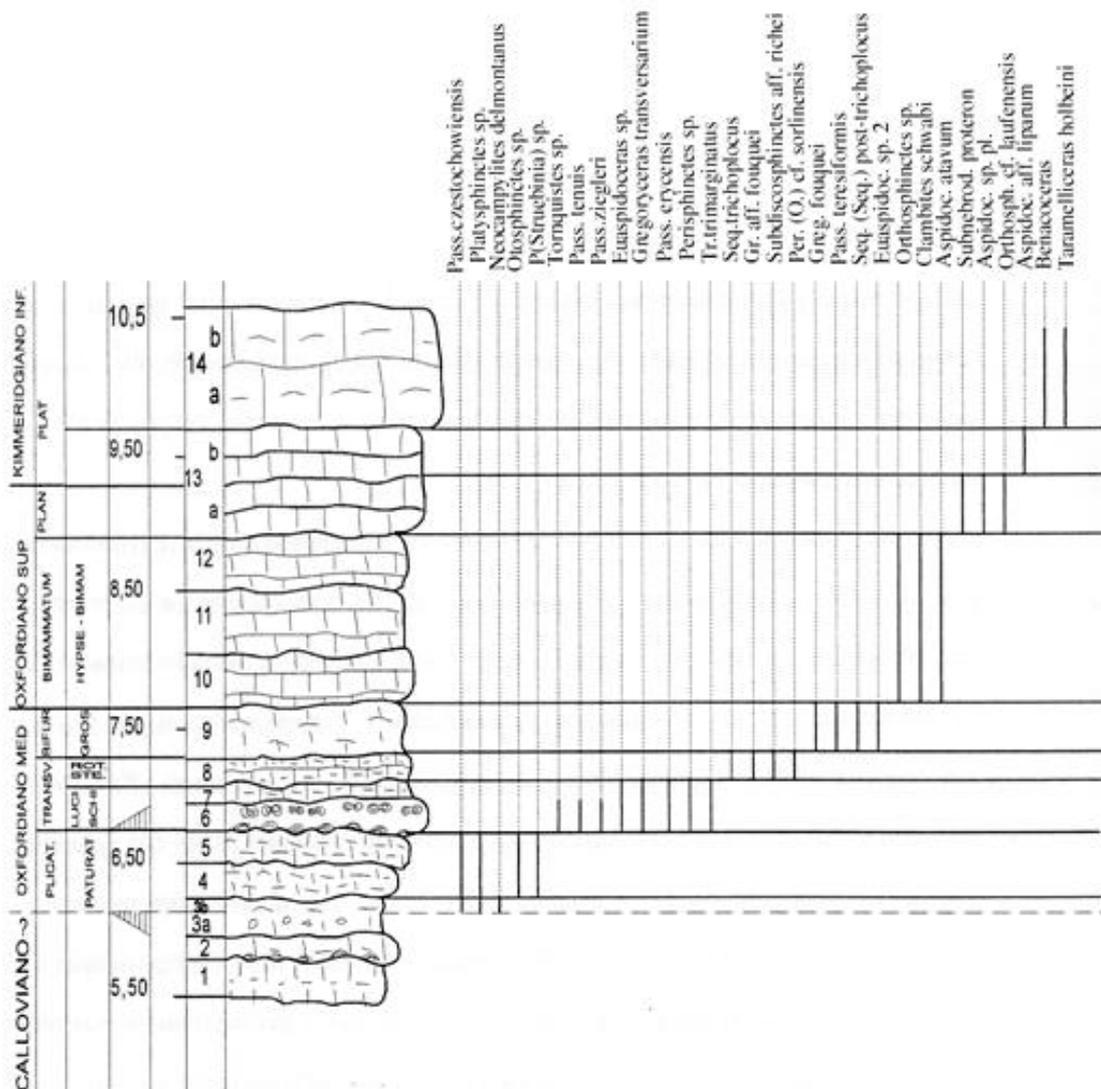


Fig. 87. Log biostratigrafico di Contrada Diesi dal Calloviano al Kimmeridgiano (da D'Arpa & Meléndez, 2006).

6.8 CONTRADA MONZEALESE

La sezione di Cava D'Anna a Contrada Monzealese è stata descritta da Mascle (1974; 1979) e Vitale (1990). L'affioramento è costituito da due cave contigue (orientale ed occidentale) ubicate a Sud-Est di Monte Magaggiaro, pochi km a Est di Menfi (AG) (Fig. 88).

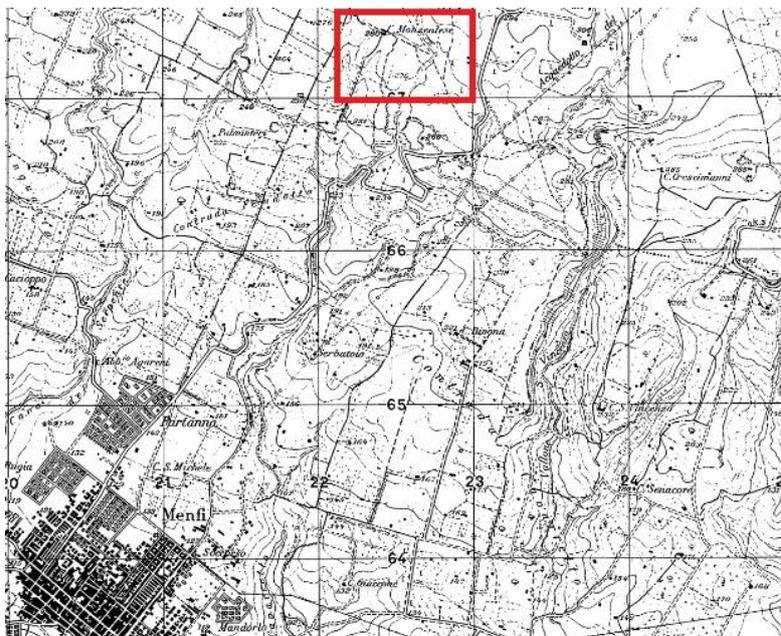


Fig. 88. Ubicazione di Contrada Monzealese.

Una descrizione dettagliata della biostratigrafia e sedimentologia della sezione di Cava D'Anna è stata fornita recentemente da Di Stefano *et al.* (2002a), i quali individuano tre principali suddivisioni litostratigrafiche all'interno della stessa (Fig. 89).



Fig. 89. Contrada Monzealese. Suddivisione litostratigrafica della successione della parete orientale della cava occidentale.

Alla base sono presenti 20-30 m di calcari biancastri massivi, costituiti da un grainstone onco-sparitico con *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), sedimentatisi in un ambiente peritidale di piattaforma carbonatica durante il Giurassico Inferiore-?Giurassico Medio (Fm. Inici) (Fig. 90).

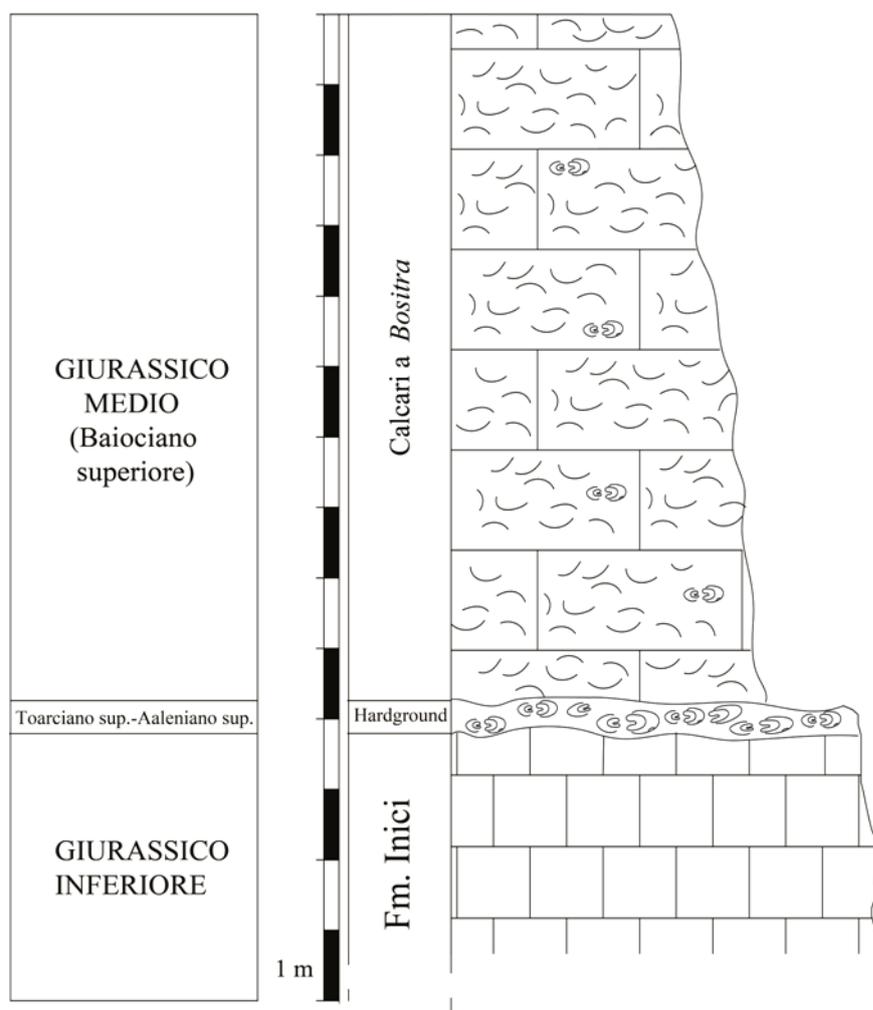


Fig. 90. Contrada Monzealese. Colonna stratigrafica della parete orientale della cava occidentale (modificato da Di Stefano *et al.*, 2002).

Segue un livello condensato, chiamato informalmente “hardground” in quanto si presenta come uno strato con uno spessore massimo 40 cm piuttosto che una superficie (Di Stefano *et al.*, 2002a). Esso è caratterizzato da un conglomerato con una matrice biocalcarenitica bruno-rossastra, una crosta ferruginosa (Fig. 91) e una copertura stromatolitica, con una sorprendente abbondanza di fossili, molti dei quali ammoniti.

Lo studio di questa associazione fossile condensata, rielaborata ma ben conservata, con abbondanti Phylloceratidi indica un’età Toarciano superiore-Aaleniano superiore per questo livello (Pallini *et al.*, 2003-2004).

Fig. 91. Contrada Monzealese. Frammento di crosta ferro-manganesifera del livello condensato di hardground e, in basso, ammonite raccolta in questo livello.



Al di sopra sono presenti i depositi pelagici costituiti da un packstone biomicritico e biopelmicritico con gusci di bivalvi, crinoidi e rari radiolari (calcari a *Bositra*), tendenti a diventare nodulari verso l'alto, il cui spessore raggiunge i 10 m. La loro età viene riferita al Baiociano superiore sulla base del ritrovamento, nei livelli inferiori, di *Parkinsonia parkinsoni* e *Cadomites deslongchampsii*. Questo suggerisce uno *hiatus* che abbraccia tutto il Baiociano inferiore fino alla Biozona Parkinsoni (Baiociano superiore) (Pallini *et al.*, 2003-2004).

Questi tre intervalli sono tutti delimitati da superfici di discordanza (Marino, 2002). In particolare, quella al tetto della Fm. Inici è una *drowning unconformity* (*sensu* Schlager, 1989), e segna il netto contatto tra i calcari peritidali di piattaforma carbonatica e i calcari pelagici baiociani. Il dato biocronologico, proveniente dal livello ferruginoso condensato, posiziona l'evento di annegamento della piattaforma almeno al tardo Toarciano. Il contatto netto tra le due litologie implica l'erosione e la rimozione di un enorme volume di materiale, avvenuto probabilmente in condizioni subaeree (Marino, 2002).

7. CORRELAZIONE FRA LE SEZIONI STUDIATE E SINTESI STRATIGRAFICO-STRUTTURALE PER L'INTERVALLO CALLOVIANO-TITONIANO NEL DOMINIO SACCENSE

L'analisi di facies e lo studio stratigrafico-paleontologico effettuati hanno permesso una buona definizione cronostratigrafica delle successioni in esame. I dati raccolti sono stati confrontati con quelli di Contrada Diesi e Contrada Monzealese (una breve sintesi delle quali è riportata ai paragrafi 6.7 e 6.8) al fine di realizzare uno schema delle cronocorrelazioni tra successioni afferenti lo stesso Paleodominio Saccense (Fig. 92).

Questo schema mostra come i depositi del cosiddetto Plateau di Sciacca (Marino *et al.*, 2002) successivi alla deposizione della Formazione Inici, ma precedenti alla deposizione dei calcari a calpionelle, hanno un carattere fortemente condensato con spessori compresi tra circa 42 m (Vallone San Vincenzo) e poco meno di 7 (Stretta Arancio). Le successioni esaminate poggiano, con rapporti di paraconcordanza, sui calcari peritidali della Formazione Inici, ad eccezione di Cava ex-Capraria dove il tetto di questa formazione non affiora.

In tutte le sezioni il Giurassico Medio, documentato dal Baiociano superiore (C.da Monzealese) a tutto il Calloviano (Vallone S. Vincenzo), è caratterizzato dalla medesima facies di calcari a *Bositrae* e raggiunge il massimo spessore nelle sezioni di Vallone San Vincenzo e Cava ex-Capraria, mentre si assottiglia a C.da Diesi e Stretta Arancio. In quest'ultima successione l'analisi tassonomica e tafonomica delle associazioni ad ammoniti ha permesso di accertare la presenza del Batoniano medio e della parte alta del Batoniano superiore (Biozona *Discus*) mentre ha evidenziato la presenza di una lacuna stratigrafica relativa alla Zona *Retrocostatum* (Batoniano superiore) e una grande lacuna stratigrafica, con assenza di registro paleontologico, che interessa, verosimilmente, l'intero Calloviano.

L'Oxfordiano si rivela quasi sempre poco espanso (da circa 3 m di Cava ex-Capraria a circa 40 cm a Stretta Arancio) e spesso indistinto a causa dell'assenza di marker significativi. Fanno eccezione C.da Diesi - in cui è stata realizzata una dettagliata biostratigrafia dell'Oxfordiano sia medio che superiore (D'Arpa, 2003; D'Arpa & Meléndez, 2006) – ed il Vallone S. Vincenzo dove, per la prima volta, viene segnalato l'Oxfordiano superiore grazie alla presenza di alcuni taxa tipici delle biozone *Bifurcatus* e *Bimammatum*.

Viene evidenziata una importante discontinuità al limite Oxfordiano/Kimmeridgiano a Cava ex-Capraria sulla base dello studio tafonomico ad ammoniti che ha rivelato la presenza di una lacuna stratigrafica che interessa le biozone Platynota, Strombecki e parte inferiore della Biozona Divisum

Anche il Kimmeridgiano, rappresentato in tutte le successioni da calcari a *Saccocoma*, mostra una certa variabilità in relazione agli spessori misurati (da circa 9 m al Vallone S. Vincenzo a circa 55 cm a Stretta Arancio) ed una (relativamente) maggiore abbondanza di esemplari. È possibile identificare il Kimmeridgiano inferiore e superiore a C.da Diesi e a Cava ex-Capraria. In particolare, in quest'ultima località le associazioni ad ammoniti registrate hanno permesso di riconoscere la parte superiore della Biozona Divisum (parte alta del Kimmeridgiano inferiore) e la Biozona Acanthicum (parte basale del Kimmeridgiano superiore).

Il Titoniano, infine, è rappresentato da depositi più espansi di quelli sottostanti, con ricche faune a cefalopodi, ma caratterizzati da una notevole variabilità laterale. I massimi spessori si raggiungono al Vallone San Vincenzo (23 m) e a Cava ex-Capraria (8,5 m) mentre a Stretta Arancio lo spessore raggiunto è di appena 40 cm. In queste successioni la prima comparsa dei calpionellidi (*Calpionella alpina*, *Crassicollaria* sp.) segna il limite Titoniano inferiore-Titoniano superiore (*Crassicollaria Zone*).

Queste differenze di spessori e di facies, riscontrate in tutte le successioni descritte (distanti fra loro solo pochi km) sono state in genere attribuite alle modificazioni paleotopografiche indotte dalla tettonica distensiva medio-tardo giurassica che ha interessato i paleodomini siciliani fra i quali il settore di Sciacca (Wendt, 1969) e che, in quest'area, ha influenzato la deposizione delle pelagiti giurassiche portando alla formazione di un plateau strutturalmente composito. Nell'area di Sciacca questo meccanismo distensivo ha agito, a partire dal Giurassico Inferiore, con lo smembramento dei calcari di piattaforma carbonatica tidale della Formazione Inici interessati, in precedenza, da una generalizzata fase di emersione con erosione subaerea (Di Stefano *et al.*, 2002). I sedimenti depositatisi dopo la nuova ingressione marina, tipici di un *sea-mount* pelagico, tendono a colmare i filoni sedimentari (la cui apertura accompagna le successive fasi distensive sinsedimentarie) e a depositarsi (a volte in drappoggio) su un fondo interessato da piccoli gradini morfologici (piccoli *horst* e *semigraben*) prodotti dalla tettonica sinsedimentaria (Vitale, 1990).

Negli affioramenti in esame si registra una ridotta presenza di filoni sedimentari colmati da pelagiti del Giurassico Medio e Superiore (tipici invece di altri settori dello

stesso paleodominio Saccense e, più in generale, di tutti i paleodomini siciliani). Ciò lascia ipotizzare un ruolo marginale della tettonica sinsedimentaria in questo settore del Plateau di Sciacca. Le notevoli variazioni verticali e il rapido assottigliamento laterale degli strati, che si riscontrano nelle località studiate, potrebbero essere piuttosto la combinazione di un differente tasso di sedimentazione, legato alla paleolocalizzazione delle successioni all'interno del plateau, unito alla complessa paleotopografia ereditata dalla tettonica distensiva sinsedimentaria molto attiva fino alla parte inferiore del Giurassico Medio.

Le variazioni registrate possono quindi essere legate ad una differente posizione paleotopografica all'interno della Piattaforma Saccense e confermerebbero quanto suggerito da Marino *et al.* (2002) sulla base di una distribuzione dei sedimenti pelagici nota come modello a “panettone” (Santantonio *et al.*, 1996). Questo modello, ipotizzato dagli Autori per alcune PCP affioranti nell'Appennino Umbro-Marchigiano e nei Monti Sabini la cui geometria ricalca quella dei depositi pelagici al top dell'Allison Guyot nel Pacifico (Winterer, 1991), mette in relazione differenti parametri (variazioni di facies, spessori e contenuto fossilifero, presenza di discontinuità) del top della PCP con le paleolocalizzazioni, cioè la posizione più o meno interna - rispetto al margine della piattaforma - occupata durante il Giurassico.

I dati sopra esposti, infatti, uniti alla presenza di discordanze angolari o superfici di paraconcordanza presenti al contatto con i depositi della Fm. Inici (e quindi all'inizio dell'annegamento della piattaforma), suggeriscono una struttura abbastanza articolata del plateau giurassico, composto da distinti sub-ambienti.

Secondo Marino *et al.* (2002) C.da Diesi, caratterizzata da una successione molto sottile e condensata ricca in cefalopodi, costituirebbe un sub-ambiente più vicino al margine del plateau e più soggetto al trasporto e all'erosione. Nella successione affiorante al Vallone San Vincenzo i depositi giurassici raggiungono lo spessore maggiore e costituirebbero il sub-ambiente più interno di tutto il Plateau di Sciacca. Un ambiente che avrebbe favorito l'enorme accumulo e la preservazione di depositi bioclastici di mare aperto.

In una situazione paleogeografica intermedia si collocherebbe C.da Monzealese, dov'è visibile solo la porzione inferiore della successione pelagica che sovrasta, in discordanza angolare, la Formazione Inici.

In questo quadro si inseriscono le successioni di Cava ex-Capraria e Stretta Arancio. La prima, con caratteristiche molto simili alla vicina sezione di Vallone S.

Vincenzo, rappresenterebbe anch'essa un sub-ambiente interno della piattaforma. La seconda, contraddistinta da un estremo assottigliamento dei depositi giurassici, costituirebbe (ancor di più di C.da Diesi) un sub-ambiente più vicino al margine della piattaforma. Qui l'apparente assenza del Calloviano e lo spessore estremamente ridotto dell'Oxfordiano comproverebbero la generale regressione, avvenuta durante "l'Oxfordian Tilt" (Callomon, 1964), che in quest'area si è sommata, probabilmente raddoppiandone gli effetti, al basculamento della piattaforma legata al rift alpino. Un evento che potrebbe aver prodotto un sollevamento con erosione ed eventi di non deposizione al limite Calloviano-Oxfordiano.

Le variazioni laterali di spessore tra le successioni in esame confermerebbero, sulla base dei dati raccolti, l'esistenza di una piattaforma pelagica (*sensu* Santantonio, 1993) il cui margine esterno era disposto con andamento NO-SE ed un progressivo approfondimento della stessa da Ovest verso Est in direzione del Bacino Ionico. Probabilmente l'area di Stretta Arancio occupava una porzione più marginale nel Plateau di Sciacca con ridotta velocità di sedimentazione a causa della prevalenza di fenomeni di trasporto operato dalle correnti.

8. CONFRONTI TRA LE SUCCESSIONI MEDITERRANEE E QUELLE SUBMEDITERRANEE (CORDILLERA IBERICA) DURANTE IL GIURASSICO SUPERIORE

L'analisi di alcune successioni del Giurassico Superiore localizzate nell'area compresa tra Saragozza e Teruel ha consentito di confrontare le successioni giurassiche siciliane afferenti il Paleodominio Saccense con quelle affioranti in quest'area della Spagna e di effettuare correlazioni stratigrafiche, sedimentologiche e paleogeografiche.

Le successioni esaminate (Ariño-Oliete, Alustante, Pozuel e Andorra) affiorano nell'area compresa tra le città di Saragozza e Teruel (Fig. 93), ubicata nel settore settentrionale della Cordillera Iberica (Spagna NE).

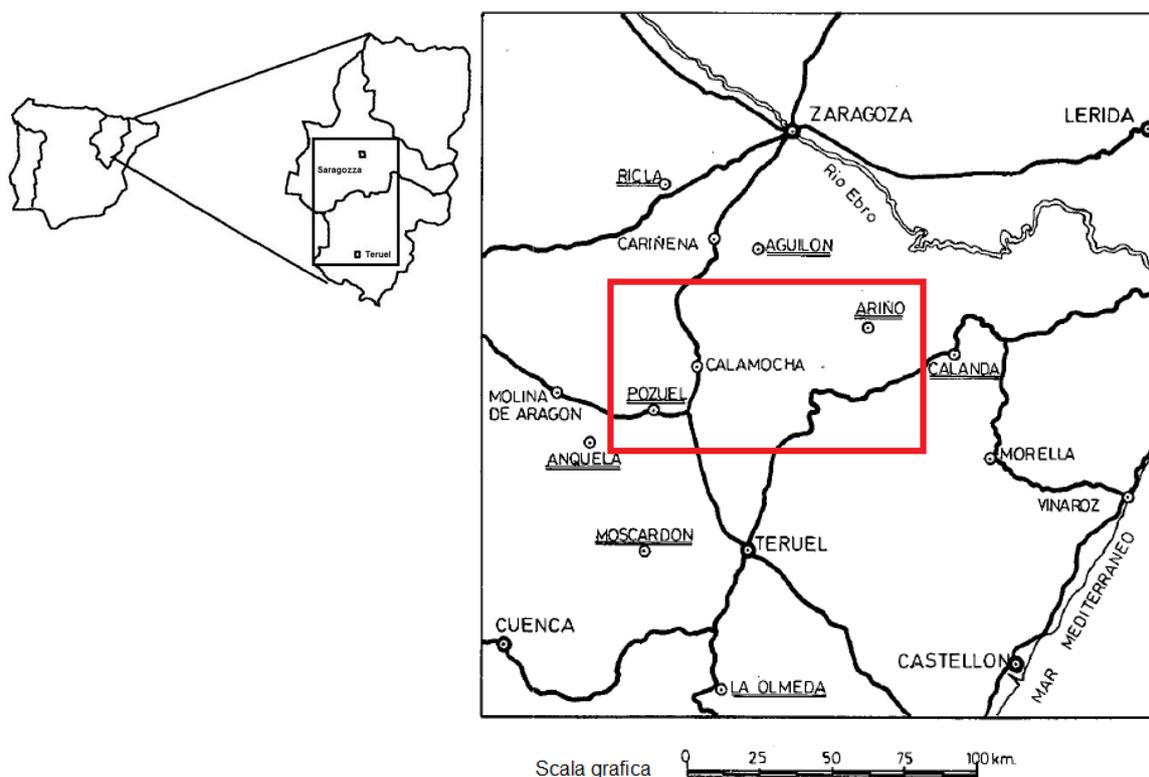


Fig. 93. In alto a sinistra: Regione di Aragona (Spagna NE). In alto a destra, Province di Saragozza e Teruel e, in rosso, l'area dove affiorano le successioni in esame lungo la Catena Iberica NE nel cosiddetto "Ramo Aragonese" (modificato da Corbalán & Meléndez, 1986-1987 e da Meléndez *et al.*, 2006a).

La Cordillera Iberica costituisce una unità geologica e strutturale che si estende tra il margine orientale della Meseta e il Mar Mediterraneo, e comprende due unità principali - o Rami - orientati in direzione NW-SE: uno settentrionale (Ramo Aragonese) e uno meridionale (Ramo Castigliano).

Entrambi si incontrano nella depressione terziaria intermedia di Calatayud-Alfambra-Teruel conflueno, a sud di Teruel, nella Sierra di Javalambre. Nella regione di confluenza i due rami si estendono considerevolmente, costituendo quello che viene abitualmente denominato Settore Centrale che, in realtà, comprende parte degli estremi sudorientali di entrambi i rami (Meléndez, 1989).

Durante il Giurassico Medio la piattaforma carbonatica iberica orientale è divisa in due parti, una settentrionale (o nordorientale) e una meridionale (o sudoccidentale) chiamate, rispettivamente, Aragonese e Castigliana (Gómez & Fernández-López, 2004, 2006).

A partire dalla parte superiore del Calloviano, e sino all'Oxfordiano inferiore (o parte inferiore del medio), si assiste all'emersione e alla conseguente esposizione subaerea della piattaforma con la massima estensione di una facies condensata oolitico-ferrosa (Meléndez *et al.*, 2007). Durante il Giurassico Superiore, dall'Oxfordiano medio in poi, la piattaforma subisce un lento annegamento ed evolve in un'ampia e omogenea rampa carbonatica (Aurell, 1990; Aurell *et al.*, 1990, 2003; Bádenas, 1999; Bádenas & Aurell, 2001) come risulta dallo sviluppo di spesse sequenze carbonatiche (Fig. 94).

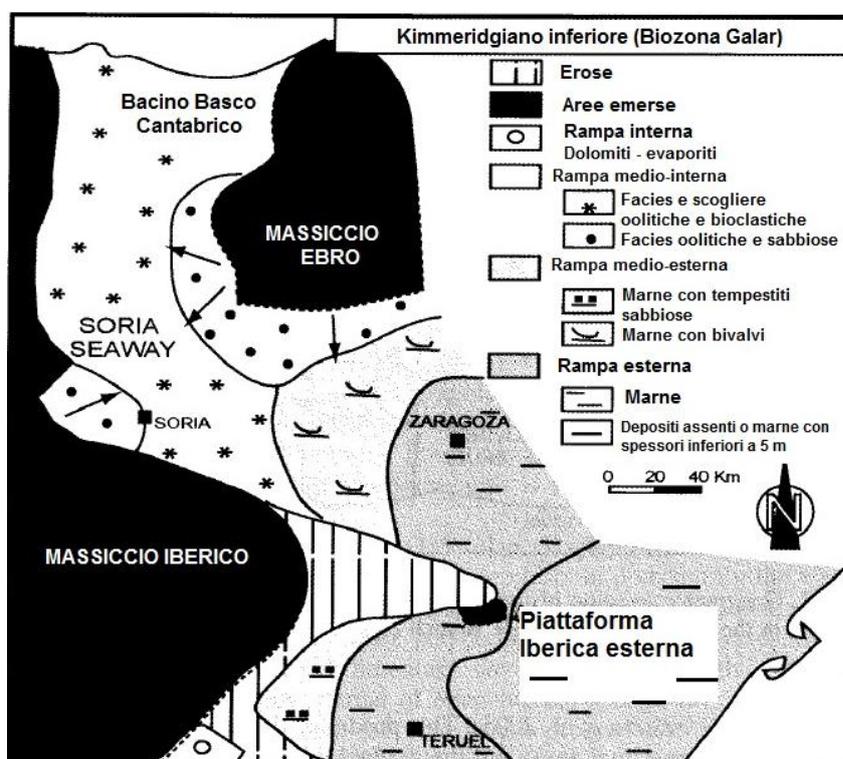


Fig. 94. Schema paleogeografico della piattaforma carbonatica iberica orientale al passaggio Oxfordiano-Kimmeridgiano (Biozona Galar). Durante il tardo Oxfordiano-Kimmeridgiano inferiore, quest'area si sviluppa in una omogenea e uniforme rampa carbonatica omoclinale (modificato da Meléndez *et al.*, 2006a, Bádenas, 1999 e Bádenas & Aurell, 2001).

Queste includono le seguenti unità (Meléndez *et al.*, 2006a) (Fig. 95):

- una unità basale costituita da calcari a spugne (Formazione Yàtova), che spazia dall'Oxfordiano medio alla parte basale dell'Oxfordiano superiore;
- una spessa unità terrigena, marnosa (Formazione Sot de Chera) il cui range va dalla parte alta dell'Oxfordiano alla parte basale del Kimmeridgiano;
- una unità costituita da un'alternanza ritmica di calcari litografici e marne (Formazione Loriguilla) di età Kimmeridgiano inferiore-Titoniano inferiore;
- una spessa unità calcarea da oncolitica a bioermale (Formazione Higuieruelas) del Titoniano, ben sviluppata solo nella parte più esterna della rampa.



Fig. 95. Panoramica della successione di Alustante. Unità litologiche della parte prossimale della Piattaforma Iberica dal Giurassico Medio al Giurassico Superiore. La Formazione Pozuel (costituita da calcari oolitici) rappresenta qui l'equivalente laterale della Formazione Loriguilla.

Al passaggio Oxfordiano medio-Oxfordiano superiore (Cronozona Hypselum) la piattaforma ha raggiunto i massimi valori di profondità sinora riscontrati per l'intero Giurassico di questo bacino (Fernández-López & Meléndez, 2004). Da questo momento in poi, un progressivo restringimento dell'ambiente sedimentario durante il tardo Oxfordiano produce un lento arretramento della facies dei calcari a spugne di mare aperto (Formazione Yatova) e la conseguente progradazione delle facies terrigene da nord-ovest (area di Veruela).

Durante il Kimmeridgiano (dalla Cronozona Platynota alla Cronozona Acanthicum), l'originaria e omogenea rampa va incontro ad una lenta differenziazione in aree più profonde e subsidenti e in aree di mare basso. Una soglia paleogeografica progressivamente elevata si sviluppa nel settore medio ed esterno della piattaforma (Alto

di "Ariño-Andorra") (Aurell, 1990; Meléndez *et al.*, 1990, 1997; Báncora *et al.*, 2005). Questo produce il progressivo restringimento delle aree intermedie e prossimali e il graduale decremento degli elementi pelagici, principalmente ammoniti, dal Kimmeridgiano inferiore (Cronozona Platynota) in poi.

L'unica eccezione è la parte più esterna della piattaforma (area di Calanda-Alcorisa-Rafales) dove le sequenze del Kimmeridgiano inferiore sono ben note per la loro abbondanza di ammoniti e sono state la base per numerosi e dettagliati studi paleontologici e biostratigrafici (Geyer & Pelledhun, 1981; Atrops & Meléndez, 1985; Moliner & Olóriz, 1985; Meléndez *et al.*, 1999; Báncora *et al.*, 2005).

Tutte queste sequenze, a partire dall'Oxfordiano superiore, presentano un contenuto ad ammoniti tipico della Provincia Submediterranea, caratterizzato da una grande abbondanza di Perisphinctidae (Fig. 96) e sono correlabili con altre aree dell'Europa meridionale come, ad esempio, il Portogallo, la Provenza (SE Francia), la Germania meridionale e la Svizzera. La scarsità o l'assenza totale di rappresentanti sia di forme boreali (Cardioceratidi) sia di forme tipicamente mediterranee (Phylloceratina e Lytoceratina) evidenziano il carattere ristretto di questo bacino rispetto ad aree, rispettivamente, boreali e tipicamente mediterranee (Meléndez *et al.*, 2006a).



Fig. 96. Successione di Alustante. Formazione Yatova. Esempio di *Perisphinctes (Dichotomoceras)* del gr. *bifurcatus* (Quenstedt, 1849). Oxfordiano medio, Biozona Bifurcatus, Sottobiozona Grossouvrei, Biorizzonte Bifurcatus.

8.1 STRATIGRAFIA E LITOFACIES

In tutte le successioni esaminate, il contatto Calloviano-Oxfordiano è marcato da un livello noto in letteratura come "Capa de Arroyofrío" (Figg. 97 e 98). Questo è costituito da una sequenza condensata, con spessore da centimetrico a decimetrico, caratterizzato da un calcare fossilifero con ooliti ferruginose. L'associazione ad ammoniti qui raccolta mostra frequenti tracce di rielaborazione e chiare evidenze di

condensazione tafonomica, e testimonia un'ampia emersione della Piattaforma Iberica con una lacuna che copre un intervallo cronostratigrafico (variabile a seconda della successione) compreso tra il Calloviano superiore (Biozona Gracilis) e l'Oxfordiano medio (Biozona Transversarium) (Meléndez *et al.*, 2007).

Fig. 97. Affioramento di Pozuel. Capa de Arroyofrío: livello condensato con ooliti ferruginose. Calloviano superiore-Oxfordiano medio (Biozone Mariae e Cordatum).



Fig. 98. Affioramento di Ariño (Ventas de San Pedro). Particolare del livello oolitico ferruginoso (Capa de Arroyofrío).

Al di sopra del livello oolitico poggiano i calcari della Formazione Yatova, costituiti da calcari micritici bioclastici e biostromali a spugne riccamente fossiliferi (Figg. 99 e 100). Questi sono spessi da pochi metri sino a 20 metri e coprono un intervallo compreso tra l'Oxfordiano medio (Biozona Transversarium) sino alla parte basale dell'Oxfordiano superiore.

Fig. 99. Successione di Andorra. Calcari con spugne della Formazione Yatova (Oxfordiano medio – Biozona Transversarium).



Fig. 100. Successione di Alustante. Calcari a spugne della Formazione Yatova e, a sinistra, quelli marnosi della formazione Sot de Chera.

In alto si sviluppa la Formazione marnosa Sot de Chera (Fig. 101) caratterizzata da spessori estremamente variabili, da 2-5 m nel settore più nordorientale a 60-80 m nella Sierra di Albarracìn sino a 100-150 m a Ricla (settore NW). All'interno di questa unità è solitamente possibile distinguere una porzione inferiore, prevalentemente marnosa, formata da marne grigio-azzurre con intercalazioni di alcuni banchi di calcari

marnosi, ed una porzione superiore formata da arenarie calcaree di colore giallo fortemente bioturbate. L'età è riferibile all'intervallo Oxfordiano superiore-Kimmeridgiano inferiore (Cronozona Galar).



Fig. 101. Affioramento di Alustante. Calcari marnosi grigio azzurri della Formazione Sot de Chera.

Nel settore della Sierra di Albarracìn-Sierra Menera (settore occidentale del Ramo Castigliano) alla Formazione Sot de Chera segue in continuità una sequenza, dal carattere marcatamente più detritico, formata da marne micacee con frequenti intercalazioni di arenarie calcaree ampiamente bioturbate e, a volte, banchi di spessore variabile di arenarie quarzose molto micacee. Questa seconda unità, conosciuta anche con il nome di Margas de Frías (definita nella località di Frías ad Albarracìn), passa lateralmente ad un'altra unità, marcatamente più carbonatica e dal carattere ritmico, conosciuta come Formazione Loriguilla (Fig. 102). L'età di questa formazione, che raggiunge spessori anche di 120 m (settore di Ricla), è attribuita al Kimmeridgiano inferiore-Titoniano inferiore (Aurell & Bádenas, 1994; Bádenas *et al.*, 1998; Moliner *et al.*, 1999).

In cima a questa unità si sviluppa, generalmente, una unità carbonatica costituita da calcari oncolitici stratificati in grossi banchi (Formazione Higuieruelas) del Titoniano (Corbalàn & Meléndez, 1986-1987).

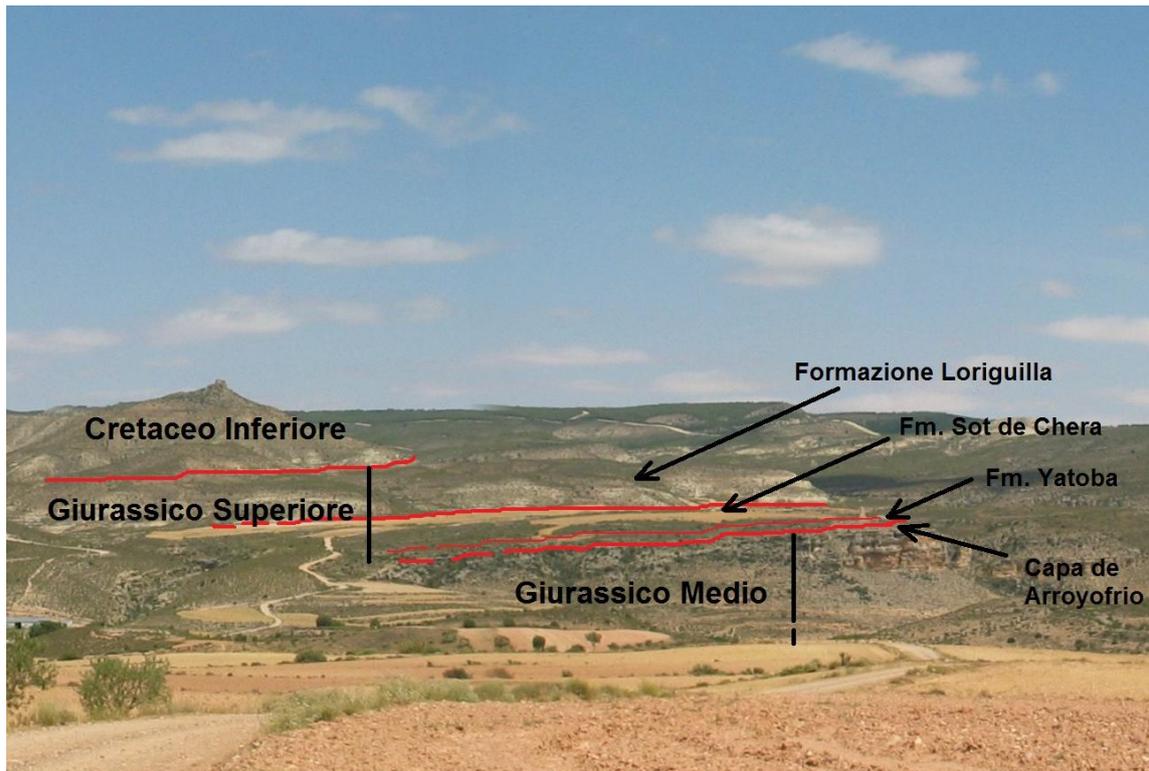


Fig. 102. Panoramica della Pianura di Arcos. Contatti fra le varie unità litologiche del Giurassico Medio e Superiore. Il Cretacico inferiore poggia in discordanza erosiva sulle unità del Giurassico Superiore. Località di Ariño-Oliete (Ventas de San Pedro).

8.2 CONFRONTI CON LE SUCCESSIONI DELLA PROVINCIA MEDITERRANEA DURANTE IL GIURASSICO SUPERIORE

Le successioni esaminate affiorano nel settore settentrionale della Cordillera Iberica (Spagna NE) dove i depositi giurassici sono diffusamente distribuiti. Confrontate con quelle esaminate in questa tesi di dottorato - entrambe provenienti da aree distanti della Tetide - mostrano una notevole similarità in termini di intervalli stratigrafici registrati e di estensione dei gap sedimentari, in particolare quello legato al passaggio Calloviano-Oxfordiano. Le differenze principali, oltre che all'ovvia differenza di facies, sono legate agli spessori dei vari termini litologici.

Le successioni spagnole, infatti, sono costituite da depositi di piattaforma epicontinentale caratterizzati, nel complesso, da una sedimentazione più continua nel tempo che ha permesso la deposizione di maggiori spessori di materiale.

Nell'intervallo tra l'Oxfordiano sommitale e il Kimmeridgiano inferiore, quest'area della Piattaforma Iberica si sviluppa in un'omogenea e uniforme rampa carbonatica omoclinale che riceve apporti terrigeni dalle adiacenti terre emerse come

testimoniato dai grossi spessori marnosi e calcareo-marnosi della Formazione Sot de Chera e Loriguilla.

Le successioni siciliane, al contrario, sono caratterizzati da depositi condensati, in facies di Rosso Ammonitico, il cui spessore ridotto indica la deposizione in un ambiente di piattaforma aperta epioceanica.

In relazione al contenuto paleontologico, si nota come, sino al Calloviano, le differenze faunistiche tra le due aree sono in pratica ridotte alla diffusa presenza in Sicilia di rappresentanti dei Leiostraca (sottordini Phylloceratina e Lytoceratina) che, al contrario, sono eccezionali nella Piattaforma Iberica. Le differenze diventano più marcate a partire dall'Oxfordiano medio in poi. A questo punto la piattaforma siciliana appare dominata, oltre ai rappresentanti dei Leiostraca (che definiscono in modo caratteristico la Provincia Tetidea), dalla Sottofamiglia Passendorferiinae (Perisphinctidae), mentre taxa più submediterranei, come Perisphinctinae ed Oppeliidae, sono occasionalmente presenti (Meléndez *et. al.*, 2009, 2010).

L'unica eccezione è costituita dalla successione di C.da Diesi del Dominio Saccense dove è stata registrata un'elevata rappresentanza, spesso non accidentale, delle Perisphinctinae durante l'Oxfordiano inferiore e la parte inferiore dell'Oxfordiano medio; un'anomalia spiegabile ammettendo la presenza di vie di collegamento che hanno permesso un trasporto postmortem delle conchiglie da alcune aree della Provincia Submediterranea sino alla località in esame. Dall'Oxfordiano medio in poi (Biozona Transversarium) le associazioni ad ammoniti mostrano un drastico cambiamento, con una dominanza dei rappresentanti tetidei, mentre diminuiscono significativamente i taxa submediterranei. Un cambiamento, osservato anche in altre piattaforme epioceaniche della Tetide, che indicherebbe un graduale individualismo delle paleoprovince Mediterranea e Submediterranea probabilmente a seguito dello stabilirsi di una barriera paleogeografica tra i margini settentrionale e meridionale della Tetide stessa.

Questa barriera è da ricercarsi presumibilmente (D'Arpa *et al.*, 2006; Zarccone, 2008; Zarccone & Di Stefano, 2010) nell'emersione della Piattaforma Carbonatica Panormide che ha condotto ad un relativo isolamento ed evoluzione *in situ* di gruppi mediterranei nelle piattaforme epioceaniche della Tetide meridionale e ostacolando, di fatto, la diffusione di tipiche faune submediterranee in queste aree.

9. CONCLUSIONI

Lo studio delle successioni del Giurassico Medio e Superiore dell'area di Sciacca ha consentito di dettagliare la definizione dei caratteri sistematici, biostratigrafici e tafonomici delle associazioni ad ammoniti presenti nelle successioni di piattaforma carbonatica pelagica del Dominio Saccense e di delinearne i principali limiti cronostatigrafici.

L'attento esame effettuato sulle differenti proposizioni biozonali esistenti per il limite Oxfordiano-Kimmeridgiano ha consentito di redigere uno schema più consono possibile al registro sedimentologico e paleontologico delle successioni siciliane, tipiche della Provincia Mediterranea.

L'analisi delle successioni studiate conferma le differenze di spessori e di facies, riscontrate in tutte le successioni del Paleodominio Saccense descritte precedentemente da altri autori. I dati desunti evidenziano che le successioni del cosiddetto Plateau di Sciacca, successivi alla deposizione della Formazione Inici, ma precedenti alla deposizione dei calcari a calpionelle, hanno un carattere fortemente condensato con spessori compresi tra 42 m (Vallone San Vincenzo) e 7 m (Stretta Arancio).

Negli affioramenti in esame si registra una ridotta presenza di filoni sedimentari colmati da pelagiti del Giurassico Medio e Superiore (tipici invece di altri settori dello stesso paleodominio Saccense e, più in generale, di tutti i paleodomini siciliani). Ciò lascia ipotizzare un ruolo marginale della tettonica sinsedimentaria in questo settore del Plateau di Sciacca. Le notevoli variazioni verticali e il rapido assottigliamento laterale degli strati, che si riscontrano nelle località studiate, potrebbero essere piuttosto la combinazione di un differente tasso di sedimentazione, legato alla paleolocalizzazione delle successioni all'interno del plateau, unito alla complessa paleotopografia ereditata dalla tettonica distensiva sinsedimentaria molto attiva fino alla parte inferiore del Giurassico Medio.

I dati desunti da questa tesi di dottorato concordano, infatti, con quanto suggerito da Marino *et al.* (2002a) sulla distribuzione dei sedimenti pelagici nota come modello a "panettone" (Santantonio *et al.*, 1996) che mette in relazione le variazioni di spessore registrate con la differente posizione paleotopografica all'interno della Piattaforma Saccense.

Lo studio effettuato ha confermato l'assenza di flussi sedimentari gravitativi, la mancanza di silice e la presenza di successioni condensate riccamente fossilifere in

ammoniti (tutte indicative di una deposizione al di sopra di un plateau sottomarino). Questi dati confermano per la PCP Saccense un ambiente sedimentario con caratteristiche tipiche di una piattaforma aperta, il cui margine esterno, disposto con andamento NO-SE, progradava progressivamente da Ovest verso Est in direzione del Bacino Ionico.

I confronti effettuati fra le successioni siciliane e altre successioni coeve della Piattaforma Iberica, affioranti nel settore nord-orientale della Cordillera Iberica (Spagna NE), hanno mostrato una notevole similarità in termini di intervalli stratigrafici registrati e di estensione dei gap sedimentari, in particolare quello legato al passaggio Calloviano-Oxfordiano. Le differenze principali, oltre che l'ovvia differenza di facies, sono legate agli spessori dei vari termini litologici, notevolmente più espansi nel settore iberico (corrispondenti ad una piattaforma epicontinentale soggetta a frequenti apporti terrigeni). Si è evidenziata, inoltre, una certa omogeneità faunistica sino al Calloviano mentre, a partire dall'Oxfordiano medio in poi, le differenze diventano più marcate, con una dominanza dei rappresentanti tetidei ed una drastica diminuzione dei taxa submediterranei nelle successioni siciliane. Un cambiamento che indicherebbe un graduale individualismo delle paleoprovince Mediterranea e Submediterranea probabilmente a seguito dello stabilirsi di una barriera paleogeografica tra i margini settentrionale e meridionale della Tetide stessa.

La revisione effettuata sulle collezioni M. Gemmellaro e Bruno (capitolo 10) ha confermato parzialmente le determinazioni originali ed ha consentito di ampliare il range stratigrafico originariamente individuato.

L'analisi delle collezioni ha mostrato la prevalenza di specie e generi stratigraficamente attribuibili al Giurassico Medio (Baiociano-Calloviano) per la Collezione M. Gemmellaro, e la prevalenza di taxa tipici dell'intervallo Giurassico Superiore (Kimmeridgiano)-Cretacico Inferiore (Valanginiano) per la Collezione Bruno.

Il dato più rilevante è l'assenza di un registro paleontologico ad ammoniti del Calloviano, confermato dal lavoro di terreno. In particolare, nella Collezione M. Gemmellaro si nota la presenza di esemplari il cui range stratigrafico noto in letteratura copre l'intervallo Batoniano-Calloviano mentre sono assenti forme esclusive del Calloviano, come *Macrocephalitidae* e *Reineckeidae*.

10. REVISIONE SISTEMATICA DELLE COLLEZIONI STORICHE

10.1 LE COLLEZIONI PALEONTOLOGICHE DI STRETTA ARANCIO

Questo capitolo è dedicato allo studio tassonomico degli esemplari di ammoniti presenti in due collezioni storiche, attualmente custodite presso il Museo Geologico “G. G. Gemmellaro” di Palermo.

Le collezioni revisionate in questo lavoro di tesi, denominate rispettivamente Collezione Mariano Gemmellaro (Collezione 017) e Collezione Bruno, sono composte da 72 esemplari. Entrambe provengono da successioni del Giurassico Medio e Superiore affioranti nell’area della Tardàra che, a partire dagli anni ’60, non è stata più oggetto di studi biostratigrafici ad ammoniti.

La revisione sistematica è stata fondamentale e propedeutica agli studi portati avanti in questa tesi di dottorato.

Il lavoro preliminare è iniziato con interventi di pulizia e restauro del materiale danneggiato ed è proseguito con i riscontri sui cataloghi originari, per l’individuazione di esemplari mancanti, e con la redazione di un catalogo *ex novo* laddove la collezione ne fosse sprovvista (come per la Collezione Bruno).

La fase successiva è consistita nell’assegnazione di un numero di inventario, formato da una sigla (MGUP-017 o B) e da un numero progressivo relativo ad ogni esemplare, nella realizzazione di fotografie (Fig. 103) ed, infine, nell’inserimento dei dati raccolti in un database informatizzato realizzato con il software Access di Microsoft. Il database associa ad ogni esemplare una tabella contenente i dati relativi alla catalogazione, classificazione, modalità di conservazione, documentazione bibliografica, fotografica, ecc. La maschera, che sintetizza tutti i dati presenti in tabella (Fig. 104), è corredata di un collegamento multimediale che collega l’esemplare alle relative foto.



Fig. 103. Collezione 017 - Esemplare di *Lytoceras eudesianum* (MGUP-017.46/1), vista laterale.

Collezione	Bruno	Ordine	Ammonoidea	Specie Sin.		3
N° inventario	B15	Sottordine	Lytoceralin	Autore Sp. Sin.		Esemplari presenti attualmente 3
N° collezione		Superfam.	Lytocerataceae	Formazione		Bibliografia Su alcuni cefalopodi del Malm di Stretta d'Arancio
Sigla	MGUP-B15/2	Famiglia	Protetragonitidae	Strato		Tesi
N° Reperto	B15/2	Sotto Famig.		Livello		Note
ex n° inventario		Autore genere	Hyatt, 1900	Geosito		
ex n° collezione		Genere	Protetragonites	sesto		
Notizie sulla collezione		Autore specie	(D'Orbigny, 1840)	Sviluppo		
Collocazione	Armadio n°35, cassi	Specie	quadrisulcatus			Posizione B15-2
Quantità	1	Tipo				Collocazione Immagine
Vertebrati/Invertebrati	Invertebrati	Modalità di conservazione	Modello Interno			B15-2 foto collezioni/B15-2.jpg collezioni/B15-2.jpg
Datazione reperto	Titoniano					Records: 14
Sito	Stretta Arancio	Stato	Italia	Stato di conservazione	Integro	Museo
Regione	Sicilia	Provincia	Agrigento	Interventi di restauro		
Località	Sambuca di Sicilia	Notizie sul sito		Laterazione		

Fig. 104. Maschera di Access con la scheda riepilogativa di ogni esemplare studiato.

Per il lavoro di revisione sistematica è stata realizzata una scheda sistematica descrittiva per ogni taxon. Ogni scheda riporta, oltre alla descrizione dettagliata di ogni esemplare, le informazioni relative al numero d'inventario, alla località storica di raccolta, alla distribuzione stratigrafica e geografica del taxon sia in Sicilia che al di fuori di questa regione.

In relazione alla sinonimia si è deciso di utilizzare solo le citazioni presenti nei lavori di M. Gemmellaro (1919) e F. Bruno (1954), unici autori che hanno determinato il materiale in esame. Ulteriori riferimenti alle pubblicazioni consultate si possono trovare nella sezione DISCUSSIONI.

Per i criteri utilizzati per lo studio tassonomico, l'ordinamento sistematico, i metodi e le abbreviazioni utilizzate si veda il capitolo 5.

Tutte le foto degli esemplari revisionati sono contenute nell'allegato CD della catalogazione.

10.2 LA COLLEZIONE MARIANO GEMMELLARO (COLLEZIONE 017)

La Collezione Mariano Gemmellaro (o Collezione 017), risalente agli anni '20, proviene dalla Montagna della Tardàra e fu descritta da Mariano Gemmellaro nella sua nota preliminare “*Sulla presenza del Kellowiano inferiore (Zona a Macrocephalites macrocephalus Schloth. sp.) della Montagna della Tardàra, presso Menfi, in Sicilia*” pubblicato nel 1919. In essa vengono determinati 16 taxa riferiti dall’Autore agli strati della Zona a *Macrocephalites macrocephalus*, corrispondente al Calloviano (= Kellowiano) inferiore.

La Collezione consta di 37 esemplari – di cui 26 ammoniti – suddivisi in 33 lotti. Dei 15 esemplari riportati dall’Autore (1919), 13 sono stati rinvenuti in Collezione (indicati con * asterisco nella Tab. 5). Due esemplari (*Macrocephalites macrocephalus* Schlotheim e *Proplanulites köenigi* Sowerby) risultano invece mancanti.

N. inv. MGUP-017	Denominazione originaria	Revisione sistematica
40/1	* <i>Phylloceras mediterraneum</i> Neumayr, 1871	<i>Holcophylloceras zignodianum</i> (d’Orbigny, 1848)
41/1	* <i>Phylloceras disputabile</i> Zittel, 1869	<i>Calliphylloceras disputabile</i> (Zittel, 1869)
42/1	<i>Phylloceras</i> sp.	<i>Ptychophylloceras euphyllum</i> (Neumayr, 1870)
43/1	* <i>Phylloceras kunthi</i> Neumayr, 1871	<i>Phylloceras (P.) kudernatschi</i> (Hauer, 1854)
44/1	<i>Phylloceras</i> sp.	<i>Ptychophylloceras</i> sp.
45/1	* <i>Lytoceras adeloides</i> Kudernatsch, 1872	<i>Lytoceras eudesianum</i> (d’Orbigny, 1846)
46/1	<i>Lytoceras</i> sp.	<i>Lytoceras eudesianum</i> (d’Orbigny, 1846)
47/1	* <i>Oppelia neumayri</i> Gemmellaro, 1873	<i>Oxycerites neumayri</i> (Gemmellaro, 1873)
48/1	* <i>Oppelia subcostaria</i> , Oppel 1864	<i>Oxycerites</i> sp.
49/1	<i>Stephanoceras daubenyi</i> Gemmellaro, 1877	<i>Cadomites daubenyi</i> (Gemmellaro, 1877)
50/1	* <i>Sphaeroceras microstoma</i> (d’Orbigny, 1842)	<i>Dimorphinites dimorphus</i> (d’Orbigny, 1845)
51/1	<i>Stephanoceras microstoma</i> (d’Orbigny, 1842)	<i>Dimorphinites</i> sp.
52/1	<i>Oppelia</i> sp.	<i>Hecticoceras (Chanasia)</i> sp.
53/1	<i>Perisphinctes</i> sp.	<i>Parkinsonia</i> sp.
54/1	<i>Perisphinctes</i> sp.	<i>Procerites (P.)</i> cf. <i>progracilis</i> Cox & Arkell, 1950
55/1	<i>Perisphinctes caroli</i> Gemmellaro, 1873	<i>Choffatia (Choffatia)</i> sp.
57/1	* <i>Perisphinctes leptus</i> Gemmellaro, 1873	<i>Homeoplanulites (H.)</i> cf. <i>balinensis</i> (Neumayr, 1871)

58/1	<i>*Perisphinctes recuperoi</i> Gemmellaro, 1873	<i>Choffatia</i> (S.) aff. <i>recuperoi</i> (Gemmellaro, 1873)
59/1	<i>Perisphinctes</i> sp.	<i>Procerites</i> (P.) cf. <i>schloenbachi</i> (De Grossouvre, 1907)
65/1	<i>Phylloceras isomorphum</i> Gemmellaro, 1873	<i>Phylloceras</i> (P.) <i>isomorphum</i> Gemmellaro, 1873
66/1	<i>Phylloceras heterophyllum</i> (Sowerby, 1821)	<i>Calliphylloceras</i> cf. <i>disputabile</i> (Zittel, 1869)
67/1	<i>*Phylloceras euphyllum</i> Neumayr, 1871	<i>Ptychophylloceras flabellatum</i> (Neumayr, 1871)
68/1	<i>Oppelia</i> cf. <i>Oppelia subdiscus</i> d'Orbigny, 1846	<i>Paralcidia</i> sp.
69/1	<i>*Sphaeroceras bullatum</i> d'Orbigny, 1842	<i>Bullatimorphites</i> sp.
70/1	<i>*Perisphinctes moorei</i> Opper, 1857	<i>Procerites</i> (P.) <i>quercinus</i> (Terquem & Jourdy, 1869)
71/1	<i>*Perisphinctes subbakeriae</i> d'Orbigny, 1850	<i>Parkinsonia</i> sp.
72/1	<i>Perisphinctes</i> sp.	<i>Parkinsonia</i> (G.) <i>convergens</i> (Buckman, 1925)

Tab. 5. Collezione Mariano Gemmellaro (Collezione 17). Determinazione originaria degli esemplari e revisione sistematica.

10.3 LA COLLEZIONE BRUNO

La Collezione Bruno proviene da un giacimento fossilifero scoperto dal Prof. Fabiani nel 1938, precisamente sul lato sinistro della “Stretta Arancio”, nei pressi di Sambuca di Sicilia (AG). La collezione consta di 49 esemplari – 46 dei quali ammoniti – suddivisi in 24 lotti. Questo materiale, descritto nel lavoro di Francesco Bruno (1954) “*Su alcuni cefalopodi del Malm di Stretta d’Arancio*”, è riferibile secondo l’Autore all’intervallo cronostratigrafico Calloviano-Titoniano (Giurassico Medio-Giurassico Superiore).

Delle 26 forme studiate da Bruno (1954) 21 sono state rinvenute in collezione (indicate con * asterisco nella Tab. 6). Sei esemplari (*Phylloceras puschi* Opper, *Phylloceras silesiacum* Opper, *Holcophylloceras mediterraneum* Neumayr, *Oppelia* cfr. *subcostaria* Opper, *Streblites lithographicus* Opper, *Perisphinctes senex* Opper) risultano invece mancanti.

È stata evidenziata una difformità tra il numero di esemplari riportato dall’Autore nell’elenco della pubblicazione ed il numero di esemplari citati dallo stesso nelle descrizioni delle singole specie che appare più elevato. Il controllo del materiale presente in Collezione conferma la correttezza del numero di esemplari riportato dall’Autore nelle descrizioni.

N. inv. MGUP	Determinazione originaria	Revisione sistematica
da B.1/1 a B.1/5	<i>Haploceras staszycii</i> Zeuschner, 1846	<i>Haploceras (H.) carachtheis</i> (Zeuschner, 1846)
B.1/6	* <i>Haploceras staszycii</i> Zeuschner, 1846	<i>Sowerbyceras</i> sp.
B.1/7	<i>Haploceras staszycii</i> Zeuschner, 1846	<i>Haploceras (H.) carachtheis</i> (Zeuschner, 1846)
B.2/1	* <i>Phylloceras isotypum</i> Benecke, 1865	<i>Phylloceras (P.) isotypum</i> Benecke, 1865
B.2/2	<i>Phylloceras isotypum</i> Benecke, 1865	<i>Phylloceras (P.) isotypum</i> Benecke, 1865
B.3/1	* <i>Aspidoceras diplodesmum</i> Gemmellaro, 1872	<i>Aspidoceras acanthicum</i> (Oppel, 1863)
B.3/2	* <i>Aspidoceras diplodesmum</i> Gemmellaro, 1872	<i>Aspidoceras longispinum</i> (Sowerby, 1825)
B.4/1	* <i>Hoplites botellae</i> Kilian, 1889	<i>Kilianella pexiptycha</i> Uligh, 1882
B.6 /1	* <i>Phylloceras</i> cf. <i>kunthi</i> Neumayr, 1871	<i>Calliphylloceras disputabile</i> (Zittel, 1869)
B.7/1	* <i>Aspidoceras contemporaneum</i> Favre, 1877	<i>Physodoceras</i> cf. <i>wolffi</i> (Neumayr, 1873)
B.8/1	* <i>Stephanoceras</i> cf. <i>damesi</i> Steuer, 1897	<i>Spiticeras (S.) spitiense</i> (Blanford, 1863)
B.9/1	<i>Sowerbyceras tortisulcatum</i> (d'Orbigny, 1849)	<i>Sowerbyceras silenum</i> (Fontannes, 1876)
B.9/2 e B.9/3	<i>Sowerbyceras tortisulcatum</i> (d'Orbigny, 1849)	<i>Sowerbyceras</i> sp.
B.10/1	* <i>Grossouvria lepta</i> (Gemmellaro, 1872)	Berriasellidae ind.
B.11/1	* <i>Perisphinctes colubrinus</i> Reinecke, 1818	Nucleo di Berriasellidae
B.12/1	* <i>Calliphylloceras disputabile</i> Zittel, 1869	<i>Calliphylloceras disputabile</i> (Zittel, 1869)
B.12/2	<i>Calliphylloceras disputabile</i> Zittel, 1869	<i>Ptychophylloceras</i> sp.
B.12/3	<i>Calliphylloceras disputabile</i> Zittel, 1869	<i>Calliphylloceras disputabile</i> (Zittel, 1869)
B.12/4	<i>Calliphylloceras disputabile</i> Zittel, 1869	<i>Calliphylloceras disputabile</i> (Zittel, 1869)
B.13/1	<i>Grossouvria</i> cf. <i>leptus</i> (Gemmellaro, 1872)	<i>Berriasella</i> sp.
B.14/1	* <i>Phylloceras ptychoicum</i> (Quenstedt, 1845)	<i>Ptychophylloceras ptychoicum</i> (Neumayr, 1871)
da B.15/1 a B.15/3	<i>Protetragonites quadrisulcatus</i> (d'Orbigny, 1840)	<i>Protetragonites quadrisulcatus</i> (d'Orbigny, 1840)
B.16/1	* <i>Aspidoceras</i> aff. <i>longispinus</i> (Sowerby, 1845)	<i>Aspidoceras</i> cf. <i>acanthicum</i> (Oppel, 1863)
B.17/1	<i>Perisphinctes groteanus</i> Oppel, 1868	<i>Spiticeras (S.)</i> cf. <i>spitiense</i> (Blanford, 1863)

B.17/2	<i>Perisphinctes groteanus</i> Opper, 1868	<i>Spiticerus (S.) cf. spitiense</i> (Blanford, 1863)
B.17/3	* <i>Perisphinctes groteanus</i> Opper, 1868	<i>Spiticerus</i> sp.
B.18/1	* <i>Phylloceras empedoclis</i> Gemmellaro, 1872	<i>Calliphylloceras empedoclis</i> (Gemmellaro, 1872)
B.19/1	* <i>Lytoceras orsinii</i> Gemmellaro, 1872	<i>Lytoceras polycyclum</i> Neumayr, 1871
B.19/2	<i>Lytoceras orsinii</i> Gemmellaro, 1872	<i>Lytoceras</i> cf. <i>orsinii</i> Gemmellaro, 1872
B.20/1	* <i>Protoancanthodiscus</i> sp.	<i>Protacanthodiscus</i> sp.
B.20/2	* <i>Protoancanthodiscus</i> sp.	<i>Rodigheroites</i> cf. <i>cardulus</i> Company, 1987
B.21/1	<i>Haploceras staszycii</i> Zeuschner, 1846	<i>Neolissoceras grasianum</i> (d'Orbigny, 1841)
da B.21/2 a B.21/4	<i>Haploceras staszycii</i> Zeuschner, 1846	<i>Haploceras (H.) carachtheis</i> (Zeuschner., 1846)
B.21/5	* <i>Haploceras staszycii</i> Zeuschner, 1846	<i>Sowerbyceras</i> sp.
B.22/1	* <i>Lytoceras polyanchomenum</i> Gemmellaro, 1873	<i>Lytoceras polyanchomenum</i> Gemmellaro, 1873
B.23/1	* <i>Grossouvria recuperoi</i> (Gemmellaro, 1873)	<i>Choffatia (Subgrossouvria) recuperoi</i> (Gemmellaro, 1873)
B.24/1	<i>Sowerbiceras tortisulcatum</i> d'Orbigny, 1849	<i>Sowerbyceras</i> sp.

Tab. 6. Collezione Bruno. Determinazione originaria degli esemplari e revisione sistematica.

10.4 CONSIDERAZIONI FINALI

Lo studio ha confermato alcune determinazioni originarie mentre ne ha attribuito altre a generi e specie differenti.

L'esame degli esemplari delle famiglie presenti nella Collezione Bruno evidenzia la prevalenza dei rappresentanti della famiglia Phylloceratidae, Haploceratidae e Aspidoceratidae (Fig. 105) tipiche delle associazioni faunistiche della Provincia Mediterranea. Al contrario, le famiglie presenti nella Collezione M. Gemmellaro - con l'abbondanza di Phylloceratidae, Perisphinctidae e, in misura minore, Opperidae e Parkinsoniidae (Fig. 106) - sono indicative di un'associazione faunistica della Provincia Submediterranea non ancora caratterizzata dal marcato endemismo che, in corrispondenza del limite Giurassico Medio-Giurassico Superiore, porterà alla individuazione di quattro differenti bioprovince all'interno della Tetide Occidentale.

Lo studio tassonomico e la revisione sistematica hanno consentito di ampliare le conoscenze sulla distribuzione areale e temporale dei taxa studiati, estendendo il range stratigrafico originariamente individuato.

Sebbene, infatti, non si conosca l'esatto livello di raccolta del materiale delle due collezioni, considerando la distribuzione stratigrafica nota in letteratura per i generi e le specie rinvenute e tenendo conto della presenza di elementi rielaborati che possono falsare il dato biostratigrafico, l'analisi delle collezioni ha mostrato:

- per la Collezione M. Gemmellaro, la prevalenza di specie e generi stratigraficamente attribuibili al Giurassico Medio (Baiociano-Calloviano) (Tab. 7);
- per la Collezione Bruno la prevalenza di specie e generi stratigraficamente attribuibili all'intervallo Giurassico Superiore (Kimmeridgiano)-Cretacico Inferiore (Valanginiano) (Tab. 8).

I dati stratigrafico-paleontologici di campo consentono di confermare il dato cronostatigrafico e di affinarlo ulteriormente. In particolare, nella Collezione M. Gemmellaro si nota la presenza di esemplari il cui range stratigrafico noto in letteratura copre l'intervallo Batoniano-Calloviano. Viceversa, sono assenti forme esclusive del Calloviano, come *Macrocephalitidae* e *Reineckeidae*. Gli unici due esemplari indicativi di questo Piano citati da M. Gemmellaro (1919) sono *Macrocephalites macrocephalus* e *Proplanulites köenigi*. Essi tuttavia non sono stati rinvenuti in Collezione né esiste una descrizione da parte dell'Autore o alcun materiale iconografico. È possibile, a questo punto, ipotizzare:

- la presenza di tasche a tetto dei calcari a *Bositra* (strato "0") del Giurassico Medio da cui provenivano gli esemplari campionati da M. Gemmellaro, tasche non rinvenute negli affioramenti attualmente studiati;
- lo smarrimento dei due esemplari;
- un'affrettata determinazione tassonomica da parte dell'Autore la cui scomparsa prematura (1921) ha impedito lo svolgimento di studi approfonditi in quest'area.

La mancanza, nel catalogo originario, dei due *taxa* sopra menzionati farebbe propendere per una determinazione affrettata effettuata da M. Gemmellaro per la stesura della nota preliminare del 1919, e rafforza l'assenza di un registro paleontologico ad ammoniti del Calloviano a Stretta Arancio (paragrafo 6.5) confermando i dati pubblicati da Wendt (1963, 1965).

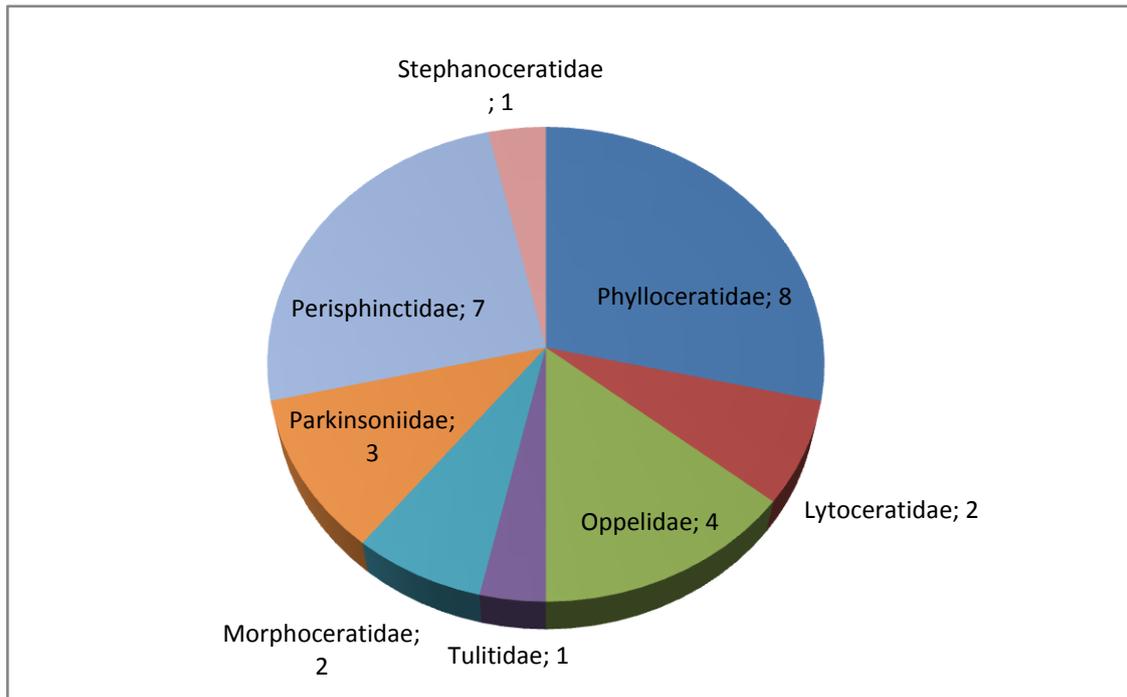


Fig. 105. Distribuzione quantitativa delle famiglie degli esemplari presenti nella Collezione M. Gemmellaro.

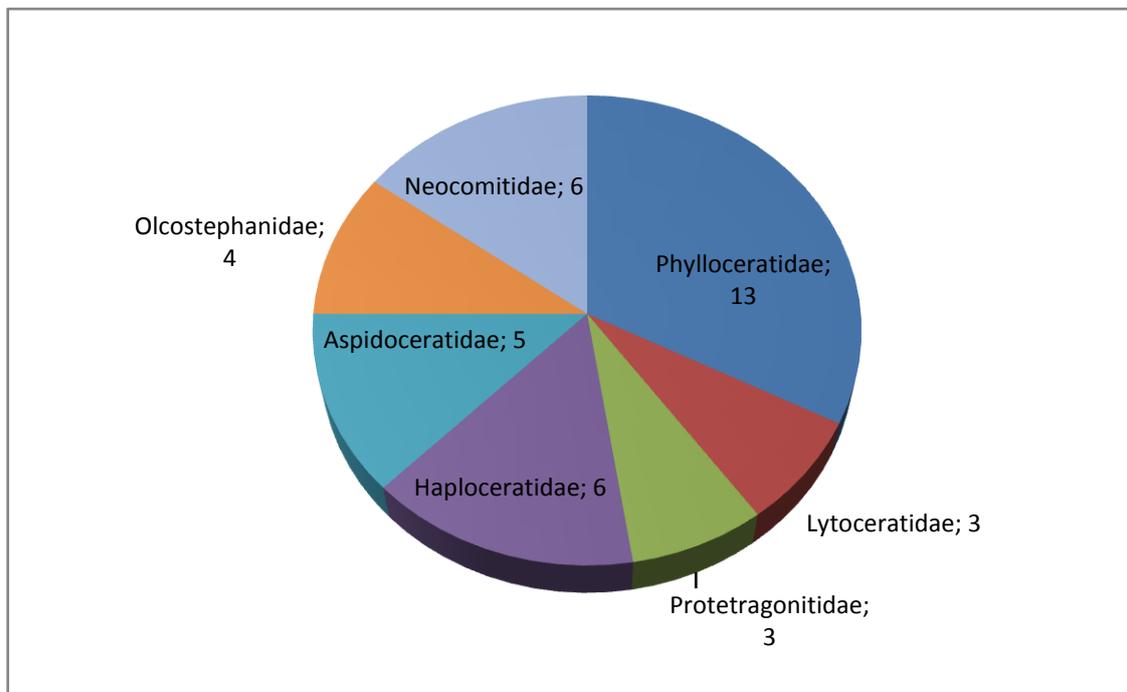
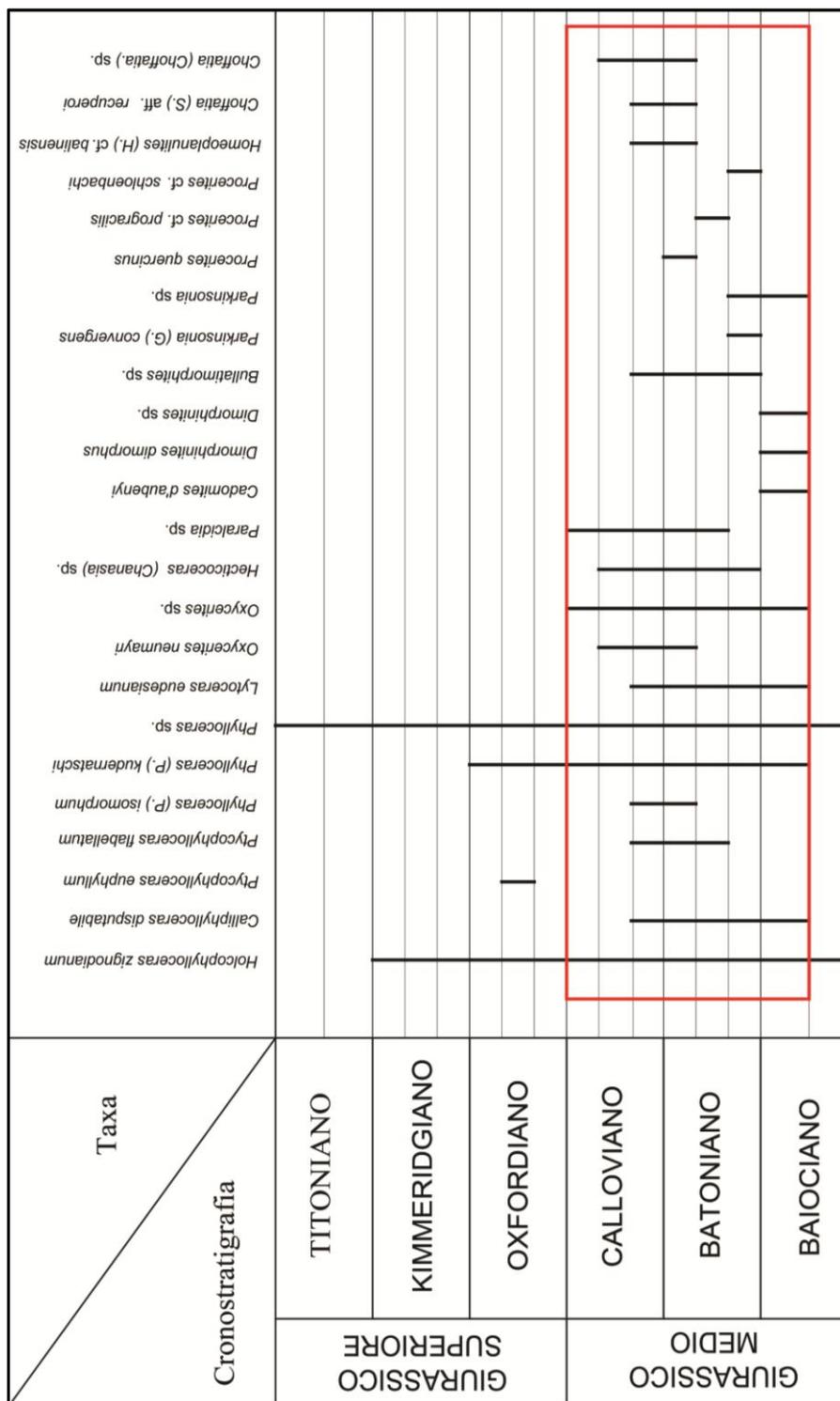
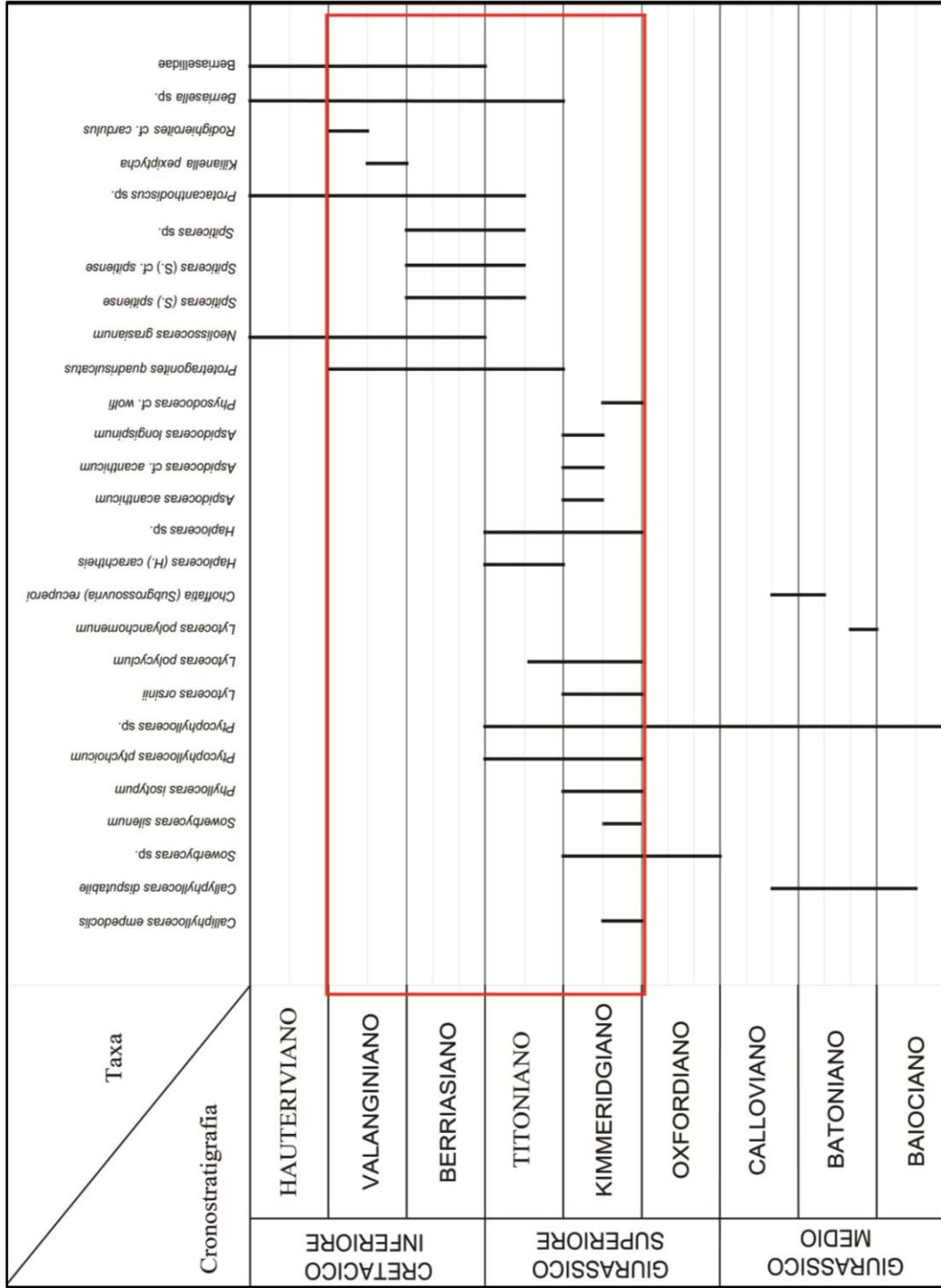


Fig. 106. Distribuzione quantitativa delle famiglie degli esemplari presenti nella Collezione Bruno.



Tab. 7. Distribuzione cronostratigrafica, desunta dalla letteratura, per generi, sottogeneri e specie di ammoniti presenti nella Collezione M. Gemellaro. In rosso sono evidenziati gli intervalli cronostratigrafici maggiormente rappresentati.



Tab. 8. Distribuzione cronostratigrafica, desunta dalla letteratura, per generi, sottogeneri e specie di ammoniti presenti nella Collezione Bruno. In rosso sono evidenziati gli intervalli cronostratigrafici maggiormente rappresentati.

10.5 ELENCO DEI TAXA REVISIONATI

Classe CEPHALOPODA Leach, 1817

Ordine AMMONOIDEA Zittel, 1884

Subordine PHYLLOCERATINA Artkell, 1950

Superfamiglia PHYLLOCERATACEAE Zittel, 1884

Famiglia PHYLLOCERATIDAE Zittel, 1884

Subfamiglia PHYLLOCERATINAE Zittel, 1884

Genere *Phylloceras* Suess, 1865

Sottogenere *Phylloceras* Suess, 1865

Phylloceras (Phylloceras) isomorphum Gemmellaro, 1873

Phylloceras (Phylloceras) kudernatschi (Hauer, 1854)

Phylloceras (Phylloceras) isotypum Benecke, 1865

Phylloceras sp.

Genere *Holcophylloceras* Spath, 1927

Holcophylloceras zignodianum (d'Orbigny, 1848)

Subfamiglia CALLYPHYLLOCERATINAE Spath, 1927

Genere *Calliphylloceras* Spath, 1927

Calliphylloceras disputabile (Zittel, 1869)

Calliphylloceras cf. *disputabile* (Zittel, 1869)

Calliphylloceras empedoclis (Gemmellaro, 1872)

Subfamiglia PTYCHOPHYLLOCERATINAE Collignon, 1955

Genere *Ptychophylloceras* Spath, 1927

Ptychophylloceras sp.

Ptychophylloceras euphyllum (Neumayr, 1870)

Ptychophylloceras flabellatum (Neumayr, 1871)

Ptychophylloceras ptychoicum (Neumayr, 1871)

Genere *Sowerbyceras* Parona & Bonarelli, 1895

Sowerbyceras silenium (Fontannes in Dumortier & Fontannes, 1876)

Sowerbyceras sp.

Subordine LYTOCERATINA Hyatt, 1889

Superfamiglia LYTOCERATACEAE Neumayr, 1875

Famiglia LYTOCERATIDAE Neumayr, 1875

Subfamiglia LYTOCERATINAE Neumayr, 1875

Genere *Lytoceras* Suess, 1865

Lytoceras eudesianum (d'Orbigny, 1846)

Lytoceras polycyclum Neumayr, 1871

Lytoceras cf. orsinii Gemmellaro, 1872

Lytoceras polyanchomenum Gemmellaro, 1873

Famiglia PROTETRAGONITIDAE Spath, 1927

Genere *Protetragonites* Hyatt, 1900

Protetragonites quadrisulcatus (d'Orbigny, 1840)

Subordine AMMONITINA Hyatt, 1889

Superfamiglia HAPLOCERATACEAE Zittel, 1884

Famiglia HAPLOCERATIDAE Zittel, 1884

Genere *Haploceras* Zittel, 1870

Sottogenere *Haploceras* Zittel, 1870

Haploceras (Haploceras) carachtheis (Zeuschner, 1846)

Haploceras sp.

Genere *Neolissoceras* Spath, 1923

Neolissoceras grasianum (d'Orbigny, 1841)

Famiglia OPPELIIDAE Douvillé, 1890

Subfamiglia OPPELIINAE Douvillé, 1890

Genere *Oxycerites* Rollier, 1909

Oxycerites neumayri (Gemmellaro, 1873)

Oxycerites sp.

Genere *Paralcidia* Spath, 1928

Paralcidiasp.

Subfamiglia HECTICOCERATINAE Spath, 1928

Genere *Hecticoceras* Bonarelli, 1894

Sottogenere *Chanasia* Rollier, 1922

Hecticoceras (Chanasia) sp.

Superfamiglia STEPHANOCERATACEAE Neumayr, 1875

Famiglia STEPHANOCERATIDAE Neumayr, 1875

Subfamiglia CADOMITINAE Westermann, 1956

Genere *Cadomites* Munier-Chalmas, 1892

Cadomites daubenyi (Gemmellaro, 1877)

Superfamiglia PERISPHINCTACEAE Steinmann, 1890

Famiglia PARKINSONIDAE Buckman, 1920

Genere *Parkinsonia* Bayle, 1878

Parkinsonia (Gonolkites) convergens (Buckman, 1925)

***Parkinsonia* sp.**

Famiglia MORPHOCERATIDAE Hyatt, 1900

Genere *Dimorphinites* Buckman, 1923

Dimorphinites dimorphus (d'Orbigny, 1845)

***Dimorphinites* sp.**

Famiglia TULITIDAE Buckman, 1921

Genere *Bullatimorphites* Buckman, 1921

***Bullatimorphites* sp.**

Famiglia PERISPHINCTIDAE Steinmann, 1890

Subfamiglia ZIGZAGICERATINAE Buckman, 1920

Genere *Procerites* Siemiradzki, 1898

Sottogenere *Procerites* Siemiradzki, 1898

Procerites (Procerites) quercinus (Terquem & Jourdy, 1869)

Procerites (Procerites) cf. progracilis Cox & Arkell, 1950

Procerites (Procerites) cf. schloenbachi (De Grossouvre, 1907)

Subfamiglia PSEUDOPERISPHINCTINAE Schindewolf, 1925

Genere *Choffatia* Siemiradzki, 1898

Sottogenere *Choffatia* Siemiradzki, 1898

Choffatia (Choffatia) sp.

Sottogenere *Subgrossouvria* Spath, 1924

Choffatia (Subgrossouvria) recuperoi (Gemmellaro, 1873)

Choffatia (Subgrossouvria) aff. recuperoi (Gemmellaro, 1873)

Genere *Homeoplanulites* Buckman, 1922

Sottogenere *Homeoplanulites* Buckman, 1922

Homeoplanulites (Homeoplanulites) cf. balinensis (Neumayr, 1871)

Famiglia ASPIDOCERATIDAE Zittel, 1895 emend. Checa, 1985

Subfamiglia ASPIDOCERATINAE Zittel, 1895 emend. Checa, 1985

Genere *Aspidoceras* Zittel, 1868

Aspidoceras acanthicum (Oppel, 1863)

Aspidoceras cf. acanthicum (Oppel, 1863)

Aspidoceras longispinum (Sowerby, 1825)

Subfamiglia PHYSODOCERATINAE Schindewolf, 1925 emend. Checa, 1985

Genere *Physodoceras* Hyatt, 1900

Physodoceras cf. *wolffi* (Neumayr, 1873)

Famiglia OLCOSTEPHANIDAE Haug, 1910

Subfamiglia SPITICERATINAE Spath, 1924

Genere *Spiticeras* Uligh, 1903

Sottogenere *Spiticeras* Uligh, 1903

Spiticeras (*Spiticeras*) *spitiense* (Blanford, 1863)

Spiticeras (*Spiticeras*) cf. *spitiense* (Blanford, 1863)

Spiticeras sp.

Famiglia NEOCOMITIDAE Salfeld, 1921

Subfamiglia BERRIASSELLINAE Spath, 1922

Genere *Berriasella* Uligh, 1905

Berriasella sp.

Berriasellidae ind.

Nucleo di Berriasellidae

Genere *Protacanthodiscus* Spath, 1923

Protacanthodiscus sp.

Subfamiglia NEOCOMITINAE Salfeld, 1921

Genere *Kilianella* Uligh, 1905

Kilianella pexiptycha Uligh, 1882

Genere *Rodighieroides* Company, 1987

Rodighieroides cf. *cardulus* Company, 1987

SCHEDE SISTEMATICHE

Classe CEPHALOPODA Leach, 1817
 Ordine AMMONOIDEA Zittel, 1884
 Subordine PHYLLOCERATINA Artkell, 1950
 Superfamiglia PHYLLOCERATACEAE Zittel, 1884
 Famiglia PHYLLOCERATIDAE Zittel, 1884
 Subfamiglia PHYLLOCERATINAE Zittel, 1884
 Genere *Phylloceras* Suess, 1865
 Sottogenere *Phylloceras* Suess, 1865
 Specie-tipo *Ammonites heterophyllus* Sowerby, 1821

Questo genere comprende forme involute e compresse con muro ombelicale a debole inclinazione, guscio densamente ornato da sottilissime coste radiali, assenti sui modelli interni, che partono dall'area ombelicale e attraversano l'area laterale e ventrale. Nell'area laterale possono essere presenti delle leggere pieghe.

***Phylloceras (Phylloceras) isomorphum* Gemmellaro, 1873**

1919 *Phylloceras isomorphum* Gemmellaro, Gemmellaro M.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario MGUP-017.65/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardara, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.65/1.	-	-	90,50	-	-	-	-	35,00	0,39	-
			80,00	4,30	0,05	47,80	0,60	33,00	0,41	0,70

DESCRIZIONE

L'esemplare è caratterizzato da una conchiglia circolare, di medio-piccole dimensioni, involuta, con ombelico stretto e profondo. Si tratta di un modello interno di

fragmocono, con alcune porzioni di guscio localizzate nella parte iniziale e da metà sino alla terminazione dell'ultimo giro di spira. I fianchi sono debolmente arrotondati e convergono sul ventre, anch'esso arrotondato. L'ornamentazione è costituita da coste che, da sottili e strette nella parte apicale, diventano più distanziate e rilevate man mano che ci si sposta in prossimità della terminazione del giro di spira, nella zona aperturale. Dove, invece, il guscio è assente sono visibili le linee di sutura.

DISCUSSIONE

Si può considerare l'ornamentazione del modello interno una caratteristica importante, sufficiente per considerare *Phylloceras isomorphum* come una specie indipendente (vedi Galàcz, 1980, p. 29-30). D'altro canto, ci sono opinioni differenti (per esempio Joly, 1976) che attribuiscono *P. isomorphum* come una "forma" di *P. kudernatschi* (Hauer). È stato anche proposto, sulla base di un vecchio concetto risalente a Geyer (1886), di inserire *P. isomorphum* nel genere *Partschiceras*, basandosi sulla presenza delle coste.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

P. isomorphum è segnalato dal Baiociano superiore al Calloviano. Martire *et al.* (2000) ne segnalano la presenza in livelli condensati del Batoniano superiore–Calloviano inferiore a Montagna Grande (Calatafimi-Segesta, TP).

Phylloceras (Phylloceras) kudernatschi (Hauer, 1854)

1919 *Phylloceras kunthi* Neumayr, Gemmellaro M., pag. 2.

MATERIALE

Un esemplare, numero d'inventario MGUP-017.43/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.43/1.	-	-	101.40	~7.00	0,07	58.00	0,57	38.00	0,37	0,65

DESCRIZIONE

Conchiglia molto involuta, di forma circolare e di medie dimensioni, dallo sviluppo piuttosto rapido.

Si tratta di un modello interno di fragmocono in quanto interamente settato. È presente una piccola porzione di guscio localizzata in posizione ventrale nella parte iniziale dell'ultimo giro di spira, caratterizzata da coste sottili e leggermente proverse (unica traccia dell'ornamentazione) che giungono sul ventre, oltrepassandolo senza interruzioni. L'ombelico è molto piccolo, bordato da un muro ombelicale obliquo che si raccorda dolcemente sui fianchi. Questi sono leggermente arrotondati e convergono sul ventre, anch'esso arrotondato e leggermente appiattito.

DISCUSSIONE

M. Gemmellaro (1919) attribuisce l'esemplare in esame alla specie *P. kunthi* Neumayr, 1871. Il confronto dei parametri dimensionali e della forma e ornamentazione della conchiglia con un esemplare di *P. kunthi* presente nelle Collezioni del Museo Gemmellaro (indicato con la sigla MGUP-016.15/1) consentono di attribuire l'esemplare studiato alla specie *P. (P.) kudernatschi* (Hauer, 1854).

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

P. (P.) kudernatschi è segnalato in molte località afferibili alla Provincia Mediterranea di età Baiociano superiore- Oxfordiano.

***Phylloceras (Phylloceras) isotypum* Benecke, 1865**

1954 *Phylloceras isotypum* (Benecke), Bruno, pag. 24, Tav. 1, Fig. 1.

MATERIALE

Due esemplari indicati con i numeri d'inventario MGUP-B.2/1 e MGUP-B.2/2.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.2/1	1	1	-	-	-	65.00	-	~40.00	-	0,61
B.2/2	-	-	-	-	-	53.60	-	~30.00	-	0.55

DESCRIZIONE

Si tratta di due frammenti di modelli interni di fragmocono, in cui sono presenti anche resti del guscio.

Il primo dei due (B.2/1) presenta un ombelico piccolo e mediamente profondo, bordato da un muro ombelicale inclinato. I fianchi decorrono quasi paralleli per poi piegare sul margine ventrolaterale e convergere sul ventre ben arrotondato. Ove presente il guscio si osservano delle coste sottili e strette che dall'ombelico giungono sul ventre ininterrotte, oltrepassandolo. In una piccola porzione della conchiglia, ove il guscio nel passato è stato asportato, sono visibili le linee di sutura che permettono di attribuire il campione alla specie in esame.

B.2/2 è costituito da un frammento di conchiglia. Una piccolissima porzione della linea di sutura è visibile sul fianco destro. Lo stato di conservazione del campione non consente di osservare la presenza della camera di abitazione.

Il fianco destro, l'unico rimasto, decorre piatto per poi curvarsi sul ventre in prossimità della spalla ventro-laterale. L'ornamentazione è costituita da sottili coste che decorrono dritte sul fianco sino a raggiungere e oltrepassare il ventre.

DISCUSSIONE

La specie *P. isotypum* differisce da *P. plicatum* Neumayr, 1871 perché ha un ombelico un po' più largo e diversa ornamentazione; infatti le coste, che decorrono in entrambe le specie dal bordo ombelicale fino all'area ventrale, nel *P. plicatum* sono fascicolate e formano caratteristiche pieghe radiali attenuate verso il bordo latero-ventrale; invece, nel *P. isotypum* percorrono i fianchi senza subire alcuna modifica.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Gemmellaro (1882) cita questa specie nella Biozona inferiore degli strati con *Aspidoceras acanthicum* (Kimmeridgiano medio). Christ (1960) ha raccolto i suoi esemplari nella «parte alta del Kimmeridgiano inferiore». Anche Sarti (1986, 1993) segnala questa specie in livelli kimmeridgiani, mentre Joly (2000) afferma che esistono presenze oxfordiane in Francia.

Phylloceras sp.

1919 *Phylloceras* sp. Gemmellaro M.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario 017.44/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardara, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.44/1	-	-	70.00	~8.00	0,11	41.00	0,58	28.40	0,40	0,69

DESCRIZIONE

L'esemplare è costituito da un modello interno di fragmocono con piccoli frammenti del guscio. La conchiglia è di medio-piccole dimensioni, involuta, discoidale, con una spira che cresce rapidamente in prossimità dell'ultima porzione del giro di spira. L'ombelico è occluso da sedimento. La sezione è di forma ovoidale, leggermente compressa sui fianchi.

La conchiglia è liscia, ad esclusione di sottilissime strie visibili sul ventre a circa metà della spira. Le linee di sutura sono difficilmente distinguibili.

DISCUSSIONE

Lo stato di conservazione del campione non ne consente una attribuzione a livello specifico.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Il genere è segnalato, con distribuzione cosmopolita, dal Sinemuriano al Valanginiano (Arkell *et al.*, 1957).

Genere *Holcophylloceras* Spath, 1927

Specie-tipo *Phylloceras mediterraneum* Neumayr, 1871

(=A. *zignodianum* d'Orbigny, 1848)

La caratteristica peculiare del genere *Holcophylloceras* è la presenza, sia sul guscio sia sul modello interno, di costrizioni aguzze sigmoidali; inoltre, a partire da metà altezza del giro, sono presenti sottili coste, fra le costrizioni, che decorrono radialmente anche sulla regione ventrale.

Holcophylloceras zignodianum (d'Orbigny, 1848)

1919 *Phylloceras mediterraneum* Neumayr, Gemmellaro M., p. 2.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario MGUP-017.40/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardara, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.40/1.	-	-	134.50	-	-	76.00	0,56	48.60	0,36	0,63

DESCRIZIONE

La conchiglia, di medio-grandi dimensioni, è involuta, con i fianchi piuttosto paralleli debolmente convergenti sul ventre arrotondato e leggermente compresso. La sezione è alta, di forma ovale. L'ombelico è occluso da sedimento. L'ornamentazione è costituita da sei costrizioni sigmoidali, piuttosto profonde, che dall'ombelico giungono sino al ventre, attraversandolo. Si tratta di un modello interno di fragmocono. Sono visibili le linee di sutura.

DISCUSSIONE

La sinonimia tra *H. zignodianum* (d'Orbigny, 1848) e *H. mediterraneum* (Neumayr, 1871) è stata ampiamente discussa da vari autori (per esempio Besnosov, 1958; Joly, 1976,2000; Galácz, 1980) con differenti risultati.

Galácz (1980) considera la coppia *mediterraneum-zignodianum* come una singola morfospécie con un'ampia variabilità e conclude che, per la legge della priorità, è più corretto usare il nome *H. zignodianum* (d'Orbigny). È interessante ricordare che G. Gemmellaro dà un significato stratigrafico alla differenza tra *H. mediterraneum* e *H. zignodianum*, attribuendo a quest'ultimo taxon gli esemplari raccolti dagli strati titoniani che, infatti, sono morfologicamente riferibili alla specie simile *H. polyolcum* (Benecke, 1866). In effetti, fra tutte le specie di *Holcophylloceras* del Giurassico medio, dalle quali differisce distintamente, *H. zignodianum* presenta molte analogie morfologiche con *H. polyolcum*, tali da rendere piuttosto difficile la separazione delle due specie. Comunque, *H. polyolcum* rispetto *H. zignodianum* ha costrizioni meno sigmoidali ma più numerose, sezione meno compressa con massimo spessore sulla metà laterale esterna dei fianchi.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Holcophylloceras zignodianum è noto dal Baiociano inferiore al Kimmeridgiano (Gemmellaro, 1877a; Wendt, 1963; Martire *et al.*, 2000). Alcuni autori (Galácz, 1980; Sarti, 1993) ne segnalano la presenza nel Titoniano in differenti settori della Provincia Mediterranea. Nel Giurassico medio la specie è diffusa dappertutto, anche nella Provincia Submediterranea (Joly in Fischer, 1994).

Subfamiglia CALLYPHYLLOCERATINAE Spath, 1927

Genere *Calliphyloceras* Spath, 1927

Specie-tipo *Phylloceras disputabile* Zittel, 1869

(=*Ammonites tatricus* Kudernatsch, 1852)

Gli individui appartenenti a questo genere sono caratterizzati da una conchiglia involuta, compressa con ventre arrotondato; sui modelli interni si osservano delle periodiche costrizioni sinuose alle quali possono corrispondere o meno delle creste sulla parte ventrale del guscio; in alcune specie la superficie esterna può presentare un'ornamentazione sottile.

***Calliphyloceras disputabile* (Zittel, 1869)**

1919 *Phylloceras disputabile* Zittel, Gemmellaro M., p. 2.

1954 *Calliphyloceras disputabile* (Zittel), Bruno, p. 21.

MATERIALE

Due esemplari indicati con i numeri d'inventario MGUP-017.41/1 e B.12/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardara, Menfi (AG)

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.41/1.	-	-	73.50	6.04	0,08	44.12	0,60	27.50	0,37	0,62
B.12/1	-	-	59.10	4.90	0,08	33.60	0,56	22.00	0,37	0,65

DESCRIZIONE

MGUP-017.41/1 è un esemplare di medio-piccole dimensioni, costituito dal solo modello interno. Presenta una conchiglia di forma circolare, leggermente allungata, e

compressa sui fianchi. La sezione è di forma ovale, più alta che larga. L'ombelico è piccolo e occluso da sedimento.

L'ornamentazione è caratterizzata da sei costrizioni, leggermente oblique in avanti. L'esemplare è costituito dal fragmocono e da una camera di abitazione abbastanza sviluppata, occupando circa i $\frac{3}{4}$ del'ultimo giro di spira.

Il secondo (B.12/1) è un esemplare di medio-piccole dimensioni, dalla conchiglia di forma circolare, compressa sui fianchi. L'esemplare è un modello interno interamente settato (fragmocono) ma è presente un piccolo frammento di guscio, a circa metà del giro di spira, in posizione ventrale.

La conchiglia è liscia ma, ove presente il guscio, si osservano numerose e sottili coste, leggermente oblique in avanti, e una cresta in corrispondenza della sottostante costrizione. Dove il guscio non è presente sono visibili cinque costrizioni, non molto profonde, che dall'ombelico raggiungono il ventre. L'ombelico è piccolo e occluso da sedimento.

DISCUSSIONE

C. disputabile è molto simile a *C. heterophylloides* ma se ne differenzia per il più grande spessore relativo, l'assenza di granulazioni sulle coste della fascia esterna del guscio, per le costrizioni che si sfumano sul bordo sifonale e per i fianchi leggermente bombati entro le costrizioni.

Spesso il *C. disputabile* è stato confuso anche con *C. demidoffi* Rousseau. Questo, perché lo studio del genere *Calliphylloceras* è molto difficile in quanto le sue specie si sono evolute lentamente, ed hanno avuto un'ornamentazione molto stabile nel tempo. Perciò, le specie talvolta sono poco differenziate e diventa difficile separarle in maniera sicura, se non attraverso lo studio molto dettagliato di un gran numero di individui. Alcuni autori hanno pensato di semplificare la sistematica di questo genere riunendo alcune specie in una sola riducendo così l'eccessiva divisione dei *Calliphylloceras*. Così, per Christ (1960) le specie *C. puschi* (Oppel), *C. manfredi* (Oppel), *C. lajouxense* (De Loriol) dovevano essere riunite in *C. demidoffi* (Rousseau) per la legge della priorità.

Joly (1976) conclude che non è possibile riunire *C. disputabile* e *C. demidoffi*, considerando quest'ultimo come sinonimo di *C. puschi*, *C. manfredi*, *C. lajouxense*. Joly, infatti, osservando l'olotipo di *C. manfredi* (Oppel) si accorse delle differenze che

esso presentava rispetto a *C. disputabile*: fianchi meno bombati, sezione non assottigliata nell'area ventrale, costrizioni non attenuate sul bordo sifonale.

Anche *C. puschi* (Oppel) si differenzia dal *C. disputabile* per avere le costrizioni più regolari, meno larghe e anche meno attenuate sul bordo sifonale.

Inizialmente la prima forma del Giurassico medio fu descritta da Rousseau (1841) sotto il nome di *Ammonites demidoffi*. Nel 1845 d'Orbigny raggruppò questa forma ed altre specie di Rousseau sotto il nome di *Ammonites tatricus* che, però, era già stato usato da Pusch (1837) per un phylloceratide con pieghe sul ventre. Successivamente, Oppel (1862-63) riconobbe la differenza delle due forme e introdusse il nome *Ammonites manfredi* per gli esemplari del gruppo *A. tatricus* Pusch e chiamò *A. puschi* le forme di d'Orbigny.

Zittel (1869) analizzando gli esemplari di Swinitza di Kudernatsch (1852), da quest'ultimo chiamati *A. tatricus* Pusch, concluse che era possibile identificarli sia con la forma di d'Orbigny che con la specie di Pusch, e decise di chiamarli *Phylloceras disputabile*.

Nel 1871 Neumayr raggruppò all'interno del gruppo *Phylloceras capitanei* le specie precedentemente nominate e descritte separatamente (*P. demidoffi*, *P. puschi*, *P. manfredi* e *P. disputabile*). Egli sosteneva che queste quattro specie non si potevano distinguere con precisione sulla base di caratteristiche morfologiche, ma in relazione, principalmente, alla loro distribuzione stratigrafica ed areale. In accordo con quest'idea *P. disputabile* è una forma del Mediterraneo del Batoniano-Calloviano; *P. puschi* è una specie dell'Oxfordiano inferiore dell'Europa occidentale; *P. manfredi* è una forma caratteristica dell'Oxfordiano superiore dell'Europa occidentale e la specie *P. demidoffi* è da considerare come una controparte mediterranea delle due ultime specie.

Nel 1915 Lòczy riunì tutte queste forme in una singola specie che, in virtù della legge della priorità, nominò *P. demidoffi* Rousseau. Gàlacz (1980) ritenne fondate queste ultime valutazioni ma ritenne opportuno considerare specie differenti *C. disputabile* e *C. demidoffi* (Rousseau), sulla base del carattere diagnostico già suggerito da Zittel (1869, p.64), vale a dire l'assenza di rigonfiamenti radiali o solchi sul guscio sopra le costrizioni nel *C. demidoffi* (Rousseau).

In seguito a quanto detto *C. demidoffi* (Rousseau) è da considerare valido per le forme del Giurassico Medio e Superiore contraddistinte da questi caratteri peculiari.

Proprio sulla base di questo è possibile separare le due specie *C. demidoffi* e *C. disputabile*, chiaramente solo nel caso di esemplari con guscio preservato.

Dal momento che l'esemplare B.12/1 conserva una parte di guscio dove è possibile osservare i solchi e il rigonfiamento radiale sopra la costrizione, tipici della specie *C. disputabile*, è possibile distinguerlo con sicurezza, attribuendolo alla relativa specie.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Calliphylloceras disputabile è noto dal Baiociano inferiore al Calloviano della Provincia Mediterranea (Galácz, 1980) e, probabilmente, Submediterranea (Fernandez-Lopez & Meléndez, 1996). In Sicilia è segnalato nei livelli del Baiociano superiore-Batoniano inferiore (Favara) sino al Calloviano inferiore (Gemmellaro, 1873; Martire *et al.*, 2000) e medio (Wendt, 1963).

***Calliphylloceras cf. disputabile* (Zittel, 1869)**

1919 *Phylloceras heterophyllum* Sowerby, Gemmellaro M.

1954 *Phylloceras cf. kunthi* Neumayr, Bruno, p.20.

MATERIALE

Due esemplari indicati con il numero d'inventario MGUP-B.6/1 e 017.66/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.6/1	-	-	-	-	-	66,00	-	36,40	-	0,55
			-	-	-	76,34	-	40,42	-	0,53
017.66/1	-	-	129,10	6,15	0,05	76,40	0,60	47,00	0,36	0,61
			115,00	6,00	0,05	70,00	0,61	45,00	0,39	0,64

DESCRIZIONE

B.6/1 è un esemplare di grandi dimensioni, costituito da un frammento di fragmogono ma in cui si è conservata una porzione di guscio. Sono visibili le coste, sottili, strette e falciformi che, dall'ombelico, raggiungono il ventre. Nella parte priva di guscio sono invece visibili, in modo distinto, le linee di sutura. Non è possibile apprezzare l'ombelico perché risulta mancante.

Il secondo esemplare (017.66/1) è un modello interno interamente settato (fragmocono). La conchiglia è involuta, discoidale, liscia, con i fianchi convergenti su un ventre ben arrotondato. L'ombelico è piccolo ed occluso da sedimento. La sezione della spira è alta e raggiunge il massimo spessore poco sopra il margine ombelicale.

Sono visibili circa sei costrizioni, poco profonde, che dall'ombelico giungono sino al ventre. La linea di sutura non sembra essere approssimata.

DISCUSSIONE

Entrambi gli esemplari si presentano in uno stato di conservazione tale da non consentire un'esatta determinazione a livello specifico.

Il primo dei due (B.6/1), originariamente attribuito a *P. heterophilloides* (Oppel, 1856), viene assegnato da Bruno (1954) alla forma *Phylloceras cf. kunthi*. Tuttavia, l'analisi della linea di sutura e dell'ornamentazione, avvicinano il campione esaminato alla forma *C. disputabile* (Zittel, 1869), specie molto simile a *C. heterophilloides* tanto che quest'ultima è stata recentemente considerata come una sottospecie della prima (Joly, 2000).

Il secondo esemplare (017.66/1), attribuito in origine a *Phylloceras heterophyllum*, presenta alcuni elementi distintivi, come le caratteristiche del guscio, i parametri morfometrici e la linea di sutura, che lo avvicinano alla specie *C. disputabile*.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Calliphylloceras disputabile è noto dal Baiociano inferiore al Calloviano della Provincia Mediterranea (Galácz, 1980) e, probabilmente, Submediterranea (Fernandez-Lopez & Meléndez, 1996).

In Sicilia è segnalato nei livelli del Baiociano superiore-Batoniano inferiore (Favara) sino al Calloviano inferiore (Gemmellaro, 1873; Martire *et al.*, 2000) e medio (Wendt, 1963).

Calliphylloceras empedoclis (Gemmellaro, 1872)

1954 *Phylloceras empedoclis* Gemmellaro, Bruno, p. 24.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario MGUP-B.18/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/ Wh
B.18/1	-	-	110.00	6.50	-	62.00	-	37.50	-	-
			150.00	-	0,06	-	0,56	-	0,34	0,60

DESCRIZIONE

Il campione è costituito da un modello interno di fragmocono di medio-grandi dimensioni. La conchiglia è involuta, compressa, con fianchi convergenti sul ventre ben arrotondato. La sezione diviene più rigonfia in prossimità della terminazione della spira. L'ombelico è stretto e profondo, con margine ombelicale ripido e arrotondato.

Una piccola porzione del guscio si è conservata, in prossimità della parte iniziale del giro di spira. Qui sono visibili le coste, sottili, strette e leggermente falciformi che, dall'ombelico, raggiungono il ventre. Nella parte priva di guscio, in prossimità della parte terminale della conchiglia, è invece visibile una porzione della linea di sutura. Non sono visibili le costrizioni.

DISCUSSIONE

Così come notato da Gemmellaro (1872), *C. empedoclis* è morfologicamente simile a *C. kochi*, dal quale differisce a causa di solchi più profondi nel modello interno ed ornamentazione più sottile sul guscio.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Questa specie è stata recentemente segnalata in livelli del Kimmeridgiano inferiore di Rocca chi Parra da Martire *et al.* (2000).

Subfamiglia PTYCHOPHYLLOCERATINAE Collignon, 1955

Genere *Ptychophylloceras* Spath, 1927

Specie-tipo *Phylloceras feedeni* Waagen, 1875

Appartengono a questo genere individui caratterizzati da una conchiglia liscia, involuta, con ventre ampiamente arrotondato e attraversato periodicamente da creste che sono presenti anche sul modello interno. Il margine ombelicale declina gentilmente. Specie probabilmente cosmopolita, diffusa dal Baiociano al Titoniano (Arkell *et al.*, 1957).

Ptychophylloceras sp.

1954 *Calliphylloceras disputabile* Zittel, Bruno, p. 21.

MATERIALE

Un esemplare, indicato con il numero d'inventario MGUP- B.12/2.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/ Wh
B.12/2	-	-	58.00	-	-	32,13	0,55	~24	0,41	~0,74

DESCRIZIONE

L'esemplare è costituito da un modello interno di fragmocono. La conchiglia è di piccole dimensioni, discoidale, con i fianchi arrotondati e leggermente appiattiti a circa metà del fianco stesso. Ombelico occluso da sedimento. Sezione di forma ovale, leggermente schiacciata ai lati. Ventre ben arrotondato interessato da circa cinque creste trasversali che lo attraversano ma fermandosi in prossimità della spalla ventro-laterale. Le linee di sutura non si riescono a seguire per tutto il loro sviluppo.

DISCUSSIONE

Attribuito da Bruno (1954) alla specie *C. disputabile*, presenta alcuni caratteri (le creste trasversali ventrali in particolare) che permettono di attribuirlo al genere *Ptychophylloceras*. L'analisi della linea di sutura non consente di attribuirlo ad una specie in particolare, sebbene presenti delle somiglianze con la specie *P. euphyllum*.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Il genere *Ptychophylloceras* è segnalato dal Giurassico medio (Baiociano) al Giurassico superiore (Titoniano).

Ptychophylloceras euphyllum (Neumayr, 1870)

1919 *Phylloceras* sp., Gemmellaro M.

MATERIALE

Un esemplare, indicato con il numero d'inventario MGUP-017.42/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardara, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.42/1	-	-	94.70	8.50	0,08	55.70	0,58	37.75	0,40	0,67

DESCRIZIONE

Si tratta di un modello interno costituito dal fragmocono e dalla camera di abitazione. La conchiglia è di forma discoidale, dai fianchi leggermente compressi e convergenti su un ventre ampio e leggermente appiattito. L'ombelico è piccolo e profondo, bordato da un muro ombelicale obliquo e arrotondato.

L'esemplare è caratterizzato da una conchiglia liscia, ad esclusione di quattro creste trasversali in posizione ventrale. La spira cresce molto rapidamente raggiungendo il massimo sviluppo con la camera di abitazione.

Ben visibile la linea di sutura che si segue sino a quasi la terminazione della spira, laddove inizia la camera di abitazione. Sebbene molto articolata, non appare approssimata, indice della presenza di un individuo giovane.

Dall'osservazione delle targhette del lotto in cui è contenuto l'esemplare risulta che, presumibilmente, non si tratta di un campione raccolto e descritto da M. Gemmellaro: il campione doveva, invece, essere già presente nelle collezioni del museo, in quanto la grafia della targhetta risulta essere quella del padre, Gaetano Giorgio.

DISCUSSIONE

P. euphyllum è caratterizzato dalla sua rapida crescita, dalla sezione piuttosto compressa, dalle creste strette e distanziate che dal ventre sono connesse con le costrizioni sinuose (D'Arpa & Meléndez in Pavia & Cresta, 2002). *P. euphyllum* è molto simile a *P. flabellatum*. Le due specie, infatti, condividono molte caratteristiche come le dimensioni, l'architettura del guscio e la linea di sutura (Joly, 2000); tuttavia *P. flabellatum* si caratterizza per l'assenza di creste verticali nei modelli interni.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

P. euphyllum sembra non essere una forma comune nel Giurassico Superiore della Provincia Mediterranea e/o Submediterranea (D'Arpa & Meléndez, 2002a). Non sono note ulteriori segnalazioni nella Sicilia Occidentale (Christ, 1960) così come per altre aree tetidee (Del Campana, 1905; Joly, 1976, 2000; Sequeiros, 1974). L'esemplare studiato da D'Arpa & Meléndez (2002a) è datato come Oxfordiano medio, zona a *Gregoryceras trasversarium*.

***Ptychophylloceras flabellatum* (Neumayr, 1871)**

1919 *Phylloceras euphyllum* Neumayr, Gemmellaro M., p. 2

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario 017.67/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.67/1	-	-	102.50	9.05	0,09	58.20	0,56	~40.00	0,39	0,68

DESCRIZIONE

Si tratta di un modello interno di fragmocono e da una porzione della camera di abitazione. La conchiglia è di forma discoidale, dai fianchi leggermente compressi e convergenti su un ventre ampio ben arrotondato. L'ombelico è piccolo e occluso da sedimento, delimitato da un muro ombelicale obliquo che dolcemente si raccorda sui fianchi. L'esemplare è caratterizzato da una conchiglia liscia, ad esclusione di alcune sottilissime strie visibili sul ventre all'inizio del giro di spira. Le costrizioni, leggermente oblique e poco profonde, risultano difficilmente visibili e decorrono lungo il fianco a partire dal margine periombelicale. Sul ventre, in corrispondenza della costrizione, sembra essere presente una cresta trasversale leggermente pronunciata.

La spira cresce alquanto rapidamente, raggiungendo il massimo sviluppo con la camera di abitazione. Ben visibile la linea di sutura che si segue sino a quasi la terminazione della spira, laddove inizia la camera di abitazione. Sebbene molto articolata, non appare approssimata, indice della presenza di un individuo giovane.

DISCUSSIONE

Specie ben nota che include molte delle forme che, precedentemente, erano state attribuite a *Phylloceras euphyllum* (vedi Wendt, 1963, p.115; Galàcz, 1980, p. 47).

Le forme con coste ventrali ben distinguibili nei modelli interni sono attribuiti da Joly (2000, p.121) a *P. euphyllum*. Tuttavia, questo carattere non si può considerare distintivo in quanto presente solo nei campioni della serie tipo di *P. euphyllum* della Swintiza.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

P. flabellatum è una specie nota dal Batoniano al Calloviano inferiore (D'Arpa & Meléndez in Pavia & Cresta, 2002).

Ptychophylloceras ptychoicum (Neumayr, 1871)

1954 *Ptychophylloceras ptychoicum* (Quensted), Bruno, p. 24.

MATERIALE

Un esemplare, indicato con il numero d'inventario B.14/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.14/1	-	-	-	4.90	-	34.80	-	~27	-	0,77

DESCRIZIONE

Si tratta di un piccolo frammento di fragmocono in cui è presente anche il guscio.

La conchiglia appare di forma discoidale, con i fianchi leggermente arrotondati e convergenti sul ventre, anch'esso ben arrotondato. L'ombelico è piccolo e occluso da sedimento. La conchiglia è liscia ad esclusione di una cresta in posizione ventrale.

DISCUSSIONE

Si è deciso di attribuire l'esemplare in esame alla specie *Ptychophylloceras ptychoicum* in relazione alla linea di sutura, tipica della specie in oggetto, che si è conservata lungo uno dei fianchi del campione.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Ptychophylloceras ptychoicum è una specie nota in numerose località dal Kimmeridgiano al Titoniano (Joly, 1976). Anche Christ (1960) segnala la presenza di *P. ptychoicum* in Sicilia per questo intervallo stratigrafico.

Genere *Sowerbyceras* Parona & Bonarelli, 1895
Specie-tipo *Ammonites tortisulcatus* d'Orbigny, 1849

Fanno parte di questo genere specie con conchiglia relativamente evoluta e compressa; fianchi e ventre leggermente piatti e margine ombelicale angoloso.

Il guscio è liscio e presenta solo costrizioni regolarmente spaziate, acutamente sigmoidali, che si riflettono anche sul modello interno.

***Sowerbyceras silenium* (Fontannes in Dumortier & Fontannes, 1876)**

1954 *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orbigny), Bruno, p. 23, Tav. 1, Fig. 2.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario B.9/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/ Wh
B.9/1	1	2	52,70	13,30	0,25	30,11	0,57	27,40	0,51	0,91
			46,12	12,70	0,27	26,80	0,58	~25	0,54	0,93

DESCRIZIONE

Conchiglia medio-piccola, di forma discoidale, involuta. La spira, leggermente compressa sui fianchi e sul ventre, presenta una sezione sub-rettangolare, leggermente rigonfia a circa metà del fianco. L'ombelico è parzialmente occluso da sedimento e delimitato da un muro periombelicale sub-verticale ed arrotondato.

L'ornamentazione è costituita da 3 creste che decorrono, con andamento sinuoso, da poco oltre la metà del fianco sino al ventre formando delle creste arcuate e perpendicolari al giro di spira stesso.

Tre linee di sutura, ben distanziate tra loro, sono visibili nella parte iniziale della conchiglia. È presente, inoltre, la camera di abitazione che inizia quasi a metà del giro di spira. Si tratta, quindi, di un individuo giovane.

L'esemplare, provvisto di guscio, è classificabile come conchiglia frammentata (Cf) secondo la classificazione tafonomica di Fernández-López (1979, 1995).

DISCUSSIONE

Per quanto riguarda i *Sowerbyceras*, Sarti (1990) più che sul diametro basa la differenziazione dei sessi sullo spessore. Per tale genere, quindi, non è più il caso di utilizzare i termini Macroconco (M) e microconco (m), ma si può parlare di conchiglie Largiconche (L-probabilmente maschi con ventre più spesso per la presenza dell'organo copulatore, analogamente al *Nautilus* attuale), e leviconche (l-femmine).

S. silenum si distingue dalla specie affine *S. tortisulcatum* (d'Orbigny, 1849) per l'ombelico più stretto, la regione ventrale più arrotondata, la parete ombelicale obliqua (in *S. tortisulcatum* è più o meno perpendicolare ai fianchi), lo spessore massimo della spira posto verso la metà/terzo superiore del fianco (in *S. tortisulcatum* è posto subito sopra l'ombelico fino al terzo inferiore del fianco (Sarti, 1993).

Sempre questo autore rileva come, nelle popolazioni di *S. tortisulcatum* dell'Oxfordiano superiore e della base del Kimmeridgiano, prima che questa specie scompaia, accanto ad esemplari tipici è possibile osservare forme che presentano caratteri simili al *S. silenum* e cioè: parete ombelicale più obliqua, regione ventrale più arrotondata e un ombelico più stretto.

Queste caratteristiche hanno fatto ipotizzare che molto probabilmente *S. silenum* derivi da *S. tortisulcatum* e, a sua volta, *S. loryi* (Munier Chalmas in Pillet & De Fromentel, 1875) derivi da *S. silenum* (Sarti, 1990). Queste specie individuano diverse zone biostratigrafiche: *S. silenum* è distribuito dalla Biozona Platynota alla Biozona Divisum, *S. loryi* dalla Biozona Acanthicum fin quasi al tetto della Biozona Beckeri.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Sowerbyceras silenum è una specie tipicamente kimmeridgiana, distribuita dalla base della Biozona omonima fin quasi al tetto della Biozona Divisum.

Sowerbyceras sp.

1954 *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orbigny), Bruno.

1954 *Haploceras staszycii* (Zeuschner), Bruno, pag. 27.

MATERIALE

Cinque campioni di piccole dimensioni, indicati con le sigle MGUP-B.9/2, B.9/3, B.24/1, B.21/5 e B.1/6 (questi ultimi due attribuiti originariamente da F. Bruno a *Haploceras staszycii*).

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.9/2	-	-	25.00	5.10	0,20	11.90	0,47	10.04	0,40	0,84
B.9/3	-	-	26.00	-	-	-	-	10.80	0,41	-
B.24/1	-	-	21.70	4.40	0,20	11.80	0,54	10.00	0,46	0,84
B.21/5	-	-	20.30	4.70	0,23	9.42	0,46	~8.46	0,41	0,89
B.1/6	-	-	21.80	4.80	0,22	10.60	0,48	9.50	0,43	0,89

DESCRIZIONE

Tra gli esemplari in esame, B.9/2 presenta il migliore stato di conservazione. Mostra una conchiglia liscia, parzialmente involuta, discoidale, dai fianchi paralleli e ventre arrotondato. L'ombelico è ampio, la parete ombelicale è più o meno perpendicolare ai fianchi e sono visibili tre creste in posizione ventrale. L'esemplare è interamente settato ma la linea di sutura non sembra approssimarsi.

DISCUSSIONE

Lo stato di conservazione degli esemplari, nonché le piccole dimensioni, non consentono un'attribuzione a livello specifico. Tenuto conto delle piccole dimensioni, si può affermare di essere in presenza di nuclei di *Sowerbyceras* sp.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Il genere è segnalato nel Giurassico superiore, principalmente nell'intervallo stratigrafico Oxfordiano-Kimmeridgiano.

Subordine LYTOCERATINA Hyatt, 1889

Superfamiglia LYTOCERATAEAE Neumayr, 1875

Famiglia LYTOCERATIDAE Neumayr, 1875

Subfamiglia LYTOCERATINAE Neumayr, 1875

Genere *Lytoceras* Suess, 1865

Specie-tipo *Ammonites fimbriatus* Sowerby, 1817

Le forme che costituiscono questo genere hanno sezione circolare o quadrata, guscio ricoperto da linee di accrescimento taglienti o da coste; alcune specie presentano coste lamellari sotto le quali, sul modello interno, appare una leggera costrizione; altre hanno una fine striatura spirale.

Lytoceras eudesianum (d'Orbigny, 1846)

1919 *Lytoceras adeloides* Kudernatsch, Gemmellaro M., pag. 2.

1919 *Lytoceras* sp., Gemmellaro M.

MATERIALE

Due esemplari, indicati con il numero d'inventario MGUP-017.45/1 e 017.46/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.45/1	-	-	94.50	33.20	0,35	40.50	0,42	~42.00	~0,44	~1,03
	-	-	79,35	30.01	0,37	31.65	0,40	33.00	0,41	1,04
017.46/1	-	-	109.30	40.50	0,37	40.70	0,37	39.60	0,36	0,97

DESCRIZIONE

Il primo dei due è un modello interno, costituito dal fragmocono e dalla camera di abitazione.

La conchiglia è evoluta e compressa; la sezione, di forma circolare, tende ad ampliarsi durante lo sviluppo della camera di abitazione. I fianchi sono arrotondati, l'ombelico è piuttosto aperto e la parete ombelicale è alta ed arrotondata. Sono visibili chiaramente le linee di sutura, le quali si approssimano in prossimità della camera di abitazione. Si tratta, quindi, di un esemplare adulto. L'esemplare è interessato da alcune costrizioni e da sottili strie radiali, queste ultime visibili soltanto in una piccola porzione della conchiglia.

Il secondo esemplare, 017.46/1, è costituito da un modello interno di fragmocono, riempito da una matrice calcarea di colore grigio-ocra. La conchiglia è evoluta, compressa, con i fianchi ben arrotondati. L'ombelico è piuttosto aperto e la parete ombelicale è alta ed arrotondata. Non è presente alcun accenno di ornamentazione.

È impossibile sapere se il campione in oggetto sia stato collezionato in origine da Mariano Gemmellaro.

DISCUSSIONE

Sturani (1964b) differenzia la specie *L. eudesianum* in due sottospecie: *L. eudesianum eudesianum* e *L. eudesianum adeloides*. Alla base di questa distinzione vi è la posizione e il numero delle pieghe dei collari; in particolare, i collari di *L. eudesianum* sono interamente pieghettati, mentre le poche pieghe di *L. adeloides* sono circoscritte alla parte ventrale dei collari stessi. Queste differenze sono visibili soltanto in presenza del guscio, in assenza del quale non è possibile una caratterizzazione a livello sottospecifico, come nel caso degli esemplari in esame.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

In assenza di una differenziazione a livello sottospecifico, si è preferito fornire la distribuzione stratigrafica della specie *L. eudesianum* che risulta essere Baiociano superiore-Calloviano inferiore (Wendt, 1963).

Lytoceras polycyclum Neumayr, 1871

1954 *Lytoceras orsinii* Gemmellaro, Bruno, pag. 25, Tav. 1, Fig. 3.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario B.19/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.19/1	1	3	88.10	43.00	0,48	28.45	0,32	~25	~0,28	0,88
	-	-	81,15	41,60	0,51	23,70	0,30	~21,4	~0,26	0,90

DESCRIZIONE

Conchiglia di forma planispirale circolare, evoluta, compressa e con i fianchi leggermente compressi, è costituita dal solo fragmocono con resti di piccole porzioni di guscio. L'accrescimento della conchiglia è piuttosto lento e l'ombelico è molto aperto. La superficie della conchiglia è liscia e solo raramente si osservano sottili strie di accrescimento. Presenta due costrizioni che decorrono, con andamento rettilineo, dall'ombelico sino a superare il ventre formando delle creste perpendicolari al giro di spira stesso.

Nella porzione terminale dell'ultimo giro di spira sono ben visibili le linee di sutura, molto ramificate. Queste, sebbene non approssimate ma distanziate tra loro, in assenza della camera di abitazione, non consentono con certezza di identificare l'esemplare come un individuo giovane. L'esemplare presenta, inoltre, tre faccette di troncamento. Una è parallela al piano di avvolgimento; le altre due sono in corrispondenza delle superfici di disarticolazione dei setti dell'ultimo e del penultimo giro di spira. In assenza di ulteriori informazioni tafonomiche (geometria di deposizione, litotipo incassante, ecc.), non è possibile affermare se si è in presenza di un esemplare risedimentato o rielaborato, secondo la classificazione di Fernandez-Lopez (1979, 1995).

DISCUSSIONE

Questa specie è stata ampiamente trattata in letteratura senza alcun particolare problema sia per le sue caratteristiche morfologiche che per la sua variabilità (Pavia in Pavia & Cresta, 2002). All'interno delle associazioni mediterranee, Canavari (1897 in 1896-1903) distingue il morfotipo (*L. polycyclum camertinum*) le cui caratteristiche più significative si possono sintetizzare in un ombelico più chiuso e nella mancanza di creste sinuose e anche di costrizioni più deboli rispettivamente nella camera di abitazione e nel modello interno, caratteristiche non riscontrate nell'esemplare in esame.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

L. polycyclum è un taxon comune nel Kimmeridgiano del Mediterraneo. Boughdiri *et al.* (2005) lo segnalano anche nel Titoniano inferiore della Tunisia NE.

***Lytoceras cf. orsinii* Gemmellaro, 1872**

1954 *Lytoceras orsinii* Gemmellaro, Bruno.

MATERIALE

Un esemplare, indicato con il numero d'inventario MGUP-B.19/2.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.19/2	-	-	-	.	-	27.07	-	26.70	-	0,98

DESCRIZIONE

Costituito da un frammento di fragmocono, mostra dei fianchi piuttosto arrotondati che conferiscono alla sezione una forma circolare. L'ombelico appare leggermente meno aperto rispetto a forme quali *L. gastaldi*. La parete ombelicale è alta e arrotondata. Confrontando i due giri di spira rimasti, si nota come la conchiglia è

caratterizzata da un elevato tasso di crescita, in quanto il giro interno è notevolmente più piccolo di quello esterno.

Laddove manca il guscio sono visibili le linee di sutura mentre, nelle porzioni in cui il guscio è presente, si intravedono delle sottili strie crenulate che, in prossimità del margine peri-ombelicale, sono leggermente rursiradiate.

DISCUSSIONE

La distinzione tassonomica tra i *Lytoceras* del Giurassico Superiore è difficile in quanto molte specie presentano morfologie simili. Le differenze specifiche riguardano la sezione del giro di spira e il tasso di crescita. Le ornamentazioni e la linea di sutura non sono di aiuto in questa distinzione. È così molto difficile stabilire differenze definitive tra le specie quali *L. montanum*, *L. orsinii* e *L. sutile*, che coesistono nelle stesse associazioni ad Ammoniti del Kimmeridgiano.

In ogni caso, Pavia (in Pavia & Cresta, 2002) sintetizza i pochi ma consolidati parametri di *L. orsinii* utili per distinguerlo da altri taxa. Il parametro più costante è la sezione del giro di spira che è regolarmente circolare e isodiametrica, non compressa come in *L. sutile*. L'ombelico è mediamente aperto, più chiuso che in *L. polycyclum* ma più largo che in *L. sutile*. Infine, il tasso di crescita ha un valore medio, rapido come in *L. montanum* dal quale però differisce per altri parametri, quali la sezione del giro che non è mai compressa e larga come nel secondo taxon.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Lytoceras orsinii è ben noto in diversi livelli biostratigrafici all'interno del Kimmeridgiano delle Province Mediterranea e Submediterranea (Sarti, 1993). Cecca *et al.* (2001) riportano la presenza di *L. cf. orsinii* nel Giurassico superiore dell'area di Monte Inici (TP).

***Lytoceras polyanchomenum* Gemmellaro, 1873**

1954 *Lytoceras polyanchomenum* Gemmellaro, Bruno, pag. 22.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario MGUP-B.22/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.22/1	-	-	70,10	26,10	0,37	28,50	0,40	~30,20	~0,43	~1,05

DESCRIZIONE

Si tratta di un esemplare piuttosto frammentato, costituito dal nucleo e da una porzione del giro di spira più esterno. Lo stato di conservazione dell'esemplare non consente di riconoscere la camera di abitazione in quanto non è possibile seguire le linee di sutura per tutto l'andamento dell'ultimo giro di spira.

La conchiglia è evoluta e compressa, con i fianchi arrotondati. L'ombelico è piuttosto aperto e la parete ombelicale è mediamente alta ed arrotondata.

Non è presente alcun accenno di ornamentazione, ad eccezione di sottilissime strie laddove è presente un piccolo frammento di guscio. È possibile osservare un paio di costrizioni, molto superficiali, che interessano una ridotta porzione dell'ultimo giro di spira.

DISCUSSIONE

Lytoceras polyanchomenum è segnalato raramente all'interno del gruppo di *L. linneanum* (d'Orbigny), caratterizzato da coste fitte e arrotondate. La specie di Gemmellaro si distingue per la sua taglia inferiore, costrizioni più ampie e una linea di sutura semplice.

Il gruppo di *L. linneanum* sembra rappresentare un allineamento filetico di forme costate che, dal Baiociano superiore, giungono sino al ?Calloviano con forme rappresentative quali *L. linneanum* (d'Orbigny) (Baiociano superiore), *L. dasyptychum* Böckh (Baiociano superiore-Batoniano inferiore), *L. polyanchomenum* Gemmellaro (Batoniano-?Calloviano).

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Lytoceras polyanchomenum viene segnalato da Gemmellaro (1873) in livelli riferibili all'intervallo Batoniano superiore-Calloviano medio. Wendt (1963) segnala la specie nei livelli del Batoniano inferiore di Rocca chi Parra (TP); Galàcz (1995) riporta

la presenza di questa specie nel Batoniano inferiore nelle Mecsek Mountains (Ungheria meridionale).

Famiglia PROTETRAGONITIDAE Spath, 1927

Genere *Protetragonites* Hyatt, 1900

Specie-tipo *Ammonitesquadrisulcatus* d'Orbigny, 1840

Forme caratterizzate da una conchiglia liscia, a sezione circolare, molto evoluta, con poche costrizioni, dritte o leggermente curvate.

***Protetragonites quadrisulcatus* (d'Orbigny, 1840)**

1954 *Protetragonites quadrisulcatus* Gemmellaro, Bruno, pag. 26, Tav. 1, Fig. 4.

MATERIALE

Tre esemplari, indicati con il numero d'inventario MGUP-B.15/1, B.15/2 e B.15/3.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.15/1	-	-	35.90	18.50	0,51	12.00	0,33	11.45	0,31	0,95
B.15/2	1	4	43.02	20.64	0,48	13.50	0,31	14.30	0,33	1,06
B.15/3	-	-	25.60	13.00	0,50	7.50	0,29	7.80	0,30	1,04

DESCRIZIONE

I tre esemplari sono caratterizzati da una conchiglia di forma discoidale, liscia, con sezione quasi circolare. I fianchi sono stretti ed i giri sono avvolti senza ricoprirsi, in modo da lasciare scoperto l'ombelico.

In B.15/2 sono evidenti quattro costrizioni, numero che si dimezza negli altri esemplari. Resti di guscio sono presenti in B.15/1 e B.15/3. Nel primo, oltre alla linea di sutura, sono visibili delle sottilissime strie sinuose che, dall'ombelico, giungono sino al ventre.

DISCUSSIONE

P. quadrisilcatus è una specie ben nota in letteratura e non necessita di ulteriori commenti. Per i riferimenti alle numerose pubblicazioni sulla specie in esame si veda Sarti (1986).

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

P. quadrisilcatus è un tipico lytoceratide tetideo, distribuito dalla base del Titoniano sino al Valanginiano. In Sicilia la specie è nota solo in livelli del Titoniano. Arkell *et al.* (1957) la segnalano solo nel Valanginiano.

Subordine AMMONITINA Hyatt, 1889

Superfamiglia HAPLOCERATACEAE Zittel, 1884

Famiglia HAPLOCERATIDAE Zittel, 1884

Genere *Haploceras* Zittel, 1870

Sottogenere *Haploceras* Zittel, 1870

Specie-tipo *Ammonites elimatus* Opperl, 1865

Appartengono a questo genere forme caratterizzate da una conchiglia liscia, involuta, di forma discoidale, dai fianchi da paralleli a leggermente convergenti e con ombelico più o meno aperto.

Enay & Cecca (1986) isolano il gruppo di *Haploceras verruciferum* (Zittel, 1868) a livello sottogenerico, includendolo nel sottogenere filetico *Volanites* subgen. nov. e riconoscono una sola specie nell'ambito di *Haploceras* s. str.: *Haploceras carachtheis* (Zeuschner, 1846).

Haploceras (Haploceras) carachtheis (Zeuschner, 1846)

1954 *Haploceras staszycii* (Zeuschner) Bruno, p. 27.

MATERIALE

Tre esemplari indicati con il numero d'inventario MGUP-B.1/1, B.1/2, B.1/3.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.1/1	-	-	61.00	11.00	0,18	32.00	0,52	24.60	0,40	0,77
B.1/2	-	-	48.55	9.50	0,19	25.50	0,52	18.23	0,37	0,71
B.1/3	-	-	40.01	9.22	0,23	19.60	0,49	14.50	0,37	0,73

DESCRIZIONE

I campioni presentano una conchiglia di forma discoidale, piuttosto involuta e più o meno compressa (soprattutto in B.1/3), che cresce rapidamente e tende ad ispessirsi in prossimità della terminazione dell'ultimo giro di spira.

La sezione è di forma ovale, più alta che larga. Il guscio è liscio, privo di ornamentazione, ad eccezione di sottilissime strie sigmoidali visibili, in particolare, nel guscio dell'esemplare B.1/3.

L'ombelico si apprezza bene nell'individuo di maggiori dimensioni (B.1/1, costituito dal modello interno del fragmocono ma in cui sono presenti porzioni del guscio) in quanto, almeno da un lato, non è occluso da sedimento. L'ombelico è piuttosto piccolo e profondo, con il muro ombelicale ripido e arrotondato.

La linea di sutura è visibile negli esemplari B.1/2 e B.1/3. Nel primo di questi è visibile sino alla terminazione della spira (fragmocono); nel secondo si segue sino a circa metà dell'ultimo giro di spira ma non è chiaro se è presente anche la camera di abitazione.

DISCUSSIONE

Sulla base del riconosciuto dimorfismo nel genere *Haploceras*, Enay & Cecca (1986) considerano *H. elimatum* (Oppel) e le forme macroconche affini (*staszycii*, *tithonium*) come conspecifici con le loro controparti microconche *H. carachtheis* (*subtilior*, *leiosoma*, ecc.). Da un punto di vista nomenclaturale, questi autori inseriscono tutte le specie tradizionali nella sinonimia di *H. carachtheis*, che ha la priorità.

Quanto alla nomenclatura, in questo lavoro viene seguita la proposta di Enay & Cecca (1986), in cui tutti i nomi tradizionali sono mantenuti per identificare le differenti morfologie ma trattati come morfotipi di *H. carachtheis*. Tuttavia, lo stato di conservazione dei campioni, unito all'ampia variabilità di queste forme, non consente un'attribuzione a livello morfotipico degli esemplari esaminati, sebbene questi possano essere - ad una prima analisi - attribuiti al gruppo delle forme macroconche *staszycii* - *elimatum* - *tithonium* (*sensu* Enay e Cecca, 1986). Infatti, considerando - tra gli altri parametri - fianchi, altezza della spira e margine ombelicale si osserva come l'esemplare B1/1 mostri caratteristiche confrontabili con quelle del morfotipo *elimatum* (Oppel, 1865) mentre B1/2 e B1/3 sono più simili alla tipologia *staszycii* (Zeuschner, 1846), forme riconosciute da diversi autori (Sarti, 1986; Fozy, 1988) come molto simili, separati da minime differenze.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

H. (H.) carachtheis è una specie comunemente segnalata nei livelli titoniani del Mediterraneo (Fozy, 1988). *H. staszycii* è una forma molto diffusa nelle aree occidentali e orientali della Tetide in livelli titoniani, con una massimo nel Titoniano inferiore (Enay & Cecca, 1986).

Haploceras sp.

1954 *Haploceras staszycii* Zeuschner, Bruno, pag. 27.

MATERIALE

Due esemplari indicati con il numero d'inventario MGUP B.1/4 e B.1/7.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.1/4	-	-	23.58	5.48	0,23	10.80	0,45	9.00	0,38	0,83
B.1/7	-	-	24.40	~ 6,78	~ 0,27	11.40	0,46	10.86	0,44	0,95

DESCRIZIONE

Gli esemplari sono di piccole dimensioni, caratterizzati da fianchi appiattiti ed una spira a sezione sub-quadrangolare. La conchiglia è di forma discoidale, liscia, priva di alcuna ornamentazione. L'ombelico è piccolo ed occluso da sedimento. Il muro ombelicale è verticale. Non è visibile la linea di sutura.

DISCUSSIONE

Lo stato di conservazione degli esemplari, nonché le piccole dimensioni, non consentono un'attribuzione a livello specifico. Sulla base delle caratteristiche sopra citate, è probabile che si tratti di due nuclei.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Haploceras è una forma segnalata in numerose aree del Giurassico superiore (Kimmeridgiano-Titoniano) (Arkell *et al.*, 1957).

Genere *Neolissoceras* Spath, 1923

Specie-tipo *Ammonites grasianus* d'Orbigny, 1841

Il genere, diffuso dal Berriasiano all'Hauteriviano, raggruppa forme platicone, assai incolute ed a sezione subrettangolare. I fianchi sono lisci, da piatti a leggermente convessi. Delle sottili strie o coste sono talvolta presenti sulla conchiglia di alcune specie. La regione sifonale è debolmente arrotondata e totalmente priva di coste trasverse. La parete ombelicale è inclinata. Alcune specie, allo stadio adulto, possono mostrare una carena medio-ventrale (Reboulet, 1995).

Neolissoceras grasianum (d'Orbigny, 1841)

1954 *Haploceras staszycii* (Zeuschner), Bruno, pag. 27.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario MGUP-B.21/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.21/1	-	-	45.65	8.40	0,18	25.00	0,54	18.23	0,40	0,73

DESCRIZIONE

Il campione, costituito dal fragmocono di un esemplare macroconco, è caratterizzato da una conchiglia di forma discoidale, compressa, involuta e liscia; i fianchi sono piatti e leggermente divergenti, il ventre è leggermente piatto e debolmente arrotondato. La sezione presenta una forma sub-rettangolare. È presente una piccola porzione di guscio in cui, lungo il margine periombelicale, sono visibili sottili strie con andamento prorsiradiato.

L'ombelico è moderatamente ampio ma è occluso da sedimento. Sono visibili alcune linee di sutura, ben distanziate, nella parte mediana dell'ultimo giro di spira.

DISCUSSIONE

Originariamente attribuito da Bruno (1954) alla specie *H. staszycii*, l'esemplare in esame differisce da *Haploceras* per la sezione con i fianchi piatti, il ventre debolmente arrotondato e quasi piatto ed il muro ombelicale ben distinto.

Lo studio comparato del dimorfismo di questi due generi ha permesso di confermare le relazioni filetiche tra *Haploceras* e *Neolissoceras*, relazioni che consentono di ipotizzare una derivazione diretta di *Neolissoceras* a partire da *Haploceras* (Reboulet, 1995).

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

N. grasianum è distribuito dal Berriasiano fino all'Hauteriviano superiore. È un elemento importante nelle associazioni fossili del Valanginiano e dell'Hauteriviano inferiore del SE della Francia (Biozona Sayni) in cui è apparentemente presente in domini profondi e dove può costituire più della metà della popolazione di un dato banco (Reboulet, 1995).

Famiglia OPPELIIDAE Douvillé, 1890

Subfamiglia OPPELIINAE Douvillé, 1890

Genere *Oxycerites* Rollier, 1909

Specie-tipo *Ammonites aspidoides* Opperl, 1862

Il genere raggruppa specie caratterizzate da conchiglie discoidali di dimensioni medio-grandi. L'avvolgimento è involuto o molto involuto. L'ombelico è stretto, con bordo acuto o sub-acuto. Il giro di spira è compresso, con sezione sub-triangolare e con larghezza massima situata in prossimità del bordo ombelicale. Ventre stretto, acuto, che rimane affilato anche nella camera di abitazione dell'adulto. Peristoma semplice, senza apofisi laterali. I giri esterni sono lisci o possono presentare coste molto distanziate. Le coste possono essere falciformi o falcoidi, più o meno differenziate (Fernandez-Lopez, 1985).

Oxycerites neumayri (Gemmellaro, 1873)

1919 *Oppelia neumayri* Gemmellaro, Gemmellaro M., pag. 3.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario MGUP-017.47/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.47/1	-	-	116.85	10.12	0.086	-	-	~28.00	~ 0.23	-
			106.20	9.80	0.09	60.00	0.56	~25.00	~ 0.23	~ 0.41

DESCRIZIONE

La conchiglia è di forma oxycona, di grandi dimensioni, molto involuta, fortemente compressa e con un ombelico stretto. Il ventre è abbastanza affilato.

Il fianco si presenta liscio, privo di ornamentazione e interessato dalle linee di sutura che si seguono fino a poco meno della metà del giro di spira. Lo stato di conservazione del campione, costituito dal solo modello interno, non consente di apprezzare la presenza o meno della camera di abitazione.

DISCUSSIONE

Oxycerites neumayri è una di quelle forme che come specie omeomorfe spaziano dal Batoniano al Calloviano (Westermann & Callomon, 1988). La combinazione unica di ventre affilato e soltanto coste più esterne deboli negli ultimi giri ne fanno una specie indipendente (Galácz in Pavia & Cresta, 2002).

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Gli esemplari di *O. neumayri* riportati da Gemmellaro (1873) provengono da Rocca chi Parra (TP) per i quali Wendt (1963) indica un'età che dal Calloviano inferiore giunge sino alla parte inferiore del Calloviano medio.

Tuttavia, come recentemente rilevato (Martire *et al.*, 2000), l'esemplare farebbe parte di un livello stratigraficamente condensato contenente un mix di fossili che spazia del tardo Batoniano al Calloviano inferiore senza probabilmente una discriminazione tra esemplari risedimentati e rielaborati.

***Oxycerites* sp.**

1919 *Oppelia subcostaria* (Oppel) Gemmellaro M., pag. 2.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario MGUP-017.48/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.48/1	-	-	124.00	20.00	0,16	59.00	0,47	~35.00	~0,28	~0,59
			115,90	16.90	0.14	58.00	0.50	32.50	0.28	0.56

DESCRIZIONE

La conchiglia è di medie dimensioni, di forma circolare, oxycona, involuta e fortemente compressa. L'ombelico è occluso da sedimento e il ventre è abbastanza affilato.

I fianchi, convergenti, si presentano lisci e privi di ornamentazione. Tracce della linea di sutura si seguono, seppure con una certa difficoltà a causa dello stato di conservazione del campione, sino a circa 1/3 del giro di spira. È presente la camera di abitazione e parte del peristoma. Si tratta del modello interno di un individuo adulto.

Lo studio tafonomico, in accordo alla classificazione di Fernández-López (1995), permette di classificarlo come Gp (guscio peristomato) o Mf (modello frammentato), probabilmente rielaborato.

DISCUSSIONE

Originariamente attribuito da Gemmellaro M., 1919 alla specie *Oppelia subcostaria* (Oppel, 1863), l'esemplare in esame differisce sia per morfologia sia per i parametri dimensionali. Il cattivo stato di conservazione del campione, tuttavia, non ne consente una determinazione a livello specifico.

I rappresentanti del genere *Oxycerites* si differenziano da quelli del genere *Oppelia* per avere una conchiglia più discoidale, con regione ventrale e bordo ombelicale più acuto anche prima di raggiungere la fase adulta. La linea di sutura è più complessa e dentellata rispetto a quella del genere *Oppelia* e contiene un numero maggiore di lobi ausiliari ombelicali (5-7 contro 4-6) (Fernandez-Lopez, 1985).

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Il genere è distribuito dal Baiociano superiore sino al Calloviano (Arkell *et al.*, 1957) sebbene alcuni autori (Riccardi & Westermann, 1999) lo collochino sino al Batoniano.

Genere *Paralcidia* Spath, 1928

Specie-tipo *Paralcidia khengari* Spath, 1924

Le forma macroconche sono involute e compresse, con ventre affilato nei giri interni che diventa arrotondato nella camera di abitazione. La conchiglia è praticamente liscia con deboli tracce di coste distanti falcoidi. L'apertura è semplice. Le forme microconche sono lisce, compresse ma meno involute dei macroconchi e con una sezione della spira meno triangolare. L'apertura presenta delle orecchiette (Page, 1991).

Paralcidia sp.

1919 *Oppelia* cf. *Oppelia subdiscus* d'Orbigny, Gemmellaro M.

MATERIALE

Un esemplare costituito dal solo modello interno e indicato con il numero d'inventario 017.68/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.68/1	-	-	91.65	7,70	0,08	52.54	0,57	28.20	0,30	0,53
			77.30	7.40	0.09	44.80	0.58	26.15	0.33	0.58

DESCRIZIONE

L'esemplare è costituito da un frammento incompleto del modello interno di un esemplare adulto, macroconco. La conchiglia è di forma oxycona, di medie dimensioni, compressa e molto involuta. L'ombelico è stretto con il muro ombelicale obliquo. In sezione longitudinale, il ventre si presenta fastigato.

I fianchi sono lisci e privi di ornamentazione, ad eccezione di debolissime tracce di coste falcoidi presenti sui fianchi (sul lato apicale della spira).

Le linee di sutura si seguono sino in prossimità della terminazione del giro di spira. Inizialmente distanziate, cominciano ad approssimarsi in prossimità della terminazione della spira.

DISCUSSIONE

Il cattivo stato di conservazione e l'assenza di ornamentazione non consente un'attribuzione specifica dell'esemplare in esame. Da un punto di vista tafonomico, l'esemplare presenta una superficie di frammentazione che permette di classificarlo come modello frammentato (Mf), chiaramente rielaborato.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Il genere è distribuito dal Batoniano medio al Calloviano superiore nella Paleoprovincia Submediterranea ma è segnalato anche nella parte alta del Calloviano inferiore (Biozona Calloviense, Sottobiozona Calloviense) nella Paleoprovincia Subboreale (Thierry *et al.*, 1997).

In Sicilia, Wendt (1963) segnala la presenza di varie specie afferenti al genere *Paralcidia* a Monte Erice (Batoniano superiore-Calloviano), Rocca che Parla (Batoniano superiore-Calloviano medio), Monte Inici (Batoniano inferiore-Calloviano medio), Isola di Favignana (Calloviano inferiore).

Subfamiglia HECTICOCERATINAE Spath, 1928

Genere *Hecticoceras* Bonarelli, 1894

Specie-tipo *Hecticoceras hecticum* (Reinecke, 1818)

Il genere raggruppa forme macroconche, evolute, con carena semplice. Le coste, robuste, nascono dal bordo ombelicale e terminano su di una fila di tubercoli ventro-laterali submarginali.

Sottogenere *Chanasia* Rollier, 1922

Specie-tipo *Hecticoceras (Chanasia) chanasiense* (Parona & Bonarelli, 1897)

Malgrado la sua brevità, la definizione di Rollier (1922) consente di definire perfettamente il sottogenere *Chanasia*, caratterizzato da un solco e noduli al centro dei lati, e anche da noduli periferici tipici del genere *Hecticoceras* (Elmi, 1967).

Hecticoceras (Chanasia) sp.

1919 *Oppelia* sp., Gemmellaro M.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario MGUP-017.52/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.52/1	-	-	60.60	-	-	~30.56	0,50	15.80	0,26	0,51

DESCRIZIONE

La conchiglia è di forma oxycona, di piccole dimensioni, molto involuta, fortemente compressa e con un ombelico occluso. Il ventre è abbastanza affilato. I fianchi, convergenti, si presentano lisci e privi di ornamentazione. Sono visibili dei piccoli tubercoli sul margine ventro-laterale in prossimità dell'inizio dell'ultimo giro di spira. Le linee di sutura, ben distanziate, si seguono fino alla terminazione del giro di spira.

DISCUSSIONE

L'esemplare è costituito dal fragmocono di un esemplare adulto, macroconco. Secondo gli schemi di Fernández-López (1995) si tratta di un modello interno frammentato (Mf) e rielaborato.

Lo stato di conservazione dell'esemplare non ne consente una determinazione a livello specifico. Tuttavia, il confronto della forma e dei parametri morfologici rilevati nel campione in esame con quelli riportati da Elmi (1967) per le varie specie di *H. (Chanasia)*, potrebbero avvicinarlo alla forma *H. (C.) ardescicum* (Elmi, 1964).

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Il sottogenere *Chanasia* è distribuito dalla parte medio-alta del Calloviano inferiore sino alla parte basale del Calloviano medio (Elmi, 1967). La specie *Hecticoceras (C.) ardescicum* è la specie indice dell'omonima sottobiozona della Biozona Gracilis (Calloviano inferiore) della Provincia Submediterranea (Thierry *et al.*, 1997).

In Sicilia *Hecticoceras (C.)* è segnalato, con varie specie, a Monte Inici (Batoniano inferiore-Calloviano medio) e a Rocca che Parla (Batoniano superiore-Calloviano medio) (Wendt, 1963).

Superfamiglia STEPHANOCERATACEAE Neumayr, 1875

Famiglia STEPHANOCERATIDAE Neumayr, 1875

Subfamiglia CADOMITINAE Westermann, 1956

Genere *Cadomites* Munier-Chalmas, 1892

Specie-tipo *Ammonites deslongchampsii* Defrance in d'Orbigny, 1846

Il genere raggruppa forme caratterizzate da conchiglie di taglia medio-grande, con avvolgimento evoluto o moderatamente evoluto. L'ombelico è più o meno profondo, crateriforme. Il giro di spira è depresso, con sezione trasversale sub-ovale o sub-trapezoidale invertita. Il peristoma è semplice ed è di solito preceduto da una costrizione. Le coste sono sottili, ben visibili, di solito triforcate.

Le coste primarie sono strette e prominenti, spesso prorsiradiate, e terminano in tubercoli ben differenziati. Le coste secondarie, in un rapporto di 3-5 per ogni costa

primaria, sono più strette e più deboli e sono prive di interruzioni nella regione ventrale (Fernández-López, 1985).

Cadomites daubenyi (Gemmellaro, 1877)

1919 *Stephanoceras daubenyi* Gemmellaro, Gemmellaro M.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario MGUP-017.49/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.49/1	-	-	~72.50	25.75	~0,35	27.10	0,37	34.00	0,46	1,25
			63,00	18,44	0,29	28,00	0,44	33,10	0,52	1,18

DESCRIZIONE

Costituito dal modello interno, presenta una conchiglia di forma cadiconica, rigonfia, di medie dimensioni, moderatamente evoluta e con un ombelico imbutiforme. In sezione, l'altezza dell'ultimo giro di spira appare sub-pentagonale con ampiezza massima in corrispondenza della fila dei tubercoli. Il fianco esterno è convesso. L'ombelico si presenta crateriforme; il corto muro ombelicale è verticale e curva improvvisamente verso il fianco interno.

Le coste primarie sono ben distinte sulla conchiglia, smussate ed evanescenti sul modello interno. Esse sono dense e leggermente sinuose al di fuori del muro ombelicale. Le coste primarie terminano con tubercoli stretti e appuntiti. Sottili e recto radiate, le coste secondarie si sviluppano in fasci: nell'ultimo giro esse sono quattro per tubercolo mentre nei giri interni il tasso di biforcazione è 3-3.3. Non è visibile la linea di sutura. E' probabile che l'esemplare sia costituito dal solo fragmocono.

DISCUSSIONE

L'esemplare in esame presenta tutti gli elementi diagnostici esposti da Pavia (in Pavia & Cresta, 2002) per la specie in esame, e cioè: sezione di spira da arrotondata a sub-pentagonale; ventre alto con angolosità mediana ottusa; densa ornamentazione con sottili e leggermente sinuose coste primarie; quattro coste secondarie per tubercolo.

C. daubenyi si differenzia dai taxa coevi per alcune caratteristiche principali, tra cui il ventre alto e sub-angolare, la sezione di spira larga, l'ombelico imbutiforme, la debolezza delle coste secondarie sul modello interno.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

La specie è largamente diffusa nel Baiociano superiore delle Province Mediterranee e Submediterranee, Biozona Parkinsoni. In Sicilia Occidentale, l'associazione ad Ammoniti registrata da Gemmellaro (1877) proveniente da Favara è datata tardo Baiociano o, al massimo, Batoniano inferiore (Pavia, 2002)

Superfamiglia PERISPHINCTACEAE Steinmann, 1890

Famiglia PARKINSONIDAE Buckman, 1920

Genere *Parkinsonia* Bayle, 1878

Specie-tipo *Ammonites parkinsoni* Sowerby, 1821

Il genere raggruppa forme compresse, con coste robuste, affilate e bipartite, che persistono sino alla fine della spira, con o senza tubercoli laterali.

Parkinsonia (Gonolkites) convergens (Buckman, 1925)

1919 *Perisphinctes* sp., Gemmellaro M.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario 017.72/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.72/1	-	-	100.30	34.80	0,35	37.40	0,37	~24.00	~0,24	~0,69

DESCRIZIONE

L' esemplare, conservato come modello interno di fragmocono, è di taglia medio-piccola. La conchiglia è di forma platicona, discoidale, piuttosto compressa, mediamente evoluta, con sezione molto alta e ovale. I fianchi sono piatti e paralleli. Ventre e margine ombelicale sono arrotondati. L'ombelico è poco profondo e si raccorda sui fianchi mediante un muro ombelicale obliquo e poco rilevato.

L'ornamentazione è costituita da coste primarie abbastanza ravvicinate che si dipartono dal margine ombelicale, rectoradiate o leggermente prorsiradiate, e da coste secondarie fortemente prorsiradiate. Lo stato di conservazione del campione non consente di osservare il rapporto tra i due ordini di coste né la presenza di costrizioni, sebbene almeno una è presente in prossimità della terminazione della spira. Difficilmente apprezzabile, invece, la linea di sutura che, tuttavia, si segue sino alla terminazione dell'ultimo giro di spira.

DISCUSSIONE

L' esemplare analizzato, sebbene in cattivo stato di conservazione, condivide con la specie in esame numerosi caratteri quali le coste secondarie fortemente prorsiradiate, la densità delle coste primarie nei giri interni ed i parametri dimensionali.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

La specie, ampiamente diffusa in Europa, è limitata alla Sottozona Convergens (Biozona Zigzag) del Batoniano inferiore (Hahn, 1970).

***Parkinsonia* sp.**

1919 *Perisphinctes subbackeriae* d'Orbigny, Gemmellaro M., p. 3

1919 *Perisphinctes* sp. Gemmellaro M.

MATERIALE

Due esemplari indicati con il numero d'inventario MGUP-017.53/1 e 017.71/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.53/1	-	-	57.20	31.30	0,54	15.00	0,26	~14.00	~0,24	~0,93
017.71/1	-	-	96.00	44.14	0,46	31.46	0,33	~26.50	0,27	0.84

DESCRIZIONE

Il primo esemplare (MGUP-017.53/1) ha una conchiglia di forma serpenticonica, circolare, molto compressa, con una sezione sub-rettangolare ed una spira che si accresce lentamente. I fianchi sono piatti e paralleli. Ventre leggermente appiattito e margine ombelicale arrotondato. L'ombelico è ampio e poco profondo. Il muro ombelicale è obliquo e poco rilevato.

L'ornamentazione è costituita da coste concave e prorsiradiate, rilevate e ravvicinate, che si dipartono dall'ombelico e giungono sino al ventre. Non è possibile evidenziare una loro prosecuzione sull'altro fianco della conchiglia in quanto mancante. In prossimità della metà dell'ultimo giro si osserva come le coste, a circa metà del fianco, comincino irregolarmente a biforcarsi. Non si rilevano costrizioni.

La linea di sutura non è apprezzabile sebbene sia, comunque, presente sino alla terminazione della spira.

Il secondo esemplare (MGUP-017.71/1) ha una conchiglia compressa, evoluta, interamente settata e di forma circolare. L'ombelico è ampio e discretamente profondo. Il fianco è piatto e la sezione è sub-rettangolare con il ventre arrotondato. Il muro periombelicale è obliquo, poco elevato ed anch'esso arrotondato.

L'ornamentazione è costituita da coste primarie, poco marcate, rette o debolmente proverse. Piuttosto ravvicinate nei giri interni, tendono a distanziarsi con lo sviluppo ontogenetico.

Nell'ultimo giro tali coste, che si dipartono dal margine ombelicale, giungono sino a circa tre quarti del fianco ove si dipartono le coste secondarie. Purtroppo, a causa dello stato di conservazione del campione che si presenta fortemente eroso proprio in prossimità della spalla ventro-laterale, non è possibile definire con certezza se esse sono bi- o triforcate.

Le coste secondarie, spaziate e proverse, divengono nuovamente ben evidenti sul ventre ove sono interrotte da un solco (sifonale) che decorre lungo tutto il ventre. L'ultimo giro presenta due costrizioni proverse, di cui una leggermente più incisa dell'altra. Le linee di sutura sono indistinte. Tuttavia, si nota come queste siano alquanto distanziate, anche in prossimità della terminazione dell'ultimo giro di spira.

DISCUSSIONE

Il cattivo stato di conservazione degli esemplari, entrambi conservati come modelli interni, non consente una determinazione a livello specifico.

In MGUP-017.53/1, le superfici di disarticolazione, di troncatura e la discontinuità riempimento-matrice permettono di classificarlo come Md-Mt (modello disarticolato-modello troncato), chiaramente rielaborato tafonomicamente .

Anche il secondo esemplare è chiaramente rielaborato tafonomicamente in quanto caratterizzato da una netta discontinuità riempimento-matrice.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Il genere compare alla base della Biozona Parkinsoni (Baiociano superiore) (Riout *et al.*, 1997) ed è presente sino al Batoniano inferiore delle paleoprovince Submediterranea e Subboreale (Mangold & Riout, 1997).

Famiglia MORPHOCERATIDAE Hyatt, 1900

Genere *Dimorphinites* Buckman, 1923

Specie-tipo *Ammonites dimorphus* d'Orbigny, 1846

Il genere raggruppa forme con giri interni di tipo sferocono, giri esterni di tipo planispirale e ombelico occluso. Il ventre presenta numerose e profonde costrizioni oblique. Differisce dal genere *Morphoceras* per l'avvolgimento più stretto dei giri interni e per l'assenza di una fascia ventrale liscia.

***Dimorphinites dimorphus* (d'Orbigny, 1845)**

1919 *Sphaeroceras microstoma* (d'Orbigny), Gemmellaro M., pag. 3.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario MGUP-017.50/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.50/1	-	-	38.00	10.35	0.27	12.40	0,32	16.90	0,44	1,36

DESCRIZIONE

L'esemplare, costituito dal solo modello interno, presenta una conchiglia di piccole dimensioni, compressa, liscia, priva di ornamentazioni. Sono presenti tre costrizioni con andamento prorsiradiato che, dall'ombelico, raggiungono il ventre per poi oltrepassarlo. Il giro interno è involuto, di tipo sferocono, con un ombelico quasi occluso. Con il giro esterno la spira acquista un avvolgimento evoluto, in cui la sezione mantiene un'altezza costante. I fianchi sono convessi e il ventre è arrotondato. Le linee di sutura si seguono sino alla terminazione del giro di spira.

DISCUSSIONE

L'esemplare in esame è costituito da un fragmocono incompleto di un esemplare adulto. È un modello risedimentato e disarticolato (Md) in quanto presenta una chiara superficie di disarticolazione.

Il genere *Dimorphinites* è considerato la forma macroconca con peristoma semplice mentre il corrispettivo microconco con orecchiette è incluso nel sottogenere *Vigoriceras* (Douville, 1881; Glangeaud, 1897; Makowski, 1963; Mangold, 1970a, 1997; Galacz, 1980; Sandoval, 1983, 1990; Rioult in Fischer, 1994; Dietze *et al.*, 2002; Dietze & Bernt, 2009).

Almeno tre specie sono afferenti al sottogenere nominale *Dimorphinites* e distribuite nell'area della Tetide: *D. dimorphus* (d'Orbigny, 1846); *D. compressus* (Galàcz, 1980) e *D. centriglobus* (Rioult in Fischer, 1994) (Fernández-López & Chong Diaz, 2011).

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

D. dimorphus è la specie più comune e maggiormente diffusa tra le specie di questo genere. Tutte le segnalazioni confermate di questa specie si riferiscono al Baiociano superiore, Biozona Parkinsoni. Nella parte intermedia di questa Biozona è segnalato in Inghilterra (Sottozona Truellei; Buckman, 1923; Dietze & Bernt, 2009), Francia (Sottozona Densicosta; Rioult in Fischer, 1994) e Prealpi Venete (Sturani, 1964a, 1964b); nella porzione inferiore in Marocco (Enay *et al.*, 1987), Inghilterra (Page, 1993) e Germania (Ditze & Bernt, 2009) mentre nella parte superiore (Sottozona Bomfordi) nelle Prealpi Venete (Sturani, 1971), Francia (Pavia & Martire, 2010) e Monte Kumeta (Sicilia; Galacz, 2008).

La specie caratterizza il Biorizzonte Dimorphus (o subzona) nella parte alta della Zona Parkinsoni di vari bacini mediterranei (Galacz, 1980; Sandoval, 1983, 1990; Ouahhabi, 1994; Wierzbowski *et al.*, 1999; O'Dogherty *et al.*, 2006). È nota anche in associazioni condensate al limite Baiociano/Batoniano in Sicilia (Wendt, 1963; Pavia, 2002).

Dimorphinites sp.

1919 *Stephanoceras microstoma* (d'Orbigny), Gemmellaro M.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario 017.51/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI (in mm)

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.51/1	-	-	33.10	12.60	0,38	11.80	0,35	~12.00	~0,36	~1,01

DESCRIZIONE

Costituito dal solo modello interno, è caratterizzato da una conchiglia di piccole dimensioni, di forma circolare, con sezione subtrapeziodale e arrotondata. I fianchi sono paralleli e arrotondati così come il ventre. I giri interni (ad eccezione di una piccola porzione che presenta una piccola costrizione) non sono visibili perché asportati dai processi erosivi. Di conseguenza, non è possibile apprezzare completamente l'ombelico. Il muro ombelicale è poco sviluppato. La conchiglia è liscia mentre un accenno di ornamentazione, costituita da coste dritte e ravvicinate ma appena percettibili, è presente sul margine ombelicale e sulla terminazione della spira. Sono presenti due costrizioni, una per giro, che decorrono oblique dal margine ombelicale sino al ventre. La linea di sutura non è conservata.

DISCUSSIONE

L'esemplare è costituito da un fragmocono incompleto di un esemplare adulto. L'analisi tafonomica permette di classificarlo come Gf (guscio frammentato), e quindi risedimentato tafonomicamente, in quanto mostra un'apparente continuità fra il riempimento e la matrice. Metà conchiglia è inglobata nel sedimento incassante e la porzione terminale dell'ultimo giro si presenta mal conservata.

Il cattivo stato di conservazione dei campioni in esame non ne consente una determinazione a livello specifico.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Tutte le segnalazioni confermate di questo genere si riferiscono al Baiociano superiore, Biozona Parkinsoni (Galàcz, 1980). Questo Autore ritiene dubbie le attribuzioni di tre esemplari a questo genere fatte da Wendt (1963) nel Batoniano inferiore della Sicilia, forme più simili al genere *Ebrayiceras* o *Morphoceras*.

Tuttavia, data la loro stretta somiglianza con il genere in questione, non esclude la sopravvivenza locale in Sicilia del genere *Dimorphinites* in questo intervallo stratigrafico.

Famiglia TULITIDAE Buckman, 1921

Genere *Bullatimorphites* Buckman, 1921

Specie-tipo *Bullatimorphites bullatimorphus* Buckman, 1922

Il genere raggruppa due sottogeneri macroconchi (*Bullatimorphites* e *Kheraicerias*) e due microconchi (*Sphaeroptychius* e *Bomburites*): *Bullatimorphites/Sphaeroptychius* e *Kheraicerias/Bomburites* sono coppie dimorfiche diffuse, rispettivamente, nel Batoniano medio-superiore e nel Batoniano sommitale-Calloviano inferiore (Courville *et al.* 1999).

La taglia negli esemplari adulti varia tra 50-200 mm nei macroconchi a 20-70 mm nei microconchi. La camera di abitazione mostra una forte contrazione. La maggior parte esterna del fragmocono è involuta, spessa e gibbosa, con un ventre arrotondato sia nei macro- che nei microconchi. Il nucleo e la parte interna del fragmocono sono evoluti e compressi con sottili e marcate coste dicotomiche.

Il genere è caratterizzato da un'ontogenesi con tre *step* morfologici (serpenticona, sferoconca ed ellitticonca) che consente di porre le varie specie in un allineamento evolutivo e stratigrafico (Courville *et al.* 1999).

***Bullatimorphites* sp.**

1919 *Sphaeroceras bullatum* d'Orbigny, Gemmellaro M., pag. 3.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario MGUP-017.69/1

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI

Campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.69/1	-	-	83,55	15,50	0,18	43,53	0,52	-	-	-
			70,32	13,02	0,18	37,00	0,52	~53,00	~0,75	~1,43

DESCRIZIONE

Costituito dal solo modello interno, presenta una conchiglia di medie dimensioni, inizialmente evoluta ma con l'ultimo giro sferocono, poco appiattito.

L'ombelico è moderatamente ampio e profondo. Il muro ombelicale è ripido ma arrotondato. Anche il ventre si presenta arrotondato e ampio.

L'ornamentazione è costituita da coste primarie, distanziate e rilevate, distribuite attorno il margine ombelicale, e coste secondarie (ben visibili soltanto all'inizio dell'ultimo giro di spira) alquanto sottili e ravvicinate, presenti da 1/3 del fianco sino al ventre.

La linea di sutura si segue, seppure con una certa difficoltà, sino a quasi la terminazione della spira. Si tratta del fragmocono di un esemplare adulto.

DISCUSSIONE

Le fossette e le superfici di disarticolazione permettono di classificarlo come modello disarticolato (Md), tafonomicamente rielaborato.

Lo stato di conservazione non consente di rilevare i primi giri di spira; inoltre la conchiglia risulta frammentata e mancante di alcune porzioni che non consentono di apprezzare appieno la forma originaria della stessa. Non si è, di conseguenza, in condizione di effettuare una determinazione a livello specifico del campione in esame. L'esemplare, tuttavia, presenta alcune somiglianze morfologiche con la specie *Bullatimorphites polypleurus* (Buckman, 1921) sebbene se ne discosti per l'ombelico più stretto.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Il genere è presente con varie specie dal Batoniano inferiore (parte alta della Biozona Zigzag) sino al Calloviano superiore (Biozona Athleta) (Galàcz, 1980).

Famiglia PERISPHINCTIDAE Steinmann, 1890

Subfamiglia ZIGZAGICERATINAE Buckman, 1920

Genere *Procerites* Siemiradzki, 1898

Il genere, secondo l'accezione data da vari autori (vedi Mangold, 1970) riunisce forme di taglia spesso molto grande, i cui esemplari adulti possono raggiungere dimensioni gigantesche con diametri superiori ai 400 mm. I giri interni e medi sono caratterizzati da coste dicotomiche o tripartite, ravvicinate, che nell'adulto tendono

progressivamente a scomparire. Infatti, i grandi esemplari adulti sono completamente lisci.

Secondo Torrens (1987), il genere *Procerites* raggrupperebbe due omeomorfi separati filogeneticamente, ma spesso confusi in letteratura a causa del loro mescolamento in faune condensate. Il primo di questi taxa è sistemato nel genere *Lobosphinctes* (M) ed è presente dalla Biozona Parkinsoni (Baiociano superiore) alla base della Biozona Zigzag (Batoniano inferiore); il suo corrispondente microconco è *Planisphinctes*. Il secondo omeomorfo è dato dalla coppia *Procerites* (M) – *Siemiradzka* (m), distribuita nel Batoniano inferiore e Batoniano medio.

I rappresentanti del genere *Procerites* sono diffusi sia nelle regioni dell'Europa NW che Mediterranee, dal Batoniano inferiore (Biozona Zigzag) al Batoniano medio (Biozona Progracilis).

Sottogenere *Procerites* Siemiradzki, 1898

Specie-tipo *Ammonites procerus* Schloenbach, 1865

***Procerites (Procerites) quercinus* (Terquem & Jourdy, 1869)**

1919 *Perisphinctes moorei* Oppel, Gemmellaro M., pag. 3.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario 017.70/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.70/1	-	-	170.00	70.30	0,41	54.50	0,32	44.70	0,26	0,82

DESCRIZIONE

MGUP-017.70/1 è un modello interno di grosse dimensioni in cui sono presenti sia il fragmocono che la camera di abitazione. La linea di sutura non è approssimata. Si tratta, quindi, di un individuo pre-adulto.

La conchiglia è platicona, di forma discoidale, compressa, con sezione ovale ed i fianchi paralleli. L'ombelico è abbastanza ampio e profondo, sebbene i primi giri non siano conservati. Il muro ombelicale è leggermente obliquo e si raccorda sui fianchi tramite il margine ombelicale arrotondato. La sezione è alta e di forma ovale.

L'ornamentazione (conservatasi solo su uno dei fianchi) è costituita da coste primarie che si dipartono dal margine ombelicale, non molto rilevate, dritte, ravvicinate e sottili nel giro interno ma che divengono via via più spaziate nell'ultimo giro. Sono presenti anche sulla camera di abitazione. Coste secondarie numerose, prorsiradiate, regolarmente spaziate, iniziano a circa metà del giro di spira e sono praticamente assenti nella camera di abitazione. A causa dello stato di conservazione del campione, non è ben chiaro se le coste primarie siano bi- o triforcate o se siano presenti, invece, delle coste intercalate a quelle secondarie.

La conchiglia è priva di costrizioni. Le linee di sutura si seguono sino a circa 2/3 dell'ultimo giro di spira ove inizia la camera di abitazione.

DISCUSSIONE

L'esemplare MGUP-017.70/1 presenta numerose analogie con la descrizione fatta da Mangold (1970) per la specie in esame. In particolare, sebbene gli esemplari descritti dall'Autore siano tutti di dimensioni maggiori, i rapporti dei principali parametri morfometrici sono tutti corrispondenti, soprattutto con quelli dell'olotipo (esemplare di pag. 28, Fig. 9).

Altre somiglianze riguardano l'avvolgimento e l'ornamentazione dei giri interni, caratterizzati da coste primarie ravvicinate e poco proverse. Tuttavia, non è stato possibile confrontare il numero di coste primarie dei giri interni a causa dello stato di conservazione dell'esemplare in esame.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

P. (P.) quercinus definisce l'orizzonte omonimo all'interno della Biozona Retrocostatum (base del Batoniano superiore) nella Provincia submediterranea.

Procerites (Procerites) cf. progracilis Cox & Arkell, 1950

1919 *Perisphinctes* sp. Opperl, Gemmellaro M.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario 017.54/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.54/1	-	-	105.00	30.00	0,28	43.00	0,41	35.50	0,33	0,82

DESCRIZIONE

L'esemplare, conservatosi come modello interno, presenta una conchiglia di medie dimensioni, platicona, discoidale, compressa, con sezione ovale ed i fianchi paralleli. L'ombelico è piuttosto piccolo e profondo. Il muro ombelicale è subverticale e si raccorda sui fianchi tramite il margine ombelicale arrotondato.

La sezione è alta, di forma ovale, con ventre arrotondato. L'ornamentazione, mal conservatasi, è costituita da sottili coste primarie che si dipartono dal margine ombelicale, non molto rilevate, dritte e ravvicinate. A circa metà del giro di spira queste si biforcano in coste secondarie, leggermente prorsiradiate, con intercalate una (o due) coste "accessorie". La conchiglia presenta una costrizione, con andamento obliquo, a circa 2/3 dell'ultimo giro di spira.

DISCUSSIONE

Il campione, interamente settato, è caratterizzato da una superficie di disarticolazione e una chiara discontinuità riempimento-matrice che permettono di classificarlo come Md-Mf (modello disarticolato-frammentato), chiaramente rielaborato tafonomicamente.

Specie tipo del sottogenere *Gracilisphinctes*, sinonimo di *Procerites* s.s. (vedi Mangold, 1970), si distingue per i suoi giri interni evoluti, con sezione più quadrata, caratterizzati da costrizioni, e con i giri più esterni più compressi.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

P. progracilis definisce una omonima biozona alla base del Batoniano medio nelle province subboreale e submediterranea.

In Sicilia, Wendt (1963) segnala la presenza di *Procerites* (*G.*) sp. nel Batoniano di Montagna Grande (TP).

Procerites (Procerites) cf. schloenbachi (De Grossouvre, 1907)

1919 *Perisphinctes* sp., Gemmellaro M.

MATERIALE

Un esemplare, indicato con il numero d'inventario 017.59/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.59/1	-	-	126.00	38.00	0,30	52.00	0,41	~40.00	~0,31	~0,77
			108.00	31.88	0,29	46.00	0,42	38.00	0,35	0,82

DESCRIZIONE

Il campione, conservato come modello interno, presenta una conchiglia di medie dimensioni, di forma platicona, discoidale, compressa, con sezione alta e ovale ed i fianchi paralleli. Ventre e margine ombelicale arrotondati. L'ombelico è piuttosto piccolo e profondo. Il muro ombelicale è sub verticale.

L'ornamentazione (non visibile su uno dei fianchi) è costituita da coste primarie che si dipartono dal margine ombelicale, leggermente prorsiradiate e ravvicinate; poco oltre la metà del giro di spira si biforcano in coste secondarie, anch'esse prorsiradiate,

con intercalata una costa “accessoria”. Le coste secondarie tendono a scomparire in prossimità della terminazione della spira, sostituite progressivamente da strie molto sottili e fitte. Una piccola costrizione è presente nel penultimo giro di spira mentre l’ultimo giro ne sarebbe privo.

DISCUSSIONE

Il campione, probabilmente un esemplare adulto, si è conservato come fragmocono. Una superficie di disarticolazione e la discontinuità riempimento-matrice che permettono di classificarlo come Md-Mf (modello disarticolato-frammentato), chiaramente rielaborato tafonomicamente.

Sebbene di più piccole dimensioni se confrontato con forme analoghe, l’esemplare analizzato mostra numerose somiglianze con la specie in esame, in particolare per la sezione della spira che si presenta alta, ovale ed il cui spessore massimo è raggiunto poco oltre il margine periombelicale. Inoltre, i parametri morfometrici sono confrontabili con quelli ricavati dall’esemplare figurato da Torrens (1987) nella Tav. 6, Fig. 10.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Procerites (P.) schloenbachi è segnalato nel Batoniano inferiore della Provincia Submediterranea, Biozona Zigzag, Sottozona Parvum (Mangold & Rioult, 1997).

Subfamiglia PSEUDOPERISPHINCTINAE Schindewolf, 1925

Genere *Choffatia* Siemiradzki, 1898

Il genere raggruppa conchiglie di taglia da media a larga, con coste primarie e secondarie ben differenziate e regolari che si attenuano gradualmente sull’area ventrale, diventando più distanziate e deboli sul giro esterno.

Secondo Mangold (1970), il genere *Choffatia* raggrupperebbe due sottogeneri, *Choffatia* e *Subgrossouvria*, con il valore di macroconchi (M). Le forme microconche (m) sarebbero, invece, riunite nel sottogenere *Grossouvria*. All’interno di quest’ultimo, l’Autore distingue due gruppi: il gruppo *kontkiewiczzi-variabilis* sarebbe la controparte microconca di *Choffatia* s.s. mentre il gruppo *Grossouvria evexa-sulcifera* rappresenterebbe i microconchi per *Subgrossouvria*.

Sottogenere *Choffatia* Siemiradzki, 1898
Specie-tipo *Perisphinctes cobra* Waagen, 1875

Choffatia (Choffatia) sp.

1919 *Perisphinctes caroli* Gemmellaro, Gemmellaro M.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario 017.55/1.

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.55/1	-	-	154.30	81.60	0,52	42.80	0,27	40.07	0,26	0,93
			146.30	79.80	0.54	40.50	0.27	37.00	0.25	0.91

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DESCRIZIONE

Il campione, di medie dimensioni, presenta l'ultimo giro di spira discretamente conservato mentre l'area ombelicale è totalmente obliterata, ad eccezione di una piccola porzione nel penultimo giro.

L'esemplare presenta una conchiglia compressa, evoluta e con un ombelico ampio. La sezione trasversale si mantiene circolare sino a circa metà dell'ultimo giro; da qui essa diviene progressivamente più ovale.

Le coste primarie sono ben distanziate, anche nei giri interni (naturalmente ove essi sono visibili) e si triforcano in modo regolare. Le linee di sutura sono visibili e si seguono sino al termine dell'ultimo giro di spira. Sono presenti due costrizioni, profonde, proverse, limitate da due salienze (cércini).

DISCUSSIONE

Il campione in esame è costituito dal modello interno di fragmocono di un esemplare adulto e macroconco. Questo si conservato come Md-Mf (modello disarticolato-frammentato), tafonomicamente rielaborato, a causa della discontinuità

riempimento/matrice e la superficie di disarticolazione al termine dell'ultimo giro di spira.

Attribuita originariamente a *C. caroli* Gemmellaro, 1873, l'esemplare in esame mostra, invece, alcune somiglianze con la specie *Choffatia (Choffatia) waageni* (Teisseyre, 1889). Con questa specie condivide, infatti: la conchiglia compressa dall'ampio ombelico, l'accrescimento lento, le coste primarie dritte e ben spaziate, le coste ventrali rette, le costrizioni ben visibili, proverse, profonde e limitate da due cercini. Tuttavia, in mancanza della zona ombelicale, che in queste forme risulta determinante ai fini dell'attribuzione specifica, non è possibile attribuire con certezza l'esemplare in esame alla specie citata.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Geograficamente, il genere *Choffatia* si estende su vaste aree della Tetide (dal Batoniano superiore al Calloviano medio), con diverse presenze nelle aree Mediterranee e dell'Europa nord-occidentale. *Choffatia (Choffatia) waageni* è una forma tipica del Calloviano medio.

Sottogenere *Subgrossouvria* Spath, 1924

Specie-tipo *Perisphinctes aberrans* Waagen, 1875

Choffatia (Subgrossouvria) recuperoi (Gemmellaro, 1873)

1954 *Grossouvria recuperoi* (Gemmellaro), Bruno, pag. 23.

MATERIALE

Un esemplare, indicato con il numero d'inventario B.23/1, conservato come modello interno.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.23/1	-	-	102.66	-	-	28.30	0.27	~33.50	~0.32	~1.18
			87.40	48.50	0.55	23.50	0.26	~26	~0.30	~1.10

DESCRIZIONE

Il campione è di forma circolare così come la sezione della spira. L'ornamentazione è costituita da coste primarie, alte, affilate, ben distanziate e leggermente proiettate in avanti, che si triforcano, a circa metà della spira, in coste ventrali sottili e poco rilevate.

È presente una profonda costrizione, con andamento prorsiradiato, a circa 88,60 mm del diametro.

DISCUSSIONE

L'esemplare si presenta in cattivo stato di conservazione in quanto sono presenti solo alcuni frammenti dell'ultimo giro di spira. Le linee di sutura non sono ben visibili; si può, tuttavia, affermare di essere in presenza del solo fragmocono di un individuo adulto macroconco. La superficie di troncamento e le discontinuità strutturali, tessiturali e litologiche riempimento/matrice permettono di classificarlo come esemplare tafonomicamente rielaborato (Md-Mt).

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Choffatia (Subgrossuvria) recuperoi è una specie ben nota in letteratura, apparentemente comune, distribuita equamente dal Batoniano superiore al Calloviano inferiore (Galácz in Pavia & Cresta, 2002).

Choffatia (Subgrossouvria) aff. recuperoi (Gemmellaro, 1873)

1919 *Perisphinctes recuperoi* Gemmellaro, Gemmellaro M., pag. 3.

MATERIALE

Un esemplare, indicato con il numero d'inventario e 017.58/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.58/1	-	-	103.70	57.20	0.55	27.00	0,26	29.60	0,28	1,10
			89.00	47.13	0.53	23.98	0.27	25.4	0.28	1.06

DESCRIZIONE

Costituito dal solo modello interno, l'esemplare mostra una conchiglia compressa, evoluta, con un ombelico ampio e con una sezione trasversale quasi circolare.

Le coste primarie, regolarmente distanziate, sono alte e affilate e si triforcano in modo regolare. Le linee di sutura sono ben visibili nei giri interni. In quelli esterni si seguono, anche se con una certa difficoltà, sino al termine della spira.

DISCUSSIONE

L'esemplare preso in esame è stato confrontato con l'olotipo di *C. (S.) recuperoi* istituito da G.G. Gemmellaro ecustodito, presso il Museo Geologico omonimo, con il numero d'inventario MGUP-017.32. Nonostante le notevoli somiglianze, sono state rilevate alcune differenze in relazione all'ornamentazione. In particolare, MGUP 017.32 presenta nei giri di spira interni, ma ad eccezione dell'ultimo, coste molto fitte e sottili, caratteristica non riscontrabile in MGUP 017.58/1. In esso, infatti, le coste sono ben distanziate sia nell'ultimo che nel penultimo giro.

Inoltre, Galácz (in Pavia & Cresta, 2002) segnala la presenza in *C. (S.) recuperoi* di ampie e profonde costrizioni che, in media, sono presenti in numero di tre per giro, in accordo con quanto riportato da Sequeiros (1974) che conferma la presenza di una profonda costrizione a 87 mm per un medesimo esemplare studiato. Costrizioni che non sono visibili in MGUP 017.58/1, se non nei primi due giri di spira. Ma anche qui sono difficilmente percepibili a causa del cattivo stato di conservazione di questa porzione della conchiglia.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

La specie è una delle forme appartenenti al genere *Choffatia* ampiamente ombelicate e fortemente costate, distribuite dalla parte alta del Batoniano Inferiore sino alla parte basale del Calloviano medio. Per la distribuzione stratigrafica di *C. (S.) recuperoi* si veda la scheda precedente.

Genere *Homeoplanulites* Buckman, 1922

Specie-tipo *Homeoplanulites homeomorphus* Buckman, 1922

Questo genere comprende due sottogeneri (Mangold, 1970): il primo include le forme microconche (m) che corrispondono al sottogenere nominale; il secondo, che comprende le forme macroconche (M), è indicato come *Parachoffatia* Mangold, 1970.

Sottogenere *Homeoplanulites* Buckman, 1922

***Homeoplanulites (Homeoplanulites) cf. balinensis* (Neumayr, 1871)**

1919 *Perisphinctes leptus* Gemmellaro, Gemmellaro M., p. 3

MATERIALE

Un esemplare di medie dimensioni indicato con il numero d'inventario 017.57/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Contrada Tardàra, Menfi (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
017.57/1	-	-	92.30	44.50	0,48	27.80	0,30	~22.00	~0,24	0.79

DESCRIZIONE

Il campione è costituito dal modello interno del fragmocono e si presenta in discrete condizioni, con l'ultimo giro eroso e frammentato in più punti.

La conchiglia è molto compressa, evoluta e con un ombelico ampio e mediamente profondo. I fianchi sono debolmente convergenti. Il muro periombelicale è

quasi subverticale e con lo sviluppo ontogenetico diviene, progressivamente, più alto ed evidente. La sezione trasversale è sub rettangolare, con il ventre leggermente appiattito.

L'ornamentazione è costituita da coste primarie e secondarie, leggermente proverse, che si biforcano a circa 2/3 del giro dei fianchi. Le coste primarie sono evidenti e ben spaziate e si cominciano ad infittire poco prima dell'inizio dell'ultimo giro. Sono presenti due costrizioni per giro di spira. Le linee di sutura sono visibili ed approssimate: si tratta, quindi, di un individuo adulto.

DISCUSSIONE

Sebbene l'esemplare in esame presenti notevoli somiglianze con la specie *H. (H.) balinensis*, alcuni dubbi permangono per ciò che concerne le dimensioni. Confrontato con altri esemplari riportati in letteratura, infatti, quello in esame appare di taglia mediamente più grande.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Homeoplanulites (H.) balinensis è una specie segnalata nel Calloviano inferiore (Biozona Koenigi, Provincia Subboreale) da Mangold (1970). Studi più recenti (Galàcz, 1994; Dietl, 1994) la collocano anche nella parte alta del Batoniano superiore (Biozona Discus, Dominio Boreale, Provincia Subboreale). Nella Provincia Submediterranea è riportata da Branger (2009) nel Calloviano inferiore (Biozona Bullatus, Sottobiozona Bullatus).

Famiglia ASPIDOCERATIDAE Zittel, 1895 emend Checa, 1985

Subfamiglia ASPIDOCERATINAE Zittel, 1895 emend Checa, 1985

Genere **Aspidoceras** Zittel, 1868

Specie-tipo *Ammonites rogoznicensis* Zeuschner, 1846

Il genere raggruppa forme con conchiglia da seminvoluta a evoluta, di dimensioni piccole, medie o grandi. La sezione oscilla da equidimensionale a francamente depressa, il cui disegno può variare da ovale a subquadrato sino a reniforme.

L'ornamentazione è costituita da una fila di tubercoli periombelicali e da un'altra fila di tubercoli laterali, generalmente meno numerosi. Con l'accrescimento, la

fila esterna può mantenersi o scomparire mentre la fila interna rimane sempre durante tutto lo sviluppo ontogenetico.

Il genere è distribuito dall'Oxfordiano superiore (Biozona Bimmammatum) al Berriasiano inferiore (Biozona Jacobi) (Checa, 1985).

***Aspidoceras acanthicum* (Oppel, 1863)**

1954 *Aspidoceras diplodesmum* (Oppel), Bruno, p. 25.

MATERIALE

Un esemplare, indicato con il numero d'inventario MGUP-B.3/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.3/1	-	-	112.00	34.72	0,31	47.28	0,42	~49	~0,43	1.03

DESCRIZIONE

L'esemplare, di cui manca metà della conchiglia, è conservato come modello interno con resti di alcune porzioni di guscio. Quest'ultimo, in alcune parti, è stato in passato asportato per permettere di osservare la linea di sutura.

La conchiglia è di medie dimensioni, mediamente involuta, interamente settata e presenta una forma circolare e compressa sui fianchi. La sezione è alta, ovale, con fianco convesso e ampio che gradualmente si raccorda con il ventre determinando la mancanza di spalle ventro-laterali.

Il margine ombelicale è arrotondato ed è ben marcato dalla congiunzione con il muro ombelicale, ben sviluppato e sub-verticale. L'ombelico è moderatamente largo e profondo ma è occluso da sedimento.

L'ornamentazione è costituita da due file di tubercoli, ravvicinate tra di loro. Una, ben visibile, è posizionata lungo il margine periombelicale; la seconda, non ben

conservata, decorre lungo la metà circa del fianco. Sul ventre, invece, sono visibili delle coste poco rilevate, dritte o leggermente proverse, che si fanno più ravvicinate in corrispondenza della terminazione della spira.

La linea di sutura è visibile a circa metà dell'ultimo giro di spira. Sebbene giovanile, non manca degli elementi tipici riferibili a quella degli stadi più maturi e figurata da vari autori (vedi Gemmellaro, 1882 e Checa, 1985)

DISCUSSIONE

Questa specie, che mostra una notevole variabilità intraspecifica, include individui di taglia medio-grande e si distingue facilmente dalla specie *A. diplodesmum* per le maggiori dimensioni e per il giro di spira più alto e compresso.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Numerosi autori (Christ, 1960; Benetti, 1977; Cecca *et al.* 1985; Cecca & Santantonio, 1988) segnalano la presenza di *Aspidoceras acanthicum* nel Kimmeridgiano in Italia. Anche Olóriz (1978) registra la presenza di questa specie nel Kimmeridgiano nella Cordillera Betica.

Aspidoceras acanthicum è specie indice della Biozona Acanthicum – parte basale del Kimmeridgiano superiore – nelle province Mediterranea e Submediterranea (Hantzpergue *et al.*, 1997). Checa (1985) lo considera, invece, una forma esclusivamente submediterranea, raggruppando molte segnalazioni delle specie in ambito mediterraneo in sinonimia con *A. uninodosum* Toulou e ignorando così le segnalazioni “prealpine” di numerosi autori, così come riportato da Sarti (1993).

***Aspidoceras cf. acanthicum* (Oppel, 1863)**

1954 *Aspidoceras aff. longispinus* (Sowerby), Bruno, p. 25, Tav. 2, Fig. 2.

MATERIALE

Un esemplare, indicato con il numero d'inventario MGUP-B.16/1.

LOCALITÀ DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.16/1	2	2	90.80	24.60	0,27	40.00	0,44	~40	~0,44	1,00

DESCRIZIONE

L'esemplare, costituito solamente da metà conchiglia, è conservato come modello interno con resti di alcune porzioni di guscio. Come per il modello precedente, anche in questo esemplare il guscio è stato in alcune parti asportato per permettere di osservare la linea di sutura.

La conchiglia è di medie dimensioni, mediamente involuta, interamente settata e presenta una forma circolare e compressa sui fianchi. La sezione è alta, ovale, con fianco convesso e ampio che gradualmente si raccorda con il ventre determinando la mancanza di spalle ventro-laterali.

Il margine ombelicale è ben marcato dalla congiunzione con il muro ombelicale, ben sviluppato e praticamente verticale. L'ombelico è moderatamente largo e profondo.

L'ornamentazione è costituita da due file di tubercoli. Quella che decorre lungo il margine periombelicale è costituita da tubercoli ravvicinati tra di loro e posizionati in modo tale da essere obliqui al margine periombelicale stesso. La seconda decorre lungo la metà del fianco ed è costituita da un numero nettamente inferiore di tubercoli, con sezione leggermente allungata e perpendicolari al fianco stesso. Sul ventre, in prossimità della terminazione dell'ultimo giro di spira, sono visibili delle sottilissime coste che, a causa dello stato di conservazione dell'esemplare, non si seguono sul fianco.

La linea di sutura, tipica del genere *Aspidoceras*, è visibile in prossimità della terminazione dell'ultimo giro di spira. Nonostante l'asportazione del guscio ne abbia determinato la perdita di alcuni elementi, è tuttavia possibile confrontarla con quella della specie in esame con la quale presenta molti punti in comune.

DISCUSSIONE

L'esemplare in esame è stato attribuito da Bruno (1954) alla specie *A. aff. longispinus*. Tuttavia, si differenzia da questa per la sezione più alta che larga e per la linea di sutura. Nell'esemplare B.16/1, infatti, questa presenta tre selle principali mentre

in quella di *A. longispinum* essa è costituita da cinque selle così come riportato da Schlegelmilch (1994) a pag. 126.

Le dimensioni dell'esemplare in esame, confrontate con quelle di altri esemplari conservati presso il Museo "G.G. Gemmellaro" di Palermo, fanno ipotizzare che si possa trattare del nucleo di un *A. acanthicum*. Ciò nonostante, il cattivo stato di conservazione non consente di attribuire con certezza alla specie ora menzionata il campione esaminato.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Aspidoceras acanthicum è specie indice della Biozona Acanthicum – parte basale del Kimmeridgiano superiore – nelle provincie Mediterranea e Submediterranea (Hantzpergue *et al.*, 1997)

Aspidoceras longispinum (Sowerby, 1825)

1954 *Aspidoceras diplodesmum* Gemmellaro, Bruno, p. 25.

MATERIALE

Un esemplare, indicato con il numero d'inventario MGUP-B.3/2.

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.3/2	-	-	56,55	18.80	0.33	23.65	0.41	~26	~0.45	~1.10

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DESCRIZIONE

L'esemplare, costituito solamente da metà conchiglia, è conservato come modello interno con resti di alcune porzioni di guscio. Il guscio è stato precedentemente asportato in alcune parti per permettere di osservare la linea di sutura.

La conchiglia è di forma discoidale, compressa, di piccole dimensioni, mediamente involuta e interamente settata. La sezione dei giri è circolare, quasi ovale. Il ventre è liscio e arrotondato. Anche il margine ombelicale è arrotondato e si raccorda con una ripida parete ombelicale. L'ombelico, moderatamente largo e profondo, è eroso per cui è possibile osservare solo l'ultimo giro di spira.

L'ornamentazione è costituita da due file di tubercoli, una periombelicale, l'altra laterale. Queste, piuttosto ravvicinate all'inizio della spira, tendono con l'ontogenesi ad allontanarsi rimanendo, tuttavia, sempre appaiate. La sezione dei tubercoli è circolare e, sebbene l'esemplare sia in cattivo stato di conservazione, alcuni di essi si presentano ben allungati, quasi spiniformi.

DISCUSSIONE

L'esemplare in esame è stato originariamente attribuito da Bruno (1954) alla specie *A. diplodesmum*. Confrontato con l'olotipo conservato presso il Museo Gemmellaro di Palermo, se ne differenzia, tra le altre cose, per la sezione più arrotondata, l'ombelico leggermente più ampio e il rapporto Wb/Wh più vicino a quello riportato da Schlegelmilch (1994) per la specie in esame.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

In Italia, *Aspidoceras longispinum* è segnalato da Sarti (1993) e da Pavia *et al.* (1987) nella Biozona Acanthicum (parte basale del Kimmeridgiano superiore).

Nella Provincia Mediterranea, la Sottobiozona Longispinum (parte inferiore della Biozona Acanthicum) è definita per l'abbondanza della specie omonima (Hantzpergue *et al.*, 1997).

Subfamiglia PHYSODOCERATINAE Schindewolf, 1925 emend. Chaca, 1985

Genere **Physodoceras** Hyatt, 1900

Specie-tipo *Ammonites circumspinosus* Quenstedt, 1858

Il genere raggruppa esemplari di dimensioni medio-piccole, con conchiglia da involuta a seminvoluta e di forma globulare. Il guscio è liscio ad eccezione di una fila interna di tubercoli spiniformi posizionati sul margine ombelicale e diretti verso l'interno dell'ombelico.

La sezione oscilla da ovale a rotonda. Il genere, abbondante nelle province Mediterranea e Submediterranea, è distribuito dall'Oxfordiano superiore (base della Biozona Bimmamatum) al Kimmerdgiano inferiore (Biozona Divisum) (Checa, 1985).

***Physodoceras cf. wolfi* (Neumayr, 1873)**

1954 *Aspidoceras contemporaneum* Favre, Bruno, pag. 25, Tav. 2, Fig. 4.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario MGUP-B.7/1,

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.7/1	2	4	58.00	14.58	0,25	27.83	0,48	33.80	0,58	1,21

DESCRIZIONE

L'esemplare è costituito dal modello interno di fragmocono con resti di alcune porzioni di guscio. Quest'ultimo, in passato, è stato in alcune parti asportato per permettere di osservare la linea di sutura.

La conchiglia è di piccole dimensioni, mediamente involuta, e presenta una forma globosa - con lo spessore maggiore che si raggiunge in prossimità dell'ombelico - e con i fianchi convergenti verso il ventre. La sezione è trapezoidale, leggermente più larga che alta. I fianchi si raccordano gradualmente con il ventre determinando la mancanza di spalle ventro-laterali. Il muro ombelicale è ripido mentre il margine periombelicale è arrotondato. L'ombelico è piuttosto stretto e profondo ma è occluso da sedimento.

La conchiglia è liscia. Tuttavia, in prossimità della terminazione della spira, laddove si è conservato una porzione di guscio, sono visibili delle strie sottilissime leggermente prorsiradiate. È presente, inoltre, una fila di tubercoli, a sezione circolare e piuttosto ravvicinati tra di loro, che decorrono lungo tutto il margine periombelicale.

DISCUSSIONE

Checa (1985) raggruppa e pone in sinonimia con *P. wolfi* numerose specie “classiche” degli antichi autori, tra cui *P. insulanum* (Gemmellaro), *P. contemporaneus* (Favre) e *P. montisprimi* (Canavari).

Sarti (1993), seguendo il concetto allargato esposto da Checa in precedenza, distingue all'interno della specie tre morfotipi (*WOLFI – INSULANUM – MONTISPRIMI*) e definisce la variabilità intraspecifica in funzione del tipo e numero di tubercoli periombelicali.

Tuttavia, in un recente lavoro di revisione delle specie di Gemmellaro, D'Arpa & Meléndez (in Pavia & Cresta, 2002) mantengono *P. wolfi* separato da *P. insulanum* a causa della maggiore larghezza della spira e dei tubercoli più robusti.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Gli esemplari raccolti da Sarti (1993) provengono dalla Zona Silenum, Subzona Trenerites, sino alla Zona Divisum, Subzona Divisum (Kimmeridgiano inferiore).

Checa (1985) lo segnala dalla Zona Bimammatum (Oxfordiano superiore) sino alla parte alta della Zona Strombecki (Kimmeridgiano inferiore) della Cordillera Betica, con acme nella Zona Strombecki. Pavia *et al.* (1987) riportano *P. wolfi* dalla Zona Bimammatum alla Zona Strombecki mentre per *P. contemporaneum* indicano una distribuzione stratigrafica che va dalla Zona Divisum (Subzona Uhlandi) sino alla Zona Acanthicum (Kimmeridgiano medio).

Infine, Martire (1989) lo segnala dalla Zona Strombecki alla parte bassa della Zona Divisum (per *P. wolfi*), parte bassa della Zona Divisum (per *P. contemporaneum*).

Famiglia OLCOSTEPHANIDAE Haug, 1910

Subfamiglia SPITICERATINAE Spath, 1924

Genere *Spiticeras* Ulig, 1903

Specie-tipo *Ammonites spitiensis* Blanford, 1863

Il genere, distribuito dal Titoniano superiore al Berriasiano, è costituito da forme con conchiglia semievoluta o evoluta con sezione di spira ovale. Circa 2-5 coste prorsiradiate hanno origine dai tubercoli ombelicali, si ramificano sui fianchi e attraversano il ventre. Ogni giro presenta da 2 a 4 profonde costrizioni.

Sottogenere *Spiticeras* Ulig, 1903

Giri interni coronati, coste che si biforcano dai tubercoli mediani laterali che successivamente scompaiono e coste che si biforcano dai tubercoli laterali; il giro esterno può essere alto con il ventre strettamente arrotondato. Distribuzione stratigrafica coincidente con quella del genere (Arkell *et al.*, 1957).

Spiticeras (Spiticeras) spitiense (Blanford, 1863)

1954 *Stephanoceras cf. damesi* Steuer, Bruno, pag. 26, Tav. 1, Fig. 4.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario MGUP-B.8/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.8/1	1	4	100.00	36.18	0,36	39.00	0,39	~32,00	~0,32	~0,82

DESCRIZIONE

L'esemplare è costituito dal modello interno con resti di porzioni di guscio, parte del quale è stato in passato asportato per permettere di osservarne la linea di sutura.

La conchiglia è di forma circolare, di medie dimensioni e mediamente evoluta. I fianchi sono compressi e convergenti verso il ventre, anch'esso ben arrotondato. La sezione è sub-trapezoidale.

L'ombelico è ampio e profondo. Il muro ombelicale è verticale, con il margine ombelicale ornato da una fila di tubercoli. Questi hanno una sezione leggermente allungata, sono piuttosto ravvicinati tra di loro e decorrono, per tutto l'ombelico, lungo il margine periombelicale. Dai tubercoli si dipartono delle coste, ben marcate e ravvicinate che decorrono dritte per poi diventare marcatamente prorsiradiate in

prossimità e sul ventre. Sono presenti alcune robuste costrizioni, anch'esse con andamento obliquo.

Rimane dubbia la presenza della camera di abitazione, dato che non è possibile seguire con chiarezza la linea di sutura oltre la metà dell'ultimo giro di spira. È presente, inoltre, una superficie di troncamento.

DISCUSSIONE

Attribuito da Bruno (1954) alla forma *Stephanoceras* cf. *damesi*, si distingue da questo per un ombelico leggermente più stretto e, soprattutto, per la linea di sutura molto più simile a quella della specie in esame e riportata da Roman (1938).

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

La specie ha una diffusione praticamente cosmopolita ed è distribuita dal Giurassico superiore (Titoniano superiore) sino al Cretacico Inferiore (Berriasiano) (Arkell *et al.*, 1957). In Sicilia è segnalato nel Titoniano superiore (Biozona Durangites) a C.da Diesi (Sciacca) (Baldanza *et al.*, 2002b).

Spiticeras cf. *spitiense* (Blanford, 1863)

1954 *Perisphinctes groteanus* Opper, Bruno.

MATERIALE

Due esemplari indicati con il numero d'inventario MGUP-B.17/1 e MGUP-B.17/2.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.17/1	-	-	38.61	16.85	0.43	12.83	0.33	~14	~0.36	~1.10
B.17/2	-	-	62.68	22.07	0,35	24.56	0,39	~ 26	~0,41	~1,05

DESCRIZIONE

L'esemplare MGUP-B.17/1, conservato come modello interno, presenta una conchiglia di forma circolare, mediamente evoluta, con un ombelico moderatamente profondo. Il muro ombelicale è ripido, arrotondato, con il margine ombelicale ornato da una fila di tubercoli con sezione allungata e ravvicinati tra di loro. Nel primo giro dai tubercoli si ramificano 3 o 4 coste sottili, che divengono prorsiradiate in prossimità del margine ventrale e attraversano ininterrotte il ventre. Sono presenti due costrizioni, profonde e leggermente sigmoidali, bordate da un ispessimento del guscio sul lato apicale.

Più difficile definire il tipo di ornamentazione nel frammento dell'ultimo giro di spira. Anche qui il margine ombelicale è bordato da una fila di tubercoli, più distanziati che nei giri precedenti, ma piuttosto erosi. Da questi si diparte un numero imprecisato di sottili coste secondarie che decorrono dritte per poi diventare prorsiradiate in prossimità e sul ventre. Tali coste sono interrotte da una costrizione, obliqua e prorsiradiata, bordata da un ispessimento del guscio sul lato apicale. Il fianco è arrotondato e converge verso il ventre, anch'esso arrotondato. La sezione è sub-trapezoidale: leggermente schiacciata nel nucleo, più alta che larga, invece, nell'ultimo giro.

L'esemplare è costituito dal solo fragmocono in quanto si presenta interamente settato. Porzioni della linea di sutura, i cui unici elementi apprezzabili sono la sella ventrale, la 1° sella laterale e il lobo laterale, sono ben visibili nella parte terminale dell'ultimo giro di spira.

Il secondo esemplare, preservato come modello interno di fragmocono con alcuni frammenti di guscio, ha una conchiglia di forma circolare, mediamente evoluta, con un ombelico piccolo e profondo. I fianchi sono molto arrotondati e convergono verso il ventre, anch'esso arrotondato. La sezione è sub-trapezoidale, leggermente compressa sui fianchi.

Il muro ombelicale è ripido, verticale, con il margine ombelicale ornato da una fila di forti tubercoli (in numero di 21-22) con sezione allungata e piuttosto ravvicinati tra di loro. Dai tubercoli si ramificano quattro sottili coste, sebbene il numero esatto non è facilmente determinabile a causa dello stato di conservazione del campione.

Queste decorrono dritte per poi divenire leggermente prorsiradiate a circa metà del fianco e attraversano ininterrotte il ventre. Sono presenti tre profonde costrizioni oblique bordate da un ispessimento sul lato apicale. Lo stato di conservazione della conchiglia non permette di apprezzare la linea di sutura.

DISCUSSIONE

Entrambi gli esemplari si presentano in cattivo stato di conservazione per cui diventa difficile una loro attribuzione a livello specifico. Tuttavia, le caratteristiche morfologiche dei due esemplari consentono di confrontarli con quelle di *S. (S) spitiense*, con il quale condividono la forma generale del guscio, tipo e numero di tubercoli periombelicali, tipo e numero di costrizioni per giro nonché forma delle coste.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

S. spitiense ha una diffusione praticamente cosmopolita ed è distribuita dal Giurassico superiore (Titoniano superiore) sino al Cretacico Inferiore (Berriasiano) (Arkell *et al.*, 1957). In Sicilia è segnalato nel Titoniano superiore, Biozona Durangites, a Contrada Diesi (Sciacca) (Baldanza *et al.*, 2002b).

Spiticeras sp.

1954 *Perisphinctes grotanus* Opper, Bruno, pag. 27, Tav. 2, Fig. 1.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario MGUP-B.17/3.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.17/3	2	1	124.85	42.60	0,34	43.50	0,35	~ 74	~0,59	~1,70

DESCRIZIONE

Il campione, di medie dimensioni, è conservato come modello interno ma sono presenti resti del guscio. Quest'ultimo, in passato, è stato asportato in alcune parti per permettere di osservare la linea di sutura.

Dell'esemplare è presente solo metà conchiglia (sia in senso longitudinale che trasversale). Questa è di forma circolare, mediamente evoluta, con un ombelico molto profondo, praticamente crateriforme. I fianchi sono arrotondati e convergono verso l'ampio ventre. La sezione è leggermente compressa sul ventre, quasi reniforme. La conchiglia mostra, nel complesso, un aspetto globoso.

Il muro ombelicale è ripido, verticale, con un margine ombelicale ornato da una fila di forti tubercoli con sezione leggermente allungata (la sezione diviene arrotondata in prossimità della terminazione della spira) e piuttosto distanziati tra di loro.

Nell'ultimo giro si può osservare come dai tubercoli si ramifichino 4 o 5 coste sottili che, a circa metà del fianco della spira, sembrano diventare dicotomiche (carattere che non è facilmente determinabile a causa dello stato di conservazione dell'esemplare). Le coste decorrono più o meno dritte per poi diventare prorsiradiate in corrispondenza della "biforcazione". È presente una costrizione nel primo giro di spira.

L'esemplare è quasi interamente settato con setti ben distanziati fra di loro. A causa dello stato di conservazione, non è possibile apprezzare la presenza della camera di abitazione.

DISCUSSIONE

L'esemplare presenta molte delle caratteristiche tipiche del genere in esame. Tuttavia lo stato di conservazione non consente una attribuzione a livello specifico. In accordo alla sua morfologia, si avvicina a forme del Berriasiano medio e superiore (M. Company, com. pers.).

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Spiticeras è un genere del Giurassico superiore (Titoniano superiore)-Cretacico Inferiore (Berriasiano) segnalato nel Centro e Sud Europa, Nord Africa, Pakistan, India, Messico, Cuba e Argentina.

Famiglia NEOCOMITIDAE Salfeld, 1921

Subfamiglia BERRIASELLINAE Spath, 1922

Genere *Berriasella* Uligh, 1905

Specie-tipo *Ammonites privasensis* Pictet, 1867

Forme più o meno compresse con i fianchi generalmente convessi. Costolazione netta e affilata, semplice o biforcata, senza modificazioni fino al bordo dell'apertura. Ventre con una banda liscia stretta o con un solco che si sviluppa fino alla metà dei giri interni.

***Berriasella* sp.**

1954 *Grossouvria* cf. *leptus* (Gemmellaro), Bruno.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario MGUP-B.13/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.13/1	-	-	87,65	~33	~0.37	32.26	0.36	~33	~0.37	~1,00

DESCRIZIONE

L'esemplare, conservato come frammento di fragmocono, è un modello interno in cui sono presenti tracce del guscio.

La conchiglia è di forma circolare, di piccole dimensioni. I fianchi sono piatti e paralleli, leggermente divergenti. La sezione è sub-rettangolare, con ventre arrotondato. L'ombelico è piccolo e ostruito da sedimento. Il muro ombelicale è verticale.

Le coste sono sottili, ravvicinate, e decorrono dritte o leggermente ondulate, in particolare in prossimità del ventre, sino a circa metà della spira ove si biforcano. L'individuo è interamente settato, con setti ben distanziati.

DISCUSSIONE

Lo stato di conservazione del campione non ne consente una attribuzione a livello specifico.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Il genere è distribuito dal Titoniano superiore al Berriasiano.

Berriasellide ind.

1954 *Grossouvria lepta* (Gemmellaro), Bruno, pag. 22, Tav. 2, Fig. 3.

MATERIALE

Un esemplare, indicato con il numero d'inventario MGUP-B.10/1. Nell'esemplare si è conservato il guscio che è stato in passato parzialmente asportato per permettere di osservarne la linea di sutura.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.10/1	2	3	140.93	59.00	0.41	46.70	0.33	~40	~0.28	~0.85
			125.30	53.00	0.42	41.00	0,32	~35	~0,28	~0,85
			110.47	46.86	0,42	36.60	0.33	~30	~0.27	~0.81

DESCRIZIONE

La conchiglia è di forma circolare, moderatamente evoluta, di medio-grandi dimensioni. I fianchi sono piatti e paralleli. La sezione è sub-rettangolare, più alta che larga. L'ombelico è ampio e poco profondo, con muro ombelicale sub-verticale

Le coste sono robuste e decorrono, leggermente prorsiradiate o sinusoidali, sino a circa metà della spira ove si biforcano. Nell'ultimo giro, in prossimità del margine ombelicale, le coste si ispessiscono dando luogo ad una sorta di tubercolo sottile e allungato. Le coste sono ravvicinate nei primi giri e diventano più spaziate con lo svolgersi della spira. Sono presenti coste secondarie intercalate. A volte due coste primarie contigue si irrobustiscono, dando luogo ad una costrizione poco accentuata, ondulata e prorsiradiata.

La camera di abitazione inizia poco oltre la metà dell'ultimo giro di spira. La linea di sutura è semplice. Potrebbe trattarsi di un individuo giovane in quanto la linea di sutura che si osserva non è approssimata.

DISCUSSIONE

L'esemplare presenta alcune somiglianze con la specie *Odontoceras malarguense*, figurata da Steuer (1921). Anche i parametri morfometrici e la linea di sutura sono confrontabili con quelli della specie sopra menzionata. Le differenze riguardano invece l'ombelico, più ampio, lo spessore della spira, leggermente più stretta, e una maggiore densità di coste per giro di spira.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Sulla base delle caratteristiche morfologiche si tratterebbe di una forma del Berrisiano medio o superiore (J.M. Tavera, com. pers.).

Nucleo di Berriasellidae

1954 *Perisphinctes colubrinus* Reinecke, Bruno, p.23.

MATERIALE

Un esemplare, indicato con il numero d'inventario MGUP-B.11/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.11/1	-	-	29.30	11.30	0,38	10.86	0,37	13.20	0,45	1,21

DESCRIZIONE

L'esemplare, interamente settato, di dimensioni molto piccole, è conservato come modello interno con resti di guscio. La conchiglia è di forma serpenticonica, con

sezione circolare, con una spira che si accresce rapidamente. I fianchi sono sub-paralleli e si raccordano sul ventre arrotondato. L'ombelico è piuttosto ampio e poco profondo. Il muro ombelicale è verticale con un'altezza che aumenta con lo sviluppo progressivo della spira.

L'ornamentazione è costituita da coste dritte, ravvicinate e rilevate, che si dipartono dal margine ombelicale e si biforcano poco oltre la metà del fianco, quasi in prossimità della spalla ventrolaterale.

Nonostante lo stato di conservazione dell'esemplare non sia ottimale, si rileva la presenza di numerose (almeno 4 o 5) costrizioni nell'ultimo giro che decorrono dritte e moderatamente profonde. La linea di sutura, presente sino alla terminazione della spira, è molto semplice e non è approssimata.

DISCUSSIONE

Dimensioni, ornamentazione e linea di sutura fanno ipotizzare di essere in presenza di un nucleo di Berriasellidae, per il quale non è possibile una determinazione a livello generico.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

La famiglia è conosciuta dal Titoniano al Neocomiano nelle Province Tetidee e Pacifiche (Arkell *et al.*, 1957).

Genere *Protacanthodiscus* Spath, 1923

Specie-tipo *Hoplites andreae* Kilian, 1889

Il genere è costituito da forme con ombelico medio, giri con sezione sub-quadrata quasi esagonale, leggermente convessa sui fianchi, ornata da coste forti e un po' irregolari. Giri intermedi ed esterni con alcune coste primarie – distanti, bitubercolate, irregolarmente ramificate dal tubercolo esterno laterale - e molte intercalate e non tubercolate. Ventre con una banda liscia mediana, in alcune bordata da piccole incipienti *bullae* e in altre da nodi parabolici.

Protacanthodiscus sp.

1954 *Protacanthodiscus* sp. Spath, Bruno, p. 28, Tav. 2, Fig. 5a.

MATERIALE

Un esemplare, indicato con il numero d'inventario MGUP-B.20/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/ Wh
B.20/1	2	5a	-	-	-	29,03	-	35,30	-	1,21

DESCRIZIONE

L'esemplare è costituito da un frammento di modello interno di fragmocono con inizio della camera di abitazione. Resti del guscio sono visibili nei giri interni.

Presenta una conchiglia a sezione sub-ottagonale, piuttosto evoluta e di medie dimensioni, che cresce molto rapidamente. L'ombelico è ampio e profondo. Il muro ombelicale è ripido.

L'ornamentazione è costituita da robuste coste spaziate, leggermente ondulate, che, dal margine ombelicale, giungono sino al ventre ma senza oltrepassarlo. Sulle coste, sulla spalla ventrolaterale ed in prossimità del ventre, sono presenti delle bullae. Il ventre è interessato da una banda mediana liscia.

La camera di abitazione inizia quasi in prossimità della terminazione dell'ultimo giro di spira. La linea di sutura sembrerebbe essere approssimata ma, ad un esame più approfondito, si nota come essa sia molto articolata, con lobi e selle che si sovrappongono con quelle delle linee di sutura precedenti e successive. Da quanto detto si tratterebbe, dunque, di un individuo giovane.

DISCUSSIONE

Viene confermata l'originaria attribuzione da parte di Bruno (1954). L'esemplare in esame, infatti, presenta notevoli affinità con la diagnosi fatta per il

genere da Roman (1938). Se ne differenzia per la sezione della spira, sub-ottagonale leggermente appiattita.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Il genere è segnalato nel Titoniano superiore in Europa meridionale, Africa settentrionale, Himalaya, California, Messico, Perù e Argentina (Nikolov, 1982).

Anche Benzaggagh (2000) ne conferma la presenza nel Titoniano superiore del Marocco. Tuttavia, come riportato da Olóriz & Tavera (1982), *Protacanthodiscus* è un genere che supera il limite Giurassico-Cretacico ed è presente nel Berriasiano inferiore.

Subfamiglia NEOCOMITINAE Salfeld, 1921

Genere *Kilianella* Uligh, 1905

Specie-tipo *Hoplites (K.) pexiptychus* Uligh, 1882

Il genere è costituito da forme evolute, con sezione di spira più o meno rigonfia; ventre leggermente scanalato; coste robuste, delicatamente flessuose, semplici o biforcate a metà fianco o, in alcune, sul margine ombelicale. I tubercoli possono accompagnare l'ispessimento delle coste sulla spalla, sul margine ombelicale o a metà fianco. Le costrizioni sono generalmente presenti. Il genere è distribuito in varie aree della Tetide dal Berriasiano superiore al Valanginiano superiore, più raramente alla base dell'Hauteriviano (Arkell *et al.*, 1957).

***Kilianella pexiptycha* Uligh, 1882**

1954 *Hoplites botellae* Kilian, Bruno, pag. 27.

MATERIALE

Un esemplare, indicato con il numero d'inventario MGUP-B.4/1.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/ Wh
B.4/1	-	-	-	-	-	17.00	-	15.00	-	0,88

DESCRIZIONE

L'esemplare è costituito da un piccolo frammento di modello interno. La conchiglia è di forma discoidale con sezione sub-trapeziodale ed i fianchi leggermente convergenti sul ventre.

I caratteri principali sono legati all'ornamentazione. Questa è costituita da coste flessuose, mediamente spaziate, che si biforcano a circa metà fianco. Si dipartono dal margine ombelicale e giungono sino al ventre, ove si interrompono. Qui, infatti, è presente una banda sifonale liscia.

Sono presenti due costrizioni ben marcate che seguono lo stesso andamento delle coste. Non sono visibili le linee di sutura.

DISCUSSIONE

Sebbene si tratti di un frammento, l'esemplare in esame mostra le caratteristiche tipiche della specie, in particolare con i caratteri riguardanti l'ornamentazione, l'altezza e lo spessore della spira.

Company (1987) e Reboulet (1995) considerano *K. pexiptycha* come una forma estrema di *K. roubaudiana* (d'Orbigny, 1850). Secondo questi Autori la specie di Uligh deve essere posta in sinonimia così come le specie e le sotto-specie create da Sajn (1907) che si differenziano da *K. roubaudiana* per la più o meno grande densità della costolazione e la frequenza più o meno elevata delle coste biforcate.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

Kilianella pexiptycha è un marker molto diffuso nel Valanginiano inferiore, segnalato in numerose aree della Tetide, tra le quali SE della Francia e Spagna (Uligh, 1910).

Genere *Rodigheroites* Company, 1987

Specie-tipo *Rodigheroites cardulus* Company, 1987

Si tratta di forme molto evolute che talora possono essere avvolte. La sezione è sub-circolare nei giri interni e moderatamente compressa nei giri esterni. La regione sifonale è leggermente convessa, stretta e liscia. Le coste, a volte, possono attraversare il ventre nello stadio finale dello sviluppo. Nello stadio giovanile, l'ornamentazione è di tipo neocomitide. Questo motivo ornamentale è rapidamente rimpiazzato da delle coste semplici, forti, rigide e tritubercolate. All'interno delle coste principali si intercalano delle coste più sottili e semplici, che diventano leggermente tubercolate nello stadio adulto (Reboulet, 1995).

Rodigheroites cf. cardulus Company, 1987

1954 *Protacanthodiscus* sp. Spath, Bruno, pag. 28, Tav. 2, Fig. 5.

MATERIALE

Un esemplare indicato con il numero d'inventario MGUP-B.20/2.

LOCALITA' DI RACCOLTA

Stretta Arancio, Sambuca di Sicilia (AG).

DIMENSIONI

campione	Tav.	Fig.	D	Uw	Uw/D	Wh	Wh/D	Wb	Wb/D	Wb/Wh
B.20/2	2	5	-	-	-	18,30	-	20,50	-	1,12

DESCRIZIONE

Si tratta di un piccolo frammento di camera di abitazione in cui si è preservata anche una piccola porzione di fragmocono. Presenti anche tracce del guscio.

La sezione della spira è sub-esagonale (o sub-ottogonale), con i fianchi paralleli. Il margine ombelicale è verticale e alto.

L'ornamentazione, apprezzabile di fatto solo sulla camera di abitazione, è piuttosto articolata. Essa è costituita da coste robuste che, dal margine ombelicale giungono dritte sino al ventre, ma senza oltrepassarlo. Su ognuna di esse sono presenti tre nodi: uno sul margine ombelicale, uno a metà del fianco e uno poco oltre la spalla ventro-laterale. All'altezza del secondo nodo la costa si biforca con una costa secondaria proiettata in avanti che termina, anch'essa, con un nodo poco oltre la spalla ventro-laterale. A queste si intercalano, in maniera irregolare, due (o talora una) coste secondarie, ravvicinate, dritte o leggermente ondulate terminanti, in prossimità del ventre, con un piccolo nodo.

Il ventre è caratterizzato da una banda sifonale liscia. Si tratta di un esemplare giovane in quanto la linea di sutura è ravvicinata ma non approssimata.

DISCUSSIONE

Originariamente attribuito da Bruno (1954) al genere *Protacanthodiscus*, l'esemplare esaminato - sebbene costituito da un piccolo frammento - presenta molti dei caratteri tipici della specie in oggetto, in particolare quelli legati all'ornamentazione. Tuttavia, si avvicinerebbe anche alla forma *R. ?lamberti* (Sayn, 1907) segnalata da Avram *et al.* (1993) per la presenza di una sorta di "cappio" formato dalla suddivisione delle coste primarie tra i tubercoli laterali e ventrolaterali.

DISTRIBUZIONE STRATIGRAFICA

R. cardulus è distribuito nel Valanginiano superiore (base della Zona Pachydicranus) della zona Subbetica e, probabilmente, delle Alpi meridionali (Company, 1987). È segnalata anche nella Biozona Peregrinus del Valanginiano superiore (Wippich, 2001).

È una specie diffusa in Romania, Italia, Alpi orientali, Francia, Spagna e Marocco (Vašiček, 2010).

BIBLIOGRAFIA

- Abate B., Agate M., Bambina A., Di Maggio C., Catalano R., Franchino A., Incandela A., Merlini S., Monteleone S., Sulli A. (1998) - Rapporti strutturali tra le Unità della Catena nella Sicilia Occidentale. 79° Congr. Soc. Geol. It., Palermo 21 - 23 Settembre 1998. Guida alle escursioni: 15-20.
- Abate B., Catalano R., Renda P. (1982) - I Monti di Palermo. In: Catalano R. & D'Argenio B. (Eds.) - Guida alla geologia della Sicilia occidentale S.G.I. Guide Geol. Reg.: 43-48.
- Arkell W.J. (1935-1948) – Monograph on the ammonites of the English Corallian beds. Palaeontogr. Soc. (London), lxxxiv: 1-420.
- Arkell W.J. (1956) – Jurassic Geology of the World. Oliver & Boyd, Edinburgh and London: 1-806.
- Arkell W.J., Kummel B. & Wright C.W. (1957) – Mesozoic Ammonoidea. In: Moore R.C. (ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part L, Mollusca 4, Cephalopoda, Ammonoidea. Geological Society of America and University of Kansas Press.
- Ashley G.M. (1990) – Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. Journ. Sed. Petrol., 60: 160-172.
- Atrops F. (1982) – Le sous-famille des Ataxioceratinae (Ammonitina) dans le Kimméridgien inférieur du Sud-Est de la France; systématique, evolution, chronostratigraphie des genres *Orthosphinctes* et *Ataxioceras*. Doc. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon, 83: 1-463.
- Atrops F., Enay R. & Meléndez G. (1993) – Joint meeting of the Oxfordian and Kimmeridgian Working Groups; Warsaw, 7-12 September 1992. Acta Geol. Polon., 43 (3-4): 157-168.
- Atrops F., Gygi R., Matyja B. & Wierzbowski A. (1993a) – The Amoeboceras fauna in the Middle Oxfordian-Lowermost Kimmeridgian Submediterranean succession and their correlation value. Acta Geol. Pol., 43 (1-2): 213-227.
- Atrops F. & Meléndez G. (1985) - Kimmeridgian and lower Tithonian of Calanda-Bergé region (Iberian Chain, Spain): some biostratigraphic remarks. Proc. 2° Int. Symp. Jurass. Stratigr., Erlangen, 1984, 2: 377-392.
- Atrops F. & Meléndez G. (1991) - On the *Orthosphinctes* succession and the biostratigraphic subdivisions for the Upper Oxfordian of Sub-Mediterranean province (southern Europe). III Int. Symp. Jurassic Stratigraphy, Abstr., 12: 1 p.

- Atrops F. & Meléndez G. (2003) – The section of Peyral at Sournon, Provence SE France, as a potential GSSP candidate for the Callovian-Oxfordian boundary at a global scale. In: Resúmenes XIX Jornadas de Paleontología (Eds. Pardo M.V. & Gonzalo R.). Universidad de Valencia: 30-31.
- Aurell M. (1990) - El Jurásico Superior de la Cordillera Iberica Central (Provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de cuenca. - Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza: 1-510.
- Aurell M. & Bádenas B. (1994) – Factors controlling the sedimentary evolution of the Kimmeridgian Ramp in the North Iberian Basin (NE Spain). *Estudios Geol.*, 50: 91-101.
- Aurell M., Meléndez G. & Salas R. (1990) - The Oxfordian depositional sequence in NE Iberian Chain. 1° Oxfordian Working Group Meeting, Zaragoza, 1988. *SEPAZ*, 2: 145-153.
- Aurell M., Robles S., Bádenas B., Rosales I., Quesadas S., Meléndez G. & García-Ramos J.C. (2003) - Transgressive-regressive cycles and Jurassic Palaeogeography of Northeast Iberia. *Sed. Geol.*, 162: 239-271.
- Avram E. & Grădinaru E. (1993) – A Peculiar Upper Valanginian Cephalopod Fauna from the Carpathian Bend (Codlea town Area, Romania): Biostratigraphic and Paleobiogeographic Implications. *Jb. Geol. B-A.*, 136 (4): 665-700.
- Bádenas B. (1999) - La Sedimentación en las rampas carbonatadas del Kimmeridgiense en las cuencas del Este de la Placa Ibérica. Tesis doctoral, Dpto. C. Tierra Univ. Zaragoza: 1- 256.
- Bádenas B. & Aurell M. (2001) - Kimmeridgian palaeogeography and basin evolution of northeastern Iberia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 168: 291-310.
- Bádenas B., Aurell M., Pérez-Urresti I. & Delvene G. (1998) – Estratigrafía y evolución sedimentaria del Oxfordiense superior-Titónico inferior en Ricla (Zaragoza). *Geogaceta*, 24: 35-38.
- Baldacci L. (1886) – Descrizione geologica dell'isola di Sicilia. *Mem. Carta Geol. Italia*. Vol. 1:1-403.
- Baldanza A., Cope J.W.C., D'Arpa C., Di Stefano P., Marino M.C., Mariotti N., Nicosia U., Pallini G., Parisi G., Petti F.M. (2002) - Contrada Diesi (Sciaccà) - Paraconformable late Early Jurassic drowning surface; Hiatuses, taphonomy and sedimentology of Upper Jurassic deposits; the Jurassic/Cretaceous boundary in the Saccense Domain. In: Santantonio M. (Ed.), *General Field Trip Guidebook*.

- VI International Symposium on the Jurassic System, 12–22 September 2002. Palermo, Italy: 173–182.
- Baldanza A., Cope J.W.C., D'Arpa C., Di Stefano P., Marino M.C., Mariotti N., Nicosia U., Parisi. G. & Petti F.M. (2002a) – Quarry at Contrada Diesi – Section I (Early Jurassic-Early Tithonian). In: Santantonio M. (Ed.), General Field Trip Guidebook. VI International Symposium on the Jurassic System, 12–22 September 2002. Palermo, Italy: 69–72.
- Baldanza A., Di Stefano P., Marino M.C., Mariotti N., Nicosia U., Pallini G., Parisi. G. & Petti F.M. (2002b) – Substop 2.2 – “Contrada Diesi II” (late Kimmeridgian-early Valanginian). In: Santantonio M. (Ed.), General Field Trip Guidebook. VI International Symposium on the Jurassic System, 12–22 September 2002. Palermo, Italy: 179–181.
- Balini M., Lucas S.G., Jenks J.F. & Spielmann J. A. (2010) - Triassic ammonoid biostratigraphy: an overview. Geological Society, London, Special Publications, 334: 221-262.
- Báncora C., Carmona J. & Meléndez G. (2005) - Sucesiones de ammonoideos del Jurásico de Calanda-Alcorisa. In: Meléndez G., Martínez C., Botella H. & Ros S. (eds): Miscelánea Paleontológica - Publ. Seminario de Paleontología de Zaragoza. SEPAZ, 6: 145-153.
- Baumgartner P.O. (1987) - Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. *Ecl. geol. Helv.*, 80 (3): 831-879.
- Baumgartner P.O. (1990) - Genesis of Jurassic Tethyan radiolarites – The example of Monte Nerone (Umbria-MarcheApennines). *Atti II Conv. Int. F. E. A. Pergola 25–30 ottobre 1987*: 19–32.
- Benetti A. (1977) – Note biostratigrafiche sul Giurassico del Covolo di Camposilvano nei Monti Lessini Veronesi. *Studi Trent. Sc. Nat., Acta geol*, 54: 227-245.
- Bessenova N.V. & Michailova I.A. (1983) – The evolution of the Jurassic-Cretaceous ammonoids. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 269: 733-737.
- Bessenova N.V. & Michailova I.A. (1991) – Higher taxa of Jurassic and Cretaceous Ammonitiida. *Paleontological Journal*, 25: 1-19.
- Besosov N.V. (1958) – Jurassic ammonites of the Northern Caucasus and Crimea. *Phylloceratina and Lytoceratina*, Leningrad, 118 pp.

- Benzaggagh M. (2000) – Le Malm Supérieur et le Berriasien dans le pré-rif interne et le mesorif (Rif, Maroc). Biostratigraphie, lithostratigraphie, paléogéographie et évolution tectono-sédimentaire. Docum. Lab. Geol. Lyon, 152: 189-347.
- Birkelund T. & Callomon J.H. (1985) – The Kimmeridgian ammonite faunas of Milne Land, central East Greenland. Grøn. geol. Unders., København, 153: 1-56.
- Blendinger W., Furnish W.M. & Glenister B.F. (1992) - Permian cephalopod limestones, Oman mountains: evidence for a Permian seaway along the northern margin of Gondwana. Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 93: 13-20.
- Boughdiri M., Oloriz F., Loperz Marques B., Layeb M., De Matos J. & Sallouhi H. (2005) – Upper Kimmeridgian and Tithonian Ammonites from the Tunisian “Dorsale” (NE Tunisia): updated biostratigraphy from the Jebel Oust. Riv. Ital., Paleont. Stratigr., 111: 305-316.
- Branger P. (2009) – Buffevent (Deux-Sèvres), une nouvelle coupe de référence pour la base du Callovien. Revue naturaliste de Deux-Sèvres Nature Environnement. Nature entre Deux-Sèvres, 2: 52-58.
- Branger P., Nicolleau P. & Vadet A. (1995) - Les ammonites et les oursins de l'oxfordien du Poitou (faciès à spongiaires de l'Oxfordien moyen et supérieur). Musées de la Ville de Niort. A.P.G.P. Poitou-Charentes-Vendée. Niort.
- Brochwic-Lewinski W. (1973) – Some remarks on the origin of the subfamily Idoceratinae Spath, 1934 (Perisphinctidae, Ammonoidea). Acta Paleontol. Pol., 18 (3): 299-320.
- Brochwic-Lewinski W. (1976) – Middle Oxfordian representatives of genera *Lithacoceras* Hyatt, 1900, and *Liosphinctes* Buckman, 1925, from the Polish Jura Chain. Acta Geol. Polon., 22 (3): 473-497.
- Bruno F. (1954) – Su alcuni cefalopodi del Malm di Stretta d'Arancio (Sambuca). Riv. Min. Sic., 20 -30.
- Buckman S.S. (1909–1930) - Yorkshire Type Ammonites & Type Ammonites. Wesley & Son–Wheldon & Wesley, London.
- Callomon J.H. (1955) - The ammonite succession in the Lower Oxford Clay and Kellaways Beds at Kidlington, Oxfordshire, and the zones of the Callovian stage. Phil. Trans. Roy. Soc, B, ccxxxix, 215.

- Callomon J.H. (1964) – Notes on the Callovian and Oxfordian stages. Coll. Juras. Luxembourg, 1962; C.R. et Mem. Inst. Gd. Duc, Sect. Sci. Nat. Phys. et Math.: 269-291.
- Callomon J.H. (1981) – Dimorphism in ammonoids. In: House M.R. & Senior J.R. (eds.), The Ammonoidea. Systematics Association Special Volume, 18: 257-273.
- Callomon J.H. (1995) – Time from fossils: S.S. Buckman and Jurassic high resolution geochronology. In (Le Bas M.J. ed.) Milestones in Geology. Geologic Society of London Memoir, 16: 127-150.
- Canavari M. (1896-1903) – La fauna degli strati con *Aspidoceras acanthicum* di Monte Serra presso Camerino. Palaeont. Ital. (1896) 2: 25-52, (1897) 3: 201-234, (1898) 4: 253-262, (1900) 6: 73-88, (1903) 9, 89-106.
- Caracuel J.E., Oloriz F. & Rodriguez-Tovar F.J. (1998) – Interpretaciones ecoestratigraficas en el estudio del Oxfordiense terminal y Kimmeridgiense basal (Jurásico superior) de la Cordillera Bética. Cuadernos de Geología Ibérica, 24: 43-68.
- Caracuel J.E., Oloriz F. & Rodriguez-Tovar F.J. (2000) – Oxfordian Biostratigraphy from the Lugar Section (External Subbetic, Southern Spain). GeoResearch Forum, 6: 55-64.
- Cariou E. (1973) – Ammonites of the Callovian and Oxfordian. In: Hallam A. (ed.), Atlas of Palaeobiogeography. Elsevier Scient. Publ. Co.: 287-295.
- Cariou E., Contini D., Dommergues J. L., Enay R., Geysant J. R., Mangold C. & Thierry J. (1985) – Biogéographie des Ammonites et évolution structurale de la Téthys au cours du Jurassique. Bull. Soc. Géol. France, (8), 1/5: 679-697.
- Cariou E. & Hantzpergue P. (coord.) (1997) - Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen. Zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Elf Aquitaine Edition, Pau, Mémoire 17.
- Catalano R. (1998) – Struttura della Catena Siciliana. Una introduzione. In: Guida alle Escursioni del 79° Congresso Nazionale della Soc. Geol. Ital., Palermo.
- Catalano R. & D'Argenio B. (1978) – An essay of palinspastic restoration across the western Sicily. Geol. Romana, 17: 145-159.

- Catalano R. & D'Argenio B. (1982) - Schema geologico della Sicilia. In Catalano R. & D'Argenio B. (Eds.) Guida alla Geologia della Sicilia occidentale. Guide Geologiche Regionali. Mem. Soc. Geol. It., Suppl. A, 24: 9-41.
- Catalano R. & D'Argenio B. (1990) – Hammering a seismic section. In Catalano R. & D'Argenio B. (Eds.), Field trip in Western Sicily. Guide book. Dipartimento di Geologia e Geodesia , Università degli Studi di Palermo.
- Catalano R., Di Stefano P. & Kozur H. (1991) - Permian circumpacific deep-water faunas from the western Tethys (Sicily, Italy) - new evidences for the position of the Permian Thethys. *Palaeogeog., Palaeocl., Palaeoec.*, 87: 75-108.
- Catalano R., Di Stefano P., Nigro F. & Vitale F. (1993) — Sicily mainland and its offshore: a structural comparison. In: Max M.D. & Colantoni P. (Eds), *Geological Development of the Sicilian-Tunisian Platform*. Unesco Rep. Marine Science, 58: 19-24.
- Catalano R., Di Stefano P., Sulli A., Vitale F.P. (1995): Evoluzione paleogeografica e strutturale della Sicilia e dei mari adiacenti. *Natur. Sicil.* IX, XIX: 143-187.
- Catalano R., Di Stefano P., Sulli A. & Vitale F.P.(1996) – Paleogeography and structure of the central Mediterranean: Sicily and its offshore area. *Tectonophysics*, 260: 291-323.
- Catalano R., Di Stefano P.& Vitale F.P. (1995a) - Structural trends and paleogeography of the central and western Sicilian belt, *Terra Nova*, 7: 189–199.
- Catalano R., Lo Cicero G. & Sulli A. (2002) – Geology of Sicily: an introduction. In: Santantonio M. (Ed.), *General Field Trip Guidebook*. VI International Symposium on the Jurassic System, 12-22 September 2002, Palermo, Italy: 5-22.
- Cecca F., Cresta S., Pallini G. & Santantonio M. (1985) – Remarks on the Kimmeridgian-Lower Tithonian ammonite biostratigraphy of two sections in the Central Appennines (Italy). *Newsl. Stratigr.*, 15: 28-36.
- Cecca F., Cresta S. & Santantonio M. (1983) - Ammoniti del Malm dell'Appennino marchigiano conservate nel Museo del Servizio Geologico d'Italia. *Boll. Serv. Geol. Italia*, 102:109-132.
- Cecca F., Fourcade E. & Azéma J. (1992) – The disappearance of the “Ammonitico Rosso”. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99: 55-70.

- Cecca F. & Pochettino M. (2000) - The Early Kimmeridgian genus *Metastrebrites* Olóriz, 1978 (Ammonidea, Oppeliidae) from Rocca Drago (western Sicily, Italy). Homeomorphy and iterative evolution within the subfamily Streblitinae. *Geobios*, 33 (I): 97-104.
- Cecca F. & Santantonio M. (1988) – Kimmeridgian and Lower Tithonian ammonite assemblages in the Umbria-Marches-Sabine Appennines (Central Italy). In Rocha R.B. & Soares A.F. (Eds.), 2° International Symposium on the Jurassic Stratigraphy, 1: 525-542.
- Cecca F., Savary B., Bartolini A., Remane J. & Cordey F. (2001) - The middle Jurassic-lower Cretaceous. Rosso Ammonitico succession of Monte Inici (Trapanese domain, western Sicily): sedimentology, biostratigraphy and isotope stratigraphy. *Bull. Soc. Géol. France*, 172 (5): 647-660.
- Cecca F. & Savary B. (2002) – Stop 2 – Monte Inici West: The transition from the nodular facies to the Siliceous Middle Rosso Ammonitico in the Castello Inici Section. In: Santantonio M. (Ed.), General Field Trip Guidebook. VI International Symposium on the Jurassic System, 12-22 September 2002, Palermo, Italy: 129-130.
- Cecca F. & Savary B. (2007) – Palaeontological study of Middle Oxfordian–Early Kimmeridgian (Late Jurassic) ammonites from the Rosso Ammonitico of Monte Inici (north-western Sicily, Italy). *Geodiversitas*, 29 (4): 507-548.
- Checa G.A. (1985) - Los aspidoceratiformes en Europa (Ammonitina, Fam. Aspidoceratidae: subfamilias Aspidoceratina y Physodoceratine. PhD Thesis, Univ. Granada: 1-413.
- Checa G. A. & Sequeiros L. (1990) – New data on the Lower Oxfordian from the Subbetic Zone (Betic Range, S.E. Spain). In Meléndez G. (ed.), 1st Oxfordian Working Group, Zaragoza (Spain), Publ. Sem. Paleont. Univ. Zaragoza, 2: 153-160.
- Christ H.A. (1960) - Beitrage zur stratigraphie und Palaontologie des Malm von Westsizilien. *Schweiz. Palaeont. Abh.*, 77:1-141.
- Company M. (1987) – Los Ammonites del Valanginiense del sector de las Cordiera Béticas (SE de España). Tesis Doctoral Univ. Granada: 1-294.
- Cope J.E.W. (2008) - Drawing the line: the history of the Jurassic-Cretaceous boundary. *Proceedings of the Geologists' Association*, 119: 105-117.

- Corbalàn F. & Meléndez G. (1986-1987) - Nuevos datos bioestratigráficos sobre el Jurásico Superior de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Acta Geologica Hispanica*, 21-22: 555-560.
- Cox B.M. (1988) – English Callovian (Middle Jurassic) perisphinctid ammonites, Part 1. Monograph of the Palaeontographical Society.
- Courville P., Thierry J.& Cariou E. (1999) - Modalités évolutives du genre *Bullatimorphites* (Ammonitina) au Bathonien-Callovien (Jurassique moyen) en Europe occidentale: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 328, 1: 81-88.
- D'Arpa C. (2003) – Studio delle associazioni ad ammoniti dell'Oxfordiano della Sicilia Occidentale. Tesi di Dottorato. Dipartimento di Geologia e Geodesia, Università degli Studi di Palermo: 1-258.
- D'Arpa C. & Meléndez G. (2001) – Middle and Upper Oxfordian from West-Sicily (section of Erice Difali): ammonite biostratigraphy and palaeogeography. *Sem. Pal. Zaragoza (Sepaz)*, 5: 74-82.
- D'Arpa C. & Meléndez G. (2002) – Oxfordian *Passendorferiinae* (Perisphinctidae, Ammonoidea) from West Sicilian and Iberian basins: testing biogeographic and taphonomic dispersal. In: De Renzi M., Pardo Alonso M.V., Belinçhòn M., Peñalver E., Montoya P., Màrquez Aliaga A. (Eds) - Current topics on Taphonomy and fossilization. Int. Conference Taphos' 2002. 3rd Meeting on Taphonomy and Fossilization. *Col. Encontres*, 5: 115-126.
- D'Arpa C. & Meléndez G. (2003) – The Middle-Upper Oxfordian *Passendorferia* succession from Mediterranean area (West Sicily) and correlation with Submediterranean Province. XX Jornadas de Paleontologia, SEP, Morella, 2003. Abstract volume, 2 pp.
- D'Arpa C. & Meléndez G. (2004) – Oxfordian biostratigraphy and ammonite associations from West Sicily: biostratigraphic succession of genus *Gregoryceras* and correlation with Tethyan Perisphinctid scale. *Riv. It. Pal. Strat.*, 110 (1): 201-210.
- D'Arpa C. & Meléndez G. (2006) – Oxfordian ammonites from Contrada Diesi (Sciacca, Sicily) a historical locality studied by Gemmellaro. *Quad. Mus. G.G. Gemmellaro*, 9: 63-74.

- D'Arpa C., Meléndez G. & Di Stefano P. (2006) – New biostratigraphic data on the Oxfordian from Roccapalumba (Western Sicily). *Volumina Jurassica*, 4: 144.
- Del Campana D. (1905) – Fossili del Giura superiore dei Sette Comuni in provincia di Vicenza. *Pubbl. R. Ist. Studi sup.*, 28: 2-140.
- Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. (Eds) (1993) – *Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps*. Gauthier-Villars, Paris: 1-307.
- De Righi Rigo M. (1954) – Notizie sulla geologia di una zona a nord di Menfi (Sicilia sud-occidentale). *Riv. Min. Sic.*, 26: 73-77.
- Dietl G. (1994) – Der *hochstetteri*-Horizont: ein Ammonitenfaunen-Horizont (Discus Zone, Ober Bathonium, Dogger) aus dem schwäbischen Jura. *Stuttgarter Beitr. Naturk., Se. B.*, 202: 1-39.
- Dietl G. & Gygi R. (1998) – Die basis des Callovian (Mittlerer Jura) bei Liesberg BL, Nordschweiz. *Eclogae Geol. Helv.*, 91: 247-260.
- Di Stefano G. (1884) - Sopra altri fossili del Titonio inferiore di Sicilia. *Giornale di Scienze Naturali ed Economiche di Palermo*, 16: 9–37.
- Di Stefano P. (2002) – An outline of the Jurassic stratigraphy and palaeogeography of western Sicily. In: Santantonio M. (Ed.), *General Field Trip Guidebook* 6th International Symposium on the Jurassic System, 12-22 September 2002: 21-27.
- Di Stefano P., Alessi A. & Gullo M. (1996) - Mesozoic and Paleogene megabreccias in southern Sicily: new data on the Triassic paleomargin of the Siculo-Tunisian platform. *Facies*, 34: 101-122.
- Di Stefano P., Galacz A., Mallarino G., Mindszenty A. & Voros A. (2002) – Stop 14 - Birth and Dynamics of a Jurassic Submarine Escarpment at Monte Kumeta. In: Santantonio M. (Ed.), *General Field Trip Guidebook*. 6th International Symposium on the Jurassic System, Palermo: 102-110.
- Di Stefano P., Mallarino G., Marino M., Mariotti N., Muraro C., Nicosia U., Pallini G. & Santantonio M. (2002a) – New stratigraphic data from the Jurassic of Contrada Monzealese (Saccense Domain, SW Sicily). *Boll. Soc. Geol. It.*, 121: 121-137.
- Di Stefano P. & Mindszenty A. (2000) – Fe-Mn encrusted “kamenitza” and associated features in the Jurassic of Monte Kumeta (Sicily). Subaerial and/or submarine dissolution? *Sed. Geol.*, 132: 37-68.
- Di Stefano P. & Vitale F. (1993) – *Carta Geologica dei Monti Sicani occidentali*. Università degli Studi di Palermo, Dipartimento di Geologia e Geodesia.

- Dietze V. & Bernt E. (2009) - Erstnachweis der Gattung *Dimorphinites* Buckman, 1923 (Morphoceratidae) aus dem Ober-Bajocium (Mittlerer Jura) Süddeutschlands. Jahreshefte der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, 165:5–11.
- Dieze V., Mangold C. & Chandler R.B. (2002) - Two new species of *Berbericeras* Roman, 1933 (Morphoceratidae, Ammonitina) from the Zigzag Bed (lower Bathonian, Zigzag Zone) of Waddon Hill (Broadwindsor, Dorset, Southern England). Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, 324:1–11.
- Donovan D.T. (1967) – The geographical distribution of Lower Jurassic ammonites in Europe and adjacent areas. In: Adams C.G. & Ager D.V. (Eds.), Aspect of Tethyan Biogeography. Systematic Association Publication, 7:111-134.
- Donovan D.T., Callomon J.H. & Howarth M.K. (1981) – Classification of the Jurassic Ammonitina. In: House M.R. & Senior J.R. (Eds.), The Ammonoidea. Systematic Association Special Volume, 18: 101-155.
- Douville H. (1881) - Note sur l'Ammonites pseudo-anceps et sur la forme de son ouverture. Bulletin de la Société Géologique de France, 3, 8:239–246.
- Dunham R.J. (1962) – Classification of carbonate rocks according to depositional texture. AAPG Mem., 1: 108-121.
- Efremov J. A. (1940) - Taphonomy: new branch of paleontology. Pan-American Geologist, 74: 81-93.
- Elmi S. (1967) – Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. Doc. Lab. Géol. France. Sci. Lyon, 19: 1-507.
- Enay R. & Cecca F. (1986) – Structure et evolution des populations tithonique du genre d'ammonite téthysien *Haploceras* Zittel, 1868. In: Pallini G. (Ed.), Proc. "Fossili, Evoluzione, Ambiente", Pergola 1984: 37-61.
- Enay R., Mangold C., Du Dresnay R., & Rakus M. (1987) - Arrivals of Arabian origin among the ammonite faunas of Morocco during the Bajocian-Bathonian. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 61:107–120.
- Enay R. & Meléndez G. (1985)- Report of the Oxfordian Working Group. O. Michelsen & A. Zeiss (Eds.): I International Symposium on Jurassic Stratigraphy. Erlangen, 1984, I: 87-103.
- Enay R., Tintant H. & Rioult M. (1971) Les zones du Jurassique en France: Kimméridgien. C.R. somm. Soc. géol. France, Paris: 97-98.

- Etter W. (1996) – Pseudoplanktonic and benthic invertebrates in the Middle Jurassic Opalinum Clay, northern Switzerland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 126: 325-341.
- Farinacci A. & Elmi S. (Eds) (1981) – Rosso Ammonitico Symposium Proceedings. Edizioni Tecnoscienza: 1-602.
- Fernández-López S. (1984) – Nuevas perspectivas en Tafonomía evolutiva: Tafosistemas y asociaciones conservadas. *Estudios Geológicos*, 40: 215-224.
- Fernández-López S. (1985) – El Bajocense de la Cordillera Iberica. PhD Thesis, Univ. Complutense, Madrid: 1-850.
- Fernández-López S. (1985a) – Criterios elementales de reelaboración en ammonites de la Cordillera Ibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 19: 105-116.
- Fernández-López S. (1985b): Séquences sédimentaires et séquences taphonomiques. *Strata*, 2: 116-121.
- Fernández-López S. (1990) – Utilidad sedimentológica y estratigráfica de los fósiles reelaborados. *Comunicación Reunión Tafonomía y Fosilización*: 125-144.
- Fernández-López S. (1995) – Taphonomie et interprétation des paléoenvironnements. *Geobios, M.S.*, 18: 137-154.
- Fernández-López S. (1997) - Ammonites, climos tafonómicos y ambientes sedimentarios. *Revista Española de Paleontología*, 12: 102-128.
- Fernández-López S. (2000) – Temas de Tafonomía. Depto. Paleontología, Universidad Complutense de Madrid: 1-167.
- Fernández-López S. (2011) – Ejemplos de ammonites reelaborados. *Reduca (Geología). Serie Paleontologica*, 3(3): 1-27.
- Fernández-López S. & Suarez-Vega L.C. (1979) – Estudio bioestratigráfico (Ammonoidea) del Aalenense y Bajociense en Asturias. *Cuad. Geol. Univ. de Granada*, 10: 1-12.
- Fernández-López S. & Chong Diaz G.B. (2011) – *Dimorphinites* (Ammonoidea, Jurassic, Upper Bajocian) in the Precordillera of northern Chile. *Journal of Paleontology*, 85 (3): 395–405.
- Fernández-López S. & Meléndez G. (1994) - Abrasion surfaces on internal moulds of ammonites as palaeobathymetric indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110: 29-42.
- Fernández-López S. & Meléndez G. (1996) - Phylloceratina ammonoids in the Iberian Basin during the Middle Jurassic: a model of biogeographical and taphonomic

- dispersal related to relative sea-level changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120: 291-302.
- Fernández-Lopéz S. & Meléndez G. (2004) - Fossilization of ammonites and sedimentary events in deep environments of carbonate platform (highest middle to lowest upper Oxfordian, Iberian Range, Spain). *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, 110: 219-230.
- Fischer J.C. (Ed.) (1994) - Révision critique de la Paléontologie française d'Alcide d'Orbigny, 1. Céphalopodes jurassique. Muséum Nat. Hist. Natur. & Masson Ed.: 340 pp.
- Floridia G.B. (1931) - Osservazioni geologiche sul M. Inici (Trapani). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, L/1: 87-112.
- Floridia G. B. (1940) – Cenni geologici sul M. Barbaro di Segesta (prov. di Trapani). *Boll. Soc. Sc. Nat. ed Econ.*, 22: 55-58.
- Fözy I. (1988) – Tithonian ammonites (Oppeliidae, Haploceratidae and Simoceratidae) from the transdanubian central range, Hungary. *Ann. Univ. Sci. Budapestinensis*, XXVIII: 43-119.
- Fözy I. (1995) – Upper Jurassic ammonite from Seno di Guidaloca (Western Sicily). *Géczy Jubilee Volume. Hantkeniana*, 1: 131-143.
- Fözy I. & Meléndez G. (1996) - Oxfordian ammonite from Hungary. *GeoResearch Forum*, 1-2: 187-194.
- Galács A. (1980) – Bajocian and Bathonian ammonites of Gynespuzta Bakony Mts., Hungary. *Geologica Hungarica*, 39: 1-227.
- Galács A. (1995) – Ammonite stratigraphy of the Bathonian red limestone of the Mecsek Mts., South Hungary. *Ann. Univ. Sc. Budapest, Sect. Geol.*, 30: 111-150, 225-230.
- Galács A. (2008) - *Parkinsonia parkinsoni* Zone (upper Bajocian, Middle Jurassic) ammonites from Monte Kumeta (Western Sicily). *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, 47: 51–69.
- Géczy B. (1976) – Les ammonites du Carixien de la montagne du Bakony. *Akadémiai Kiado*, Budapest.
- Gemmellaro G.G. (1871a) – Studi paleontologici sulla fauna del calcare a *Terebratula janitor* del Nord di Sicilia. *Giorn. Sc. Nat. Ec. di Palermo*, 6: 153-186.
- Gemmellaro G.G. (1871b) – Studi paleontologici sulla fauna del calcare a *Terebratula janitor* del Nord di Sicilia. *Giorn. Sc. Nat. Ec. di Palermo*, 7: 237-252.

- Gemmellaro G.G. (1872-82) – Sopra alcune faune giuresi e liasiche della Sicilia: 1-434.
- Gemmellaro G.G. (1873) – Sopra i cefalopodi della Zona con *Stephanoceras macrocephalum*, Schloth. sp. della Rocca-chi-Parra presso Calatafimi, prov. di Trapani. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. S. III, VIII: 165-202.
- Gemmellaro G.G. (1876) – Sugli strati ad *Aspidoceras acanthicum*, Opp. sp. di Sicilia e sui loro Cefalopodi. Atti R. Acc. Lincei, 3: 239-243.
- Gemmellaro G.G. (1877a) – Sopra alcuni fossili della zona con *Posidonomya alpina*. Gras di Sicilia. Giorn. Sc. Nat. Econ. Palermo, XII: 51-81.
- Gemmellaro G.G. (1877b) - Sopra alcuni fossili della zona con *Peltoceras transversarium* Quensted sp. del M. Erice a San Giuliano, nella provincia di Trapani. Giorn. Sc. Nat. ed Econ. di Palermo, XII: 82-98.
- Gemmellaro M. (1919) – Sulla presenza del Kelloviano inferiore (Zona a *Macrocephalites macrocephalus* Schloth. sp.) della montagna della Tardàra, presso Menfi, in Sicilia. Boll. Soc. Sc. Nat. Econ. Palermo: 29-31.
- Gemmellaro M. (1920) – Contributo alla conoscenza del Titonico inferiore di alcune località delle provincie di Palermo e di Girgenti. Boll. Soc. Sc. Nat. Econ. Palermo: 74-83.
- Geyer G. (1886) – Über die liasischen Cephalopoden der Hierlatz bei Hallstatt. Abh. k.-k. Geol. Reichsanst., 12: 213-287.
- Geyer O.F. (1961) – Beiträge zur stratigraphy und Ammonitenfauna des Weissen Jura gamma (Unteres Unterkimeridgium) in Württemberg. Jh. Ver. Naturkd. Württemb., Stuttgart, 116: 84-113.
- Geyer O.F. & Pelledhun R. (1981) - Sobre la estratigrafia y la facies espongiolitica del Kimmeridgiense de Calanda (provincia de Teruel). Cuad. Geol., Univ. Granada, 10: 67-72.
- Giunta G. & Liguori V. (1972) – Geologia dell'estremità nord-occidentale della Sicilia. Riv. Min. Sic., 136-138: 165-226.
- Giunta G. & Liguori V. (1973) – Evoluzione paleotettonica della Sicilia nord-occidentale. Boll. Soc. Geol. Ital., 92: 903-924.
- Glangeaud P. (1897) - Sur la forme de l'ouverture de quelques ammonites. Bulletin de la Société Géologique de France, 25: 99–106.
- Glowniak E., Kiselev D.N., Rogov M., Wierzbowski A. & Wright J.K. (2010) – The Middle Oxfordian to lowermost Kimmeridgian ammonite succession at

- Mikhalenino (Kostroma District) of Russian Platform and its stratigraphical and palaeobiogeographical importance. *Volum. Jurassica*, 8: 5-48.
- Gómez J.J. & Fernández-López S. (2004) - Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio de la Cordillera Iberica. *Geogaceta*, 35: 91-94.
- Gómez J.J. & Fernández-López S. (2006) - The Iberian Middle Jurassic carbonate-platform system: Synthesis of the palaeogeographic elements of its eastern margin Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 236: 190-205.
- Grün B. & Blau. J. (1997) - New aspects of calpionellid biochronology: proposal for a revised calpionellid zonal and subzonal division. *Rev. Paleobiol. (Genève)*, 16 (I): 197-214.
- Hahn W. (1970) - Die Parkinsoniidae S. Buckman und Morphoceratidae Hyatt (Ammonoidea) des Bathoniums (Brauner Jura E) im südwestdeutschen Jura. *Jh. Geol. Landesamt Baden-Wuttemberg*, 12: 7-62.
- Haniel C.A. (1915) - Die cephalopoden der Dyas von Timor. *Palaontologie von Timor*, III. Lieferung: 1-153.
- Hantzpergue P. (1987) – Biochronologie des dépôts kimmeridgiens du haut-fond d'Europe occidentale: correlation avec les zones d'ammonites des provinces subméditerranéenne et subboréale. 2nd Int. Symp. Jurassic Stratigraphy, Lisbonne 1987, I (1988): 491-504.
- Hantzpergue P. (1989) - Les Ammonites kimméridgiennes du Haut-fond d'Europe occidentale. *Cahiers de Paléontologie*, Paris: 1-428.
- Hantzpergue P., Atrops F. & Enay R. (1997) - Kimméridgien. In: Cariou E. & Hantzpergue P. (Eds), *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen. Zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles*. Elf Aquitaine Edition, Pau, Mémoire, 17: 148-151.
- Hesketh R.A.P. & Underhill J.R. (2002) – The biostratigraphic calibration of the Scottish and Outer Moray Firth Upper Jurassic succession: a new basis for the correlation of Late Oxfordian-Early Kimmeridgian Humber Group reservoirs in the North Sea Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 19: 541-562.
- Hewitt R.A. & Westermann G.E.G. (1987) - Function of complexly fluted septa in ammonoid shells II: septal evolution and conclusions. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 174: 135-169.

- Joly B. (1976) - Les phylloceratidae malgaches au Jurassique. Généralités sur les Phylloceratidae et quelques Juraphyllitidae. Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, 67: 1-471.
- Joly B. (2000) - Les Juraphyllitidae, Phylloceratidae, Neophylloceratidae (Phyllocerataceae, Phylloceratina, Ammonoidea) de France au Jurassique et au Crétacé, Geobios, Mém. Spec., 23 - Mem. Soc. Geol. France, 174 : 1-204.
- Kennedy W.J. & Cobban W.A. (1976) – Aspects of ammonite biology, biogeography and biostratigraphy. Spec. Pap. Palaeontology, 17.
- Kiselev D., Rogov M., Guzhikov A., Pimenov, Tesakova E. & Dzyuba O. (2006) - Dubki (Saratov region, Russia), the reference section for the Callovian/Oxfordian boundary. Proc. VII Int. Symposium on Jurassic Stratigraphy, Krakow, Sept. 2006. Abstract Volume, 2 pp.
- Landman N.H., Tanabe K. & Davis R.A. (ed.) (1996) – Ammonoid Paleobiology. Volume 13 of *Topics in Geobiology*. Plenum Press. New York.
- Lòczy L. (1915) – Monographie der Villányer Callovien-Ammoniten. Geol. Hungarica, 1, 254-502.
- Makowski H. (1963) - Problem of sexual dimorphism in ammonites. *Palaeontologia Polonica*, 12, 1962:1–92.
- Mangold C. (1970) – Les Perisphinctinae (Ammonitina) du Jura meridional au Bathonien et au Callovien. Documents des Laboratoires de Geologie de la Faculté des Sciences Lyon, 41 (1): 376 pp.
- Mangold C. (1970a) - Morphoceratidae (Ammonoidea, Perisphinctidae) bathoniens du Jura méridional, de la Nièvre et du Portugal. *Geobios*, 3:43–130.
- Mangold C. (1997) - Tendances évolutives chez les Morphoceratidés (Perisphinctacés, Ammonitina). *Cahiers de l'Université Catholique de Lyon*, 10: 93–101.
- Mangold C. & Rioult M. (1997) – Bathonien. In: Cariou E. & Hantzpergue P. (eds), *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen. Zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles*. Elf Aquitaine Edition, Pau, Mémoire 17: 55-62.
- Manni R. & Nicosia U. (1994) – Crinoidi giurassici dell'Italia centrale. *Studi Geologici Camerti, Volume speciale, 1994, "Biostratigrafia dell'Italia centrale"*: 299-323.
- Marino M. (2002) – Stop 3-Contrada Monzealese: sedimentary extension and drowning of the Inici Platform. In: Santantonio M. (Ed.), *General Field Trip Guidebook. 6th International Symposium on the Jurassic System, Palermo*: 183-185.

- Marino M.C., Andreini G., Baldanza A., D'Arpa C., Mariotti N., Pallini G., Parisi G. & Petti F.M. (2004) - Middle Jurassic-Early Cretaceous integrated biostratigraphy (ammonites, calcareous nannofossils and calpionellids) of the Contrada Diesi section (south-western Sicily, Italy). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 110 (1): 357-372.
- Marino M.C., Baldanza A., D'Arpa C., Nicosia U., Pallini G., Parisi G. & Petti F.M. (2002) – Middle Jurassic/Lower Cretaceous pelagic sediments from the Sciacca area (Monte Magaggiaro, western Sicily). Abstract of the VI International Symposium on the Jurassic System, 12-22 September 2002, p. 117.
- Marino M., Muraro C. & Santantonio M. (2002a) – Stops 2 to 4 – The Jurassic/Cretaceous succession of the Saccense Domain – an introduction. In: Santantonio M. (Ed.), *General Field Trip Guidebook. 6th International Symposium on the Jurassic System, Palermo*: 172-173.
- Martire L. (1989) – Analisi biostratigrafica e sedimentologica del Rosso Ammonitico Veronese dell'Altopiano di Asiago. PhD Thesis., Univ. Torino: 166 pp.
- Martire L. (2001) - Il giurassico medio-superiore di Erice (TP): una successione di rampa soggetta a tempeste e tsunami. *Geitalia*, 3 Forum Fist. Sessione 8: 218-220.
- Martire L. (2002) – Stops 5 to 7 – The Trapanese succession of Monte Erice: a ramp to pelagic platform transition. In: Santantonio M. (Ed.), *General Field Trip Guidebook. 6th International Symposium on the Jurassic System, Palermo*: 59.
- Martire L. (2002a) – Stops 2 and 3 – Montagna Grande near Segesta: Age, Facies and Depositional Geometries in a Jurassic Pelagic Platform of the Trapanese Domain. In: Santantonio M. (Ed.), *General Field Trip Guidebook. 6th International Symposium on the Jurassic System, Palermo*, 35.
- Martire L. & Pavia G. (2002) – Stop 5 – Antica Erice: biosiliceous and nodular limestones with risedimented beds. In: Santantonio M. (Ed.), *General Field Trip Guidebook. 6th International Symp. on the Jurassic System, Palermo*: 59-63.
- Martire L., Pavia G., Pochettino M. & Cecca F. (2000) - The Middle-Upper Jurassic of Montagna Grande: age, facies and depositional geometries. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 55: 219-225.
- Martire L. & Bertok C. (2002) – Rocca Busambra: the Jurassic margin of a pelagic platform and its Cretaceous evolution. In: Santantonio M. (Ed.), *General Field Trip Guidebook. 6th Int. Symp. on the Jurassic System, Palermo*: 156-164.

- Martire L. & Pavia G. (2004) - Jurassic sedimentary and tectonic processes at Montagna Grande (Trapanese Domain, Western Sicily, Italy). *Riv. It. Pal. Strat.*, 110 (1): 23-33.
- Masclé G.H. (1974) – Réflexion sur le Jurassique condensé de Sicile Centro-occidentale. *Riv. Ital. Paleont.*, 80 (3): 389-480.
- Masclé G.H. (1979) – Étude géologique des Monts Sicani. *Mem. Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 16, 1-431.
- Massari F., Benetti A., Cilia E. & Pezzoni N. (1988) - Sedimentologia e faune ad ammoniti del Calloviano-Oxfordiano nei Monti Lessini veronesi: la sezione della piccola Mantova presso Boscochiesanuova. *Mem. di Scienze Geologiche*, XL: 111-133.
- Matyja B.A. & Wierzbowski A. (1994) – On correlation of Submediterranean and Boreal Ammonite zonations of the Middle and Upper Oxfordian. *Geobios, M.S.*, 17: 351-358.
- Matyja B.A. & Wierzbowski A. (1997) - The quest for unified Oxfordian/Kimmeridgian boundary: implications of the ammonite succession at the turn of the Bimammatum and Planula zones in the Wielun Upland, Central Poland. *Acta Geol. Polonica*, 46 (1/2): 77-105.
- Matyja B.A. & Wierzbowski A. (1998) – The stratigraphical and palaeogeographical importance of the Oxfordian and Lower Kimmeridgian succession in the Kcynia IG IV Borehole. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 382: 35-70.
- Matyja B.A. & Wierzbowski A. (2002) – Boreal and Subboreal ammonites in the Submediterranean uppermost Oxfordian in the Bielawy section (northern Poland) and their correlation value. *Acta Geologica Polonica*, 52, 4: 411-421.
- Matyja B.A., Wierzbowski A. & Wright J.K. (2006) - The Sub-Boreal/Boreal ammonite succession at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary at Flodigarry, Staffin Bay (Isle of Skye), Scotland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 96: 387-405.
- Meléndez G. (1989) – El Oxfordiense en el sector de la Cordillera Ibérica (Provincias de Zaragoza y Teruel). *Institucion Fernando el Catolico, Instituto de Estudios Turolenses, Zaragoza-Teruel*: 1-418.
- Meléndez G. (2006) – Report of Oxfordian Working Groups. In: *International Subcommission on Jurassic Stratigraphy, Newsletter 33* (Eds. N. Morton & P. Brown), IUGS, London: 16-19.

- MeléndeZ G., Atrops F., Bello J., Brochwicz-Lewiński W., D'Arpa C., Fözy I., Pérez-Urresti I., Ramajo J. & Sequeiros L. (2009) – The Oxfordian ammonite genus *Passendorferia* Brochwicz-Lewiński and the Tethyan subfamily Passendorferiinae Meléndez: origin and palaeobiogeography. *Volumina Jurassica*, 7: 113-134.
- MeléndeZ G., Atrops F. & Page K.N. (2007) – The cardioceratid succession and the recognition on the Callovian/Oxfordian boundary at Saurornon (SE France). In: XXXIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología (Caravaca de la Cruz, 3-6 de Octubre de 2007). Libro de resúmen (Eds.: J.C. Braga, A. Checa y M. Company). Instituto Geológico y Minero de España y Universidad de Granada: 135-136.
- MeléndeZ G., Atrops F., Ramajo J., Pérez-Urresti I. & Delvene G. (2006a) – Upper Oxfordian to lower Kimmeridgian successions in the NE Iberian Range (E Spain): some new stratigraphical and palaeontological data. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 241 (2): 203-224.
- MeléndeZ G., Aurell M. & Atrops F. (1990): Las unidades del Jurásico Superior en el sector nordoriental de la Cordillera Iberica: nuevas unidades litoestratigráficas. *Cuad. Geol. Iber.*, 14: 225-245.
- MeléndeZ G., Bello J., Delvene G. & Pérez-Urresti I. (1997): El Jurásico Medio y Superior (Calloviense-Kimmeridgiense) en el sector de la Llanura de Arcos (Ariño-Oliete, Teruel): Análisis tafonómico y Bioestratigrafía. *Cuad. Geol. Iber.*, 23: 269-300.
- MeléndeZ G., Bello J., Delvene G., Pérez-Urresti I., Ramajo J. & Atrops F. (1999) - Middle and Upper Jurassic at the Calanda-Mas de las Matas area, in the region of River Guadalupe (NE Iberian Chain, E Spain). *Profil*, 16: 275-296.
- MeléndeZ G., Cusumano A., D'Arpa C. & Di Stefano P. (2011) - Ammonoid evolution triggered by palaeogeographic changes: origin of Oxfordian Subfamily Passendorferiinae (Southern Tethys). In: XXVII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Simposios de los proyectos PICG 587 y 596, Sabadel, 5-8 de Octubre de 2011, Memòria especial 5: 239-242.
- MeléndeZ G., D'Arpa C., Di Stefano P., Bello J. & Ramajo J. (2010) - Callovian to lower Kimmeridgian ammonite successions from West Sicily (Roccapalumba) and Northeast Iberian Range (Ariño, Teruel): A key for palaeogeographical reconstruction. In Ruiz-Omeñaca J.I., Piñuela L. & García-Ramos J.C. (a cura

- di), Comunicaciones del V Congreso del Jurásico de España. Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), Colunga, 8-11 de septiembre de 2010: 103-111.
- Meléndez G. & Fontana B. (1993) – Biostratigraphic correlation of the Middle Oxfordian sediments in the Iberian Chain, eastern Spain. *Acta geol. pol.*, 43, 3-4: 193-211.
- Meléndez G., Page K.N., Wright J.K. & Atrops F. (2006) – The ammonite faunas of the Callovian/Oxfordian boundary interval in Europe and their relevance to the establishment of an Oxfordian GSSP. *Volumina Jurassica*, 4, 185.
- Meléndez G., Ramajo J., Bello J. & Page K.N. (2007) - Callovian and the Callovian - Oxfordian transition sedimentary record in NE Iberian Chain: Taphonomic analysis and palaeogeography. *Journal of Iberian Geology*, 33 (2): 261-282.
- Meléndez G., Ramajo J., Bello J., D'Arpa C., Di Stefano P., Fermeli G., Karakitsios V., Scherreiks R. & Zarcone G. (2007a) – Palaeogeographic and palaeontologic event across Tethys, in the Submediterranean and Mediterranean platforms at the Callovian-Oxfordian transition. *XXIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Libro de Resúmenes*: 139-140.
- Meléndez G., Sequeiros L. & Brochwicz-Lewinski W. (1985) – Tentative biostratigraphic subdivision for the Oxfordian of the Submediterranean Province on the base of Perisphinctids. O. Michelsen & A. Zeiss (Eds.): *Proc. Int. Symp. Jur. Str.*. Erlangen 1984, (II): 481-502.
- Moliner L. & Olóriz F. (1985) - Fine biostratigraphy in the lowermost part of the lower Kimmeridgian Platynota Zone of the Celtiberic Chain, (Spain). *Proc. Int. Symp. Jurass. Stratigr.* Erlangen, 1984, 2: 503-514.
- Moliner L. & Olóriz F. (1999) - The Lower Kimmeridgian Section at Gallipuen. Ammonite Biochronostratigraphy and Ecostratigraphic Remarks. *Profil* 16: 95-106.
- Monari S. (1994) – I bivalvi giurassici dell'Appennino umbro-marchigiano (Italia centrale). *Studi Geologici Camerti*, Vol. spec. 1994 “Biostratigrafia dell'Italia centrale”: 157-187.
- Morton N. & Hudson J.D. (1995) – Field guide to the Jurassic of the isle of Raasay and Skye, Inner Hebrids, NW Scotland: 209-280. In: Taylor P.D. (Ed.), *Field geology of the British Jurassic*, Geological Society, London.
- Muraro C. & Santantonio M. (2002) – Stop 4 – “Mound” geometries and high-energy deposits in a Jurassic section at Vallone S. Vincenzo. In: Santantonio M. (Ed.),

- General Field Trip Guidebook. 6th Int. Symp. on the Jurassic System, Palermo: 185-196.
- Neumayr M. (1871) – Die Phylloceraten des Dogger und Malm. *Jahrb. k.-k. Geol. Reichsanst.*, 21: 297-378.
- Nigro F. & Renda P. (1999) – Evoluzione geologica ed assetto strutturale della Sicilia centro-settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 118: 375-388.
- Nikolov T.G. (1982) – Les ammonites de la famille Berriasellidae Spath, 1922, Tithonique superior-Berriasien. Editions de l'Académie bulgare des sciences. 254 pp.
- O'Dogherty L., Sandoval J., Bartolini A., Bruchez S., Bill M. & Guex J. (2006) - Carbon-isotope stratigraphy and ammonite faunal turnover for the Middle Jurassic in the Southern Iberian palaeomargin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 239: 311–333.
- Olóriz F. (1978) – Kimmeridgiense-Titònico inferior en el Sector central de las Cordilleras Béticas (Zona Subbética). *Paleontologia, Bioestratigrafia*. Tesis Doct. Univ. Granada, 184 (I): 1-758.
- Olóriz F., Marques B. & Rodriguez-Tovar F.J. (1991) – Eustatism and faunal associations. Examples from south Iberian margin during the Late Jurassic (Oxfordian-Kimmeridgian). *Eclogae Geol. Helv.*, 84: 83-106.
- Olóriz F. & Tavera J.M. (1982) – Stratigraphische Position der Kalke von Stramberg (CSSR). Überarbeitung der jüngsten Hypotesen. *N. Jb. Geol. Pal., Mh.*: 41-49.
- Oppel A. (1862-1863) – Über jurassische Cephalopoden. *Pal. Mitt. Mus. K. Bayer Staates*, 1 (2-3), 127-266.
- Orbigny A. d' (1842-1849) – Paléontologie française, Terrains Jurassique. I, Cephalopodes: 1-642.
- Ouahhabi B. (1994) - Le Lias et le Dogger inférieur des Beni Snassen orientaux (Maroc). Stratigraphie, paléontologie et dynamique du bassin. Comparaison avec les Monts d'Oujda et avec les régions limitrophes. Thesis University of Oujda: 1-496.
- Page K.N. (1991) – Ammonites. In: *Fossils of the Oxford Clay* (Martill D.M. & Hudson J. Eds). *Palaeontological Association Field Guide to Fossils*, 4: 1-286.
- Page K.N. (1993) - Mollusca: Cephalopoda (Ammonoidea: Phylloceratina, Lytoceratina, Ammonitina, Ancyloceratina). In: M.J. Benton (Ed.), *The Fossil Record*, 2: 213–228.

- Page K.N. (1995) - Horizons: intra-subzonal units in Jurassic ammonite stratigraphy. *Palaeontology*, 38: 801-814.
- Page K.N. (1996) – Mesozoic Ammonoids in Space and Time. In: *Ammonoid Paleobiology*, Volume 13 of *Topics in Geobiology*, Landman N. *et al.* Plenum Press, New York: 755-794.
- Page K.N. (2004) - The Callovian-Oxfordian boundary in Britain: A review of key sections and their correlation with the proposed Global Stratotype Section and Point for the Oxfordian in Haute Provence, France. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 110: 201-208.
- Page K.N. (2008) – The evolution and geography of Jurassic ammonoids. *Proceedings of Geologists' Association*, 119: 35-57.
- Page K.N., Meléndez G., Hart M., Price G., Wright J.K. & Bown J. (2006) – Integrated stratigraphical study of the candidate Oxfordian Global Stratotype section and Point (GSSP) at Redcliff Point, Weymouth, Dorset, UK. *Volumina Jurassica*, 4, 200-201.
- Page K.N., Meléndez G. & Wright J.K. (2009) – The ammonite faunas of the Callovian-Oxfordian boundary interval in Europe and their relevance to the establishment of an Oxfordian GSSP. *Volumina Jurassica*, VII: 89-99.
- Pallini G., Elmi S. & Gasparri F. (2003-2004) – Late Toarcian-Late Aalenian ammonites assemblage from Mt. Magaggiaro (western Sicily, Italy). *Geol. Rom.*, 37: 1-66.
- Pavia G., Benetti A. & Minetti C. (1987) – Il Rosso Ammonitico dei Monti Lessini Veronesi (Italia NE). Faune ad ammoniti e discontinuità stratigrafiche nel Kimmeridgiano inferiore. *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 26 (1-2): 63-92.
- Pavia G. & Cresta S. (Coords.) (2002) – Revision of Jurassic ammonites of the Gemmellaro collections. *Quad. Museo G.G. Gemmellaro, Palermo*, 6: 1- 408.
- Pavia G., Lanza R., Lozar F., Martire L., Oloriz F. & Zanella E. (2004) - Integrated Stratigraphy from the Contrada Fornazzo section, Monte Inici, Western Sicily, Italy: proposed GSSP for the basal boundary of the Tithonian Stage. *Riv. It. Pal. Strat.*, 110 (1): 329-338.
- Pavia G. & Martire L. (2010) - Indirect biostratigraphy in condensed successions: a case history from the Bajocian of Normandy (NW France). *Volumina Jurassica*, 7: 67–76.

- Quine M. & Bosence D. (1991) – Stratal geometries, facies and sea-floor erosion in Upper Cretaceous Chalk, Normandy, France. *Sedimentology*, 38: 1113-1152.
- Raffi S. & Serpagli E. (2001) – *Introduzione alla Paleontologia*. Utet, Torino: 655 pp.
- Reboulet S. (1995) – L'évolution des ammonites du Valanginien-Hauteriviens inférieur du Bassin Vocontien et de la Plateforme Provençale (Sud-Est de la France): relations avec la stratigraphie séquentielle et implications biostratigraphiques. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 137: 1-371.
- Remane J., Basset M.G., Cowie J.W., Gohrbrandt K.H., Lane H.R., Michelsen O. & Naiwen W. (1996) – Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS). *Episodes*, 19:77-81.
- Renz C. (1925) – Beiträge zur Cephalopodenfauna des älteren Doggers am Monte S. Giuliano (Monte Erice) bei Trapani in Westsizilien. *Schweiz. Paläontol. Abhandl.*, 45: 1-33.
- Riccardi A.C. & Westermann G.E.G. (1999) - An early Bathonian Tethyan ammonite fauna from Argentina. *Palaeontology*, 42: 193–209.
- Rioul M., Contini D., Elmi S. & Gabilly J. (1997) – Bajocien. In: Cariou E. & Hantzpergue P. (Eds.), *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen. Zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles*. Elf Aquitaine Edition, Pau, Mémoire, 17: 41-53.
- Roman F. (1938) – *Les Ammonites Jurassique et Crétacées*. Masson et C^{ie}. Editeurs: 1-554.
- Salfeld H. (1913) – Certain Upper Jurassic strata of England. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 69: 423-432.
- Sandoval J. (1983) - *Bioestratigrafía y Paleontología (Stephanocerataceae y Perisphinctaceae) del Bajocense y Bathonense en las Cordilleras Béticas*. Thesis Doctoral, Universidad Granada, 613 p.
- Sandoval J. (1990)- A revision of the Bajocian divisions in the Subbetic Domain (southern Spain). *Memorie descrittive della Carta geologica d'Italia*, 40:141–162.
- Santantonio M. (1993) – Facies associations and evolution of pelagic carbonate platform/basin systems: examples from the Italian Jurassic. *Sedimentology*, 40: 1039-1067.

- Santantonio M. (Ed.) (2002) - General field trip guide book. VI International Symposium on the Jurassic System, 12-22 September 2002, Palermo, Italy, 1-320.
- Santantonio M., Galluzzo F. & Gill G. (1996) – Anatomy and palaeobathymetry of a Jurassic pelagic carbonate platform/basin system. Rossa Mts, Central Appenines Italy). Geological implications. *Palaeopelagos*, 6:123-169.
- Sapunov I.G. (1977) – Ammonite Stratigraphy of the Upper Jurassic in Bulgaria. III. Kimmeridgian: Substages, Zones and Subzones. *Geol. Balcan.*, 7 (1): 63-80.
- Sarti C. (1986) – Fauna e biostratigrafia del Rosso Ammonitico del Trentino centrale (Kimmeridgiano - Titoniano). *Boll. Soc. Paleont. It.*, 23 (3): 473-514.
- Sarti C. (1988) – Biostratigraphic subdivision for the Upper Jurassic of the Venetian Alps (Northern Italy) on the base of ammonites. In: 2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Lisboa, 1: 459-476.
- Sarti C. (1990) – Dimorfismo nella specie *Sowerbyceras loryi* (Mun. Chlm.) del Kimmeridgiano. In: Pallini G., Cecca F., Cresta S. & Santantonio M. (Eds.), *Proc. II Conv. Intern. Fossili, Evoluzione, Ambiente, Pergola 1987*: 427-439
- Sarti C. (1993) - Il Kimmeridgiano delle Prealpi Veneto-Trentine: faune e biostratigrafia. *Museo Civ. St. Nat. Verona, Mem.* 5: 143 pp.
- Savary B., Cecca F. & Bartolini A. (2003) - Étude stratigraphique du Rosso Ammonitico du Monte Inici (domaine Trapanais, Sicile occidentale): événements biosédimentaires au Jurassique moyen-Crétacé inférieur. *Geodiversitas*, 25 (2): 217-235.
- Sayn G. (1901-1907) – Les ammonites pyriteuses des marnes valanginiennes du Sud-Est de la France. *Mém. Soc. Géol. France. Paléont.*, 9/23, (1901): 1-27; 15/23, (1907): 28-66.
- Schlager W. (1989) – Drowning unconformity on carbonate platform. In: P.D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg & J.F. Read (Eds.), *Controls on Carbonate platforms and basin development. S.E.P.M. Spec. Publ.*, 44: 15-25.
- Schmid D.U., Leinfelder R.R. & Nose M. (2001) – Growth dynamics and ecology of Upper Jurassic mounds, with comparison to Mid-Palaeozoic mounds. *Sed. Geol.*, 145: 343-376.
- Schweigert G. (1995) - Zum Auftreten der Ammonitenarten *Amoeboceras bauhini* (Oppel) und *Amoeboceras schulginae* Mesezhnikov im Oberjura der

- Schwäbischen Alb. – Jahreshefte der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, 151: 171-184.
- Schweigert G. (2000) – Immigration of amoeboceratids into the Submediterranean Upper Jurassic of SW Germany. *GeoResearch Forum*, 6: 203-210.
- Schweigert G. & Callomon J.H. (1997) - Der bauhini – Faunenhorizont und seine Bedeutung für die Korrelation zwischen tethyalem und subborealem Oberjura. *Stuttgarter Beiträge für Naturkunde, Serie B (Geologie und Paläontologie)*, 247: 1-69.
- Schlegelmilch R. (1994) - Die ammoniten des suddeutschen Malms. Gustav Fischer Verlag Stuttgart. Jena-New York: 1-297.
- Sequeiros L. (1974) – Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordiense en el sector central de la Zona Subbética (II): Estudio paleontológico de los ammonites del Calloviense y Oxfordiense en el sector central de la Zona Subbética. PhD Thesis, Univ. Granada: 1-359.
- Sequeiros L. & Olóriz F. (1979) – El Oxfordiense en la Zona Subbética. *Cuadernos de Geología, Univ. Granada*, 10: 463-475.
- Stampfli G.M., Borel G.D., Marchant R.H. & Mosar J. (2002) - Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. In: Rosenbaum G. and Lister G.S. (2002), *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. Journal of the Virtual Explorer*, 7: 75-104.
- Stampfli G.M. & Marchant R.H. (1997) – Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. In: Pfiffner *et al.* (Eds.) *Deep structure of the Swiss Alps. Result of NRP*, 20: 223-239.
- Steuer A. (1921) – Estratos Jurásicos Argentinos. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias*, 7: 1-147.
- Sturani C. (1964a) - La successione delle faune ad ammoniti nelle formazioni mediogiurassiche delle Prealpi Venete occidentali (regione tra il Lago di Garda e la Valle del Brenta). *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, 24: 1-63.
- Sturani C. (1964b) - Ammoniti mediogiurassiche del Veneto. Faune del Baiociano terminale (Zona a Garantiana e a Parkinsoni). *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, 24: 1-43.

- Sturani C. (1971) - Ammonites and stratigraphy of the “*Posidonia alpine*” beds of the Venetian Alps (Middle Jurassic, mainly Bajocian). *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell’Università di Padova*, 28:1–190.
- Sykes R.M. & Callomon J.H. (1979) – The *Amoeboceras* zonation of the Boreal Upper Oxfordian. *Palaeontology*, 22 (4), 839-903.
- Thierry J., Cariou E., Elmi S., Mangold C., Marchand D. & Rioult M. (1997) – Callovien. In: Cariou E. & Hantzpergue P. (Eds.), *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen. Zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles*. Elf Aquitaine Edition, Pau, Mémoire 17: 62-78.
- Tintant H., Marchand D. & Mouterde R. (1982) – Relations entre le milieu marins et l’évolution des Ammonoïdes: les radiations adaptatives du Lias. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 24, 5-6: 951-962.
- Torrens H. (1987) - Ammonites stratigraphy of the Bathonian rocks in the Digne-Barre area (South Eastern France, Dept. Alpes de Haute Provence). *Boll. Soc. Pal. It.* 26 (1-2): 93-108.
- Tripodo A. (2011) - La collezione di ammonoidi triassici G.G. Gemmellaro. Revisione sistematica ed importanza paleobiogeografica. Tesi di Dottorato, Palermo:1-223.
- Uhlig V. (1903-1910) – Himalayan fossils. The fauna of the Spiti Shales. *Mem. Geol. Surv. India. Palaeontologia indica* (15), 4, fasc. 1 (1903), 1-132; fasc. 2 (1910), 133-306; fasc. 3 (1910), 307-395.
- Vašiček Z. (2010) – Early Cretaceous ammonites from the Butkov Quarry (Manín Unit, Central Western Carpathians, Slovakia). *Acta Geol. Polonica*, 60 (3): 393-415.
- Vašiček Z. & Kullmann J. (1988) - Eine Ammonoïden-Fauna vom Sosio-typ (Guadalupian, Ober-Perm) Aus Kurdistan (Irak). *Paleont. Abt. A*, 204, 1-3: 95-115.
- Vitale F.P. (1990) – Studi sulla Valle del Medio Belice (Sicilia Centro Occidentale); l’avanfossa plio-pleistocenica nel quadro dell’evoluzione paleotettonica dell’area. Tesi di Dottorato. S.T.ASS. Palermo.
- Warman H.R. & Arkell W.J. (1954) – A review of the Jurassic of Western Sicily based on new ammonite faunas. *Quart. J. Geol. Soc.*, 110: 267-282.
- Wendt J. (1963) – Stratigraphisch-palaeontologische untersuchungen im Dogger Westsiziliens. *Boll. Soc. Paleont. It.*, 2 (1): 57-145.
- Wendt J. (1965) – Synsedimentare Bruchtektonik im Jura Westsiziliens. *N. Jb. Geol. Mh.*, 5: 286-311.

- Wendt J. (1969) – Die stratigraphisch-Palaeontologische Entwicklung des Jura in Westsizilien. *Geol. Rund.*, 58: 735-755.
- Wendt J. (1970) – Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethis. *N. Jb. Geol. Palaont.*, 9: 434-448.
- Wendt J. (1971) - Geologia del Monte Erice (Provincia di Trapani, Sicilia Occidentale). *Geol. Rom.*, X: 53-76.
- Westermann G.E.G. (1954) – Monographie der Otoitidae (Ammonoidea). *Geol. Jahrb. Beith.*, 15: 1-364.
- Westermann G.E.G. (1993) - Global bio-events in mid-Jurassic ammonites controlled by seaways. In: House M.R. (coord.) *The Ammonoidea: Environment, Ecology and Evolutionary Change. Systematics Association Special Volume*, 47: 187-226.
- Westermann G.E.G. (1996) - Ammonoid Life and Habitat. In: *Ammonoid Paleobiology*, Volume 13 of *Topics in Geobiology*, Landman N. (Ed.) Plenum Press, New York: 607-707.
- Westermann G.E.G. (2000) – Biochore classification and nomenclature in palaeobiogeography: an attempt at order. *Pal., Pal., Pal.*, 158: 1-13.
- Westermann G.E.G. (2000a) – Marine faunal realms of the Mesozoic: review and revision under the new guidelines for biogeographic classification and nomenclature. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 163: 49-68.
- Westermann G.E.G. & Callomon J.H. (1988) – The Macrocephalitinae and associated Bathonian and Early Callovian (Jurassic) ammonoids of the Sula Island and New Guinea. *Palaeontographica, A*, 203: 1-90.
- Wierzbowski A. (1991) – Biostratigraphical correlations around the Oxfordian/Kimmeridgian boundary. *Acta Geol. Pol.*, 41 (3-4): 149-155.
- Wierzbowski A. (2008) – Report of the Kimmeridgian Working Groups. In: *International Subcommission on Jurassic Stratigraphy, Newsletter 35/2* (Eds. N. Morton & S. Hesselbo), IUGS, London: 14-19.
- Wierzbowski A. (2010) – On the Oxfordian/Kimmeridgian boundary and its GSSP – current state of knowledge. *Volumina Jurassica*, 8: 177-181.
- Wierzbowski A., Coe A.L., Hounslow M.W., Matyja B.A., Ogg J.G., Page K.N., Wierzbowski H. & Wright J.K. (2006) - A potential stratotype for the Oxfordian/Kimmeridgian boundary: Staffin Bay, Isle of Skye, UK. *Volumina Jurassica*, 4: 17-33.

- Wierzbowski A., Glowniak E. & Pietras K. (2010) – Ammonite and ammonite stratigraphy of the Bimammatum Zone and lowermost Planula Zone (Submediterranean Upper Oxfordian) at Bobrowniki and Raciszyn in the Wielun Upland, Central Poland. *Volumina Jurassica*, 8: 49-102.
- Wierzbowski A., Jaworska M. & Krobicki M. (1999)- Jurassic (Upper Bajocian-lowest Oxfordian) ammonitico rosso facies in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland: its fauna, age, microfacies and sedimentary environment. *Studia Geologica Polonica*, 115:7–74.
- Winterer E.L. (1991) – The Tethyan Pacific during Late Jurassic and Cretaceous times. *Pal., Pal., Pal.*, 87: 253-265.
- Wippich M.G.E. (2001) – Die tiefe Unter-Kreide (Berrias bis tiefe Hauterive) im südwestmarokanischen Becken: Ammonitenfauna, Bio- und Sequenzstratigraphie. Thesis der Universität Bochum: 1-142.
- Wright J.K. (1968) - The stratigraphy of the Callovian rocks between Newtondale and the Scarborough Coast, Yorkshire. *Proceedings of the Geologists' Association*, 84: 447-457.
- Wright J.K. (1972) - The stratigraphy of the Yorkshire corallian. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 40, 2 (12): 225-226.
- Wright J.K. (1983) - The Lower Oxfordian (Upper Jurassic) of north Yorkshire. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 44: 249-281.
- Wright J.K. (1989) – The early Kimmeridgian ammonite succession at Staffin, Isle of Skye. *Scottish Journal of Geology*, 25: 263-272.
- Wright J.K. (2001) – Staffin. In: Wright J.K. and Cox B.M. (Eds.), *British Upper Jurassic Stratigraphy (Oxfordian to Kimmeridgian)*. Joint Nature Conservation Committee, Peterborough:201-210.
- Wright J.K. (2003) - New exposures of the Ampthill Clay near Swindon, Wiltshire, and their significance within the sequence of the Oxfordian/Kimmeridgian boundary beds in England. *Proceedings of the Geologists' Association*, 114: 97–121.
- Wright J.K. (2010) – The Aulacostephanidae (Ammonoidea) of the Oxfordian/Kimmeridgian boundary beds (Upper Jurassic) of Southern England. *Palaeontology*, 53 (1): 11–52.
- Zarcone G. (2008) - Analisi delle discontinuità stratigrafiche mesozoiche della Piattaforma Carbonatica Panormide: vincoli per l'assetto paleogeografico

dell'area Centro Mediterranea. Tesi di Dottorato di Ricerca. Università degli Studi di Palermo.

Zarccone G. & Di Stefano P. (2008) - Mesozoic discontinuities in the Panormide Carbonate Platform: constraints on the palaeogeography of the central Mediterranean. *Rend. online SGI*, 2 (2008), Note Brevi, www.socgeol.it: 191-194.

Zarccone G. & Di Stefano P. (2010) - La Piattaforma Carbonatica Panormide: un caso anomalo nell'evoluzione dei bacini della Tetide giurassica. *Boll.Soc.Geol.It.*, 129, 2: 188-194.

Ziegler B. (1964) – Das untere Kimmeridgien in Europa. *C.R. Coll. Jurassique Luxembourg 1962*, et *Mem. Inst. gr. duc., Sci. Nat., phys., math.*: 345-354.

Ziegler A. (1990) - Geological atlas of western and central Europe. Shell International Petroleum. Maatschappij B.V.

Zittel K.A. von (1868) – Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. *Paleont. Mitt. Museumk. Bayer. Staates*, 2: 33-118.

Zittel K.A. von (1869) – Geologischen Beobachtungen aus des Central-Appeninen. *Geogn. Paläont. Beitr.*, 2: 88-178.

TAVOLE ICONOGRAFICHE