

Il Triassico terminale - Giurassico del Bacino Lagonegrese. Studi stratigrafici sugli Scisti Silicei della Basilicata (Italia meridionale)

The uppermost Triassic - Jurassic of the Lagonegro Basin.

Stratigraphic studies on the Scisti Silicei Formation in Basilicata (southern Italy)

Filomena Amodeo



Mémoires de Géologie (Lausanne)

Section des Sciences de la Terre
Université de Lausanne
BFSH-2, 1015 Lausanne, Suisse



This work is licensed under a Creative Commons
Attribution 4.0 International License
<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>

Mémoires de Géologie (Lausanne)

EDITEUR DE LA SÉRIE

Jean Guex
Institut de Géologie et Paléontologie
BFSH-2 Université de Lausanne
CH-1015 Lausanne, SUISSE

COMITE EDITORIAL

Clark Blake
U.S. Geological Survey
345 Middlefield Road
94025 Menlo Park, California, U.S.A.

Hugo Bucher
Centre des Sciences de la Terre
27-43 Bvd. 11 novembre
69622 Villeurbanne, FRANCE

Jim T.E. Channell
Department of Geology
University of Florida
Gainesville, FL 32611-2036, U.S.A.

Francis Hirsch
Geological Survey of Israel
30 Malkhe Israel Street
95501 Jerusalem, ISRAEL

Alan R. Lord
Department of Earth Science
University College, Gower Street
WC1E 6BT London, U.K.

Jean Marcoux
Géologie Université de Paris VII et IGP
Tour 25/24, 2 P.Jussieu
75251 Paris Cedex 05, FRANCE

Giorgio Martinotti
Dipartimento di Scienze della Terra
Università di Torino, Via V. Caluso 37
10125 Torino, ITALIA

Gilles S. Odin
Lab. de Géochronologie et Sédimentologie
Université P. et M. Curie, 4 P.Jussieu
75252 Paris Cedex 05, FRANCE

José Sandoval
Dpto. Estratigrafía y Paleontología
Universidad de Granada
18002 Granada, ESPAGNA

Rudolf Trümpy
Geologisches Institut, ETH-zentrum
Sonneggstrasse 5
Ch-8092 Zürich, SUISSE

Mémoires de Géologie (Lausanne)

Section des Sciences de la Terra
Institut de Géologie et Paléontologie
Université de Lausanne
BFSH-2, CH 1015 Lausanne

AMODEO, Filomena

Title: Il Triassico terminale - Giurassico del Bacino Lagonegrese. Studi stratigrafici sugli Scisti Silicei della Basilicata (Italia meridionale)

Translated title: The uppermost Triassic - Jurassic of the Lagonegro Basin. Stratigraphic studies on the Scisti Silicei Formation in Basilicata (southern Italy)

Mém. Geol. (Lausanne), n° 33, 1999, 160 pp., 50 text-figs., 10 pl.

ISSN: 1015-3578

Imprimeur: Imprimerie Chabloy, CH-1004 Lausanne.

Cover figure: Scisti Silicei Formation, Sasso di Castalda (Potenza, Italia)

Author's present address: *Via Passalacqua 4, 10122 Torino (I) - fiamode@tin.it*

**Il Triassico terminale - Giurassico
del Bacino Lagonegrese.
Studi stratigrafici sugli Scisti Silicei
della Basilicata (Italia meridionale)**

*The uppermost Triassic - Jurassic of the Lagonegro Basin.
Stratigraphic studies on the Scisti Silicei Formation
in Basilicata (southern Italy)*

Filomena Amodeo

Mémoires de Géologie (Lausanne), No. 33, 1999

*Ai miei genitori
che hanno sacrificato
molti anni della loro vita
affinché i loro figli
avessero un futuro migliore*

Indice

| | |
|---|-----|
| <i>Premessa</i> | I |
| <i>Ringraziamenti</i> | II |
| <i>Riassunto</i> | IV |
| <i>Abstract</i> | V |
| <i>Résumé</i> | VII |
| 1. Inquadramento geologico e stratigrafico | |
| 1.1. Argomento e scopo della ricerca..... | 1 |
| 1.2. Inquadramento geologico e ricostruzioni paleogeografiche del Bacino Lagonegrese..... | 2 |
| 1.2.1. Le unità lagonegresi nell'edificio appenninico..... | 2 |
| 1.2.2. Paleogeografia del Bacino Lagonegrese..... | 3 |
| 1.3. Stratigrafia delle successioni lagonegresi..... | 5 |
| 1.3.1. Nomenclatura stratigrafica..... | 5 |
| 1.3.2. Litostratigrafia. Le unità litostratigrafiche "classiche"..... | 5 |
| 1.4. La Formazione degli Scisti Silicei..... | 8 |
| 1.4.1. Il significato degli Scisti Silicei nell'evoluzione del Bacino Lagonegrese..... | 8 |
| 1.4.2. Precedenti conoscenze sugli Scisti Silicei..... | 8 |
| 2. Litostratigrafia e analisi di facies | |
| 2.1. Litofacies e associazioni di litofacies..... | 11 |
| 2.1.1. Nomenclatura utilizzata nella classificazione delle rocce..... | 11 |
| 2.1.2. Litofacies..... | 11 |
| 2.1.3. Associazioni di litofacies..... | 11 |
| 2.2. Unità litostratigrafiche..... | 13 |
| 2.2.1. Sommario e ubicazione delle sezioni stratigrafiche scelte..... | 14 |
| 2.2.2. Formazione dei Calcari Con Selce | |
| Generalità..... | 17 |
| Intervallo di transizione agli Scisti Silicei..... | 19 |
| 2.2.3. Formazione degli Scisti Silicei..... | 20 |
| Facies distali: (1) Membro del Buccaglione..... | 21 |
| Facies distali: (2) Membro della Nevera..... | 22 |
| Facies distali: (3) Membro della Serra..... | 25 |
| Facies distali: (4) Membro del Buccaglione..... | 28 |
| Facies prossimali (parte superiore): (5) Membro dell'Acqua Sulfurea..... | 30 |
| 2.3. Ricapitolazione..... | 31 |
| 2.3.1. Interpretazione paleoambientale..... | 31 |
| 2.3.2. Paleobatimetria e CCD..... | 32 |
| 3. Analisi biostratigrafiche | |
| 3.1. Introduzione..... | 34 |
| 3.1.1. Scala cronostatigrafica e geocronologica adottata..... | 34 |
| 3.2. Tentativo di applicazione della biocronologia a radiolari. Risultati..... | 35 |
| 3.2.1. Zonazioni e criteri biostratigrafici utilizzati..... | 35 |
| Biograph ed il Metodo delle Associazioni Unitarie..... | 35 |
| Triassico..... | 35 |
| Giurassico..... | 36 |
| 3.2.2. Stato di conservazione dei radiolari..... | 36 |
| 3.2.3. Età delle associazioni a radiolari..... | 37 |
| Il triassico terminale..... | 37 |
| Il Giurassico..... | 37 |
| Revisione delle datazioni preesistenti..... | 45 |
| 3.3. Altri dati biostratigrafici..... | 46 |
| 3.3.1. Conodonti..... | 46 |

| | |
|--|----|
| 3.3.2. Faune di mare poco profondo rimaneggiate..... | 47 |
| 3.3.3. Palinofossili e dinoflagellati..... | 48 |
| 3.4. Correlazioni biostratigrafiche..... | 48 |
| 3.5. Considerazioni paleobiogeografiche..... | 49 |
| 3.5.1. Stato delle conoscenze..... | 49 |
| 3.5.2. Paleobiogeografia dei radiolari degli Scisti Silicei..... | 49 |
| 3.6. Ricapitolazione e conclusioni..... | 50 |
| 3.6.1. Sintesi dei dati biostratigrafici..... | 50 |
| 3.6.2. Età dei limiti formazionali..... | 51 |
| Limite inferiore..... | 51 |
| Limite superiore..... | 52 |
| 4. Analisi mineralogiche e geochimiche | |
| 4.1. Introduzione..... | 53 |
| 4.1.1. Studi precedenti..... | 53 |
| 4.2. Analisi mineralogica: diffrattometria ai raggi X..... | 53 |
| 4.2.1. Diffrattometria sulla roccia totale..... | 54 |
| 4.2.2. Diffrattometria sulla frazione <2m..... | 56 |
| 4.2.3. Analisi diffrattometriche con Camera Gandolfi..... | 57 |
| 4.2.4. Cristallinità dell'illite..... | 57 |
| 4.2.5. Sintesi dei dati diffrattometrici..... | 58 |
| 4.3. Geochimica: fluorescenza ai raggi X..... | 59 |
| 4.3.1. Elementi e correlazioni..... | 59 |
| Origine e significato di Si, Al, Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, La e Ce..... | 59 |
| Confronto con altri sedimenti silicei..... | 61 |
| Calcolo ed interpretazione delle correlazioni tra gli elementi..... | 61 |
| 4.3.2. Sintesi dei dati geochimici..... | 63 |
| 4.4. Minerali argillosi della sezione di Calvello..... | 64 |
| 4.4.1. Diffrattometria sulla roccia totale..... | 64 |
| 4.4.2. Diffrattometria sulla frazione <2m..... | 65 |
| 4.4.3. Analisi diffrattometriche ai raggi infrarossi..... | 66 |
| 4.4.4. Sintesi dei dati diffrattometrici della sezione di Calvello..... | 66 |
| 4.5. Discussione sui minerali argillosi..... | 66 |
| 4.5.1. Significato paleoclimatico e paleotettonico delle argille..... | 66 |
| 4.5.2. Origine e diagenesi dei minerali argillosi degli Scisti Silicei..... | 67 |
| Aumento di caolinite nelle argilliti della parte terminale degli Scisti Silicei..... | 68 |
| Livelli montmorillonitici di Calvello..... | 68 |
| Livello glauconitico nel Giurassico Medio di Pignola..... | 69 |
| Diagenesi degli Scisti Silicei..... | 69 |
| 4.6. Conclusioni delle analisi composizionali..... | 69 |
| 5. Tassi di sedimentazione | |
| 5.1. Introduzione..... | 71 |
| 5.2. Risultati..... | 71 |
| Sasso di Castalda..... | 71 |
| Madonna di Sirino..... | 72 |
| Pignola..... | 72 |
| 5.3. Ricapitolazione dei risultati e comparazione con sedimenti attuali..... | 72 |
| 5.3.1. Decompattazione..... | 72 |
| 5.3.2. Confronto con ambienti attuali..... | 73 |
| 6. Evoluzione sedimentaria triassico-giurassica del Bacino Lagonegrese e confronto con altri domini paleogeografici tetidei | |
| 6.1. Nozioni e concetti su cui si basano le interpretazioni..... | 74 |
| 6.1.1. Confronto degli eventi sedimentari individuati con le variazioni del livello marino..... | 74 |

| | |
|---|------------|
| 6.1.2. Rapporti tra il bacino ed i domini di piattaforma-scarpata carbonatica..... | 75 |
| 6.1.3. Carbonati, radiolariti e argille | 75 |
| Origine dei carbonati..... | 75 |
| Sedimento biosiliceo..... | 76 |
| Origine delle argille | 77 |
| 6.1.4. Il Bacino Lagonegrese ante Triassico terminale | 77 |
| 6.2. Il Triassico terminale-giurassico del Bacino Lagonegrese: gli eventi principali | 77 |
| 6.2.1. Norico superiore (sevatico): l'intervallo di transizione agli Scisti Silicei | 77 |
| 6.2.2. Norico superiore - Retico p.p.: Membro (1) degli Scisti Silicei | 82 |
| 6.2.3. Retico p.p.-Toarciano p.p.: Membro (2) degli Scisti Silicei | 82 |
| 6.2.4. Toarciano p.p.-Baiociano p.p.: Membro (3) degli Scisti Silicei..... | 83 |
| 6.2.5. Baiociano p.p.-Batoniano inf. a Titonico: Membri (4) e (5) degli Scisti Silicei..... | 84 |
| 6.2.6. Titonico superiore: passaggio al flysch galestrino | 86 |
| 6.3. Sintesi del capitolo..... | 87 |
| Bibliografia | 88 |
| Appendici | 101 |
| Lista tassonomica | 117 |
| Tavole | 123 |

Premessa

Quando, nel lontano 1988, il prof. D'Argenio mi propose lo studio biostratigrafico di una parte delle successioni lagonegresi come argomento per la tesi di laurea, non immaginavo neanche lontanamente che le problematiche legate a brandelli di un vecchio fondo marino avrebbero avuto tanto peso nella mia vita.

Ora, a undici anni di distanza, ripenso con simpatia a quelle prime esperienze nell'Appennino Campano-Lucano. Allora non mi rendevo conto che stavo iniziando a camminare sulla punta di un iceberg di cui, a tutt'oggi, riesco a mala pena ad intuirne le dimensioni. E quando il prof. D'Argenio mi propose di studiare i radiolari della Formazione degli Scisti Silicei del lagonegrese, fui ben lieta di accettare. E così, per apprendere l'arte della biostratigrafia a radiolari, fui inviata da uno dei maggiori esperti del settore, il prof. Baumgartner dell'Università di Losanna. Era il 1991 e l'istituto di geologia losannese aveva un nutrito gruppo di giovani radiolaristi diretto dal prof. Baumgartner. Per me è stata una grande fortuna poter approfittare dell'esperienza di questo gruppo e poter lavorare in un incantevole edificio moderno in riva al Lago Lemano, con tutto l'equipaggiamento necessario, dai laboratori chimici, ai microscopi, al SEM, alla biblioteca.

L'unico problema era il materiale da studiare. Chi ha esperienza nell'Appennino meridionale conosce bene le difficoltà che si incontrano quando si tenta di fare della stratigrafia, sia per la scarsità degli affioramenti che per la frammentazione tettonica. Le faune a radiolari estratte dagli Scisti Silicei erano quasi sempre mal conservate, come spesso accade nei campioni olosilicei. Ciò ha impedito la costruzione di una zonazione locale, tuttavia è stato possibile dare un significato temporale ai principali cambiamenti sedimentari nel Bacino Lagonegrese durante il Triassico terminale-Giurassico.

Questa tesi, terminata nel 1996, vuole essere essenzialmente un contributo alle conoscenze stratigrafiche delle successioni lagonegresi. Come si tende di solito a sottolineare, il vero valore di un lavoro di ricerca sono i dati, giacché le interpretazioni sono funzione del bagaglio scientifico acquisito e sono fortemente influenzate dai modelli in voga. Aggiungerei che anche i dati non hanno valore assoluto, ma vanno rivisti mano a mano che le conoscenze evolvono; questo è particolarmente vero per la biostratigrafia a radiolari.

Riguardo alle interpretazioni, come potrà constatare chi ha voglia di leggere il sesto capitolo, ho cercato di comparare l'evoluzione del Bacino Lagonegrese con quello di altri domini paleogeografici, come ad esempio alcune facies di scarpata dell'Appennino meridionale e altri bacini mesozoici tetidei (Bacino di Budva, Bacino di Pindos, Bacino Lombardo). Questo sforzo è stato fatto semplicemente per cercare di distinguere quelli che potevano essere eventi locali (e quindi dovuti a cause locali) da eventi regionali o di raggio ancora più ampio. I risultati ottenuti sono molto incoraggianti ed indicano che è possibile costruire una stratigrafia degli eventi a scala regionale o ancora più ampia, a prescindere dalle originarie posizioni relative dei domini paleogeografici...

...ma questa è un'altra storia.

Ringraziamenti

Desidero innanzitutto ringraziare il prof. D'Argenio, dell'Università di Napoli, e il prof. Baumgartner, dell'Université de Lausanne, per avermi dato la possibilità di fare quest'esperienza di ricerca. A entrambi sono infinitamente grata per i preziosi suggerimenti (non solo scientifici), le stimolanti discussioni e per la libertà lasciatami nelle scelte. In qualità di relatore e correlatore, rispettivamente, hanno inoltre letto con attenzione e migliorato il testo della tesi.

Il prof. D'Argenio ha sovvenzionato le spese di campagna e di laboratorio con i suoi fondi di ricerca e mi ha permesso di usufruire della struttura del Geomare Sud di Napoli. La sua affabilità, la sua gentilezza e saggezza sono state di grande aiuto nei momenti di scoraggiamento e per me saranno sempre un ricordo piacevole.

Il prof. Baumgartner mi ha accettato nel suo gruppo di ricerca, mettendo a mia disposizione la sua ultradecennale esperienza sui domini pelagici, la sua immensa bibliografia ed i laboratori superaccessoriati dell'istituto losannese. A lui devo buona parte di quanto ho appreso sulle radiolariti e sulla tassonomia dei radiolari. Mi ha inoltre accompagnato sul terreno e mi ha aiutato nell'interpretazione dei dati. Gli sono molto riconoscente per tutto ciò e per avermi incoraggiato e sostenuto nella pubblicazione della tesi.

Sono immensamente grata all'esimio prof. Bernoulli, dell'ETH di Zurigo, per aver letto con estrema attenzione la tesi. E' stato per me un grande onore l'aver potuto utilizzare i suoi suggerimenti e correzioni per migliorare il testo.

Durante la mia tesi di dottorato, ho avuto la possibilità di svolgere gran parte del lavoro di ricerca all'Institut de Géologie et Paléontologie de Lausanne, in Svizzera. Ringrazio infinitamente il prof. Masson, direttore dell'Istituto, e le segretarie Megnenat e Camblach, per avermi gentilmente accolto in seno all'istituto, permettendomi di usufruire di tutte le infrastrutture.

La dott.ssa Gorican mi ha aiutato nella tassonomia dei radiolari giurassici, ospitato ed assistito all'inizio della mia avventura svizzera. La dott.ssa Carter e il dott. Dumitrica hanno rivisto alcune determinazioni tassonomiche. Il prof. Thélin ha seguito con interesse la mia avventura nel mondo delle analisi diffrattometriche, fornendomi le nozioni basilari, i risultati delle analisi ed i riferimenti bibliografici. Il prof. Pfeifer mi ha assistito nella parte riguardante le analisi geochimiche. Il prof. Septfontaine ha determinato i foraminiferi bentonici e le alghe del Giurassico. Il prof. Stampfli mi ha introdotto nel fantasioso mondo delle ricostruzioni paleogeografiche. Il prof. Guex e la dott.ssa Della Piazza mi hanno illuminato riguardo agli incomprensibili misteri delle Associazioni Unitarie. Il prof. Baud mi ha fornito utili riferimenti bibliografici e mi ha gentilmente concesso di archiviare la collezione scientifica presso il Musée cantonal. Il dott. Vannay ha ridisegnato al computer le prime due figure della tesi e mi ha accompagnato per una parte di questa lunga esperienza. Il dott. Pannatier mi ha spiegato i rudimenti della geostatistica. Il sign. Meisser ha eseguito ed interpretato le analisi alla Camera Gandolfi. Tutte queste persone hanno contribuito in modo più o meno determinante alla ricerca, e per questo sono loro riconoscente. Desidero inoltre ringraziare tutti gli assistenti dell'istituto per la loro gentilezza e disponibilità ed i signori tecnici Dufresne, Hansermoz e Lavanchy per il loro insostituibile aiuto.

Un grazie particolare va alla "mafia torinese" e agli altri italiani che ho avuto la fortuna di conoscere a Losanna (in ordine di apparizione nella mia vita): Mizzi, Gio', Guido & Paola, Francesca e Antonio, Andrea, Annachiara, Sabrina e tutti gli altri abitanti del "Castello", per la gioia donatami e l'aiuto nei molti momenti difficili. Tra questi, sono particolarmente grata a Mizzi, Giò, Andrea e Sabrina per la loro squisita ospitalità e per la loro disponibilità, ma soprattutto per avermi offerto un'amicizia disinteressata e sincera. Inoltre devo molto alla mia amica Annachiara, per l'assistenza morale e scientifica (discussioni, suggerimenti bibliografici, correzione del testo...).

Voglio infine ringraziare alcune persone davvero speciali, a cui sono legata da sincera amicizia: Michel Marthaler, per la sua carica umana, la sua disponibilità e la pazienza con cui mi ha sopportato nel suo ufficio; Michel Jaboyedoff, da tutti soprannominato Popoff, per le stimolanti discussioni, i preziosi consigli e le minuziose correzioni del quarto capitolo; François Giraud, per la sua simpatia, per le analisi agli infrarossi e la loro interpretazione. Per ultimo, ma non ultimo, desidero ringraziare Pierre Dezes, il mio amico più caro, per la sua ospitalità, per l'assistenza informatica (e non solo) e la traduzione del riassunto in francese, per il prezioso sostegno morale e l'humor elegante con cui ha colorato i tanti momenti passati insieme.

Diverse persone dei Dipartimenti di Scienze della Terra di Napoli e di Geologia e Geodesia di Palermo hanno contribuito allo svolgimento della tesi di dottorato. Il prof. Sgrosso, coordinatore dei dottorandi, è sempre stato pronto ad aiutarmi e a consigliarmi. La prof.ssa Lo Cicero e il dott. Pappone hanno letto criticamente tutto il manoscritto; i Dott. Graziano e Tescione hanno rivisto qualche capitolo. Il prof. De Castro ed il prof. Barattolo mi hanno fornito utili indicazioni sulle faune bentoniche rimaneggiate. La prof.ssa Ferreri e la dott.ssa Gullo mi hanno dato molti suggerimenti utili. La prof.ssa De Capoa Bonardi, il prof. De Gennaro, la prof.ssa Ghiara, e la dott.ssa Tavernier mi hanno gentilmente concesso di lavorare nei loro laboratori. Il Sig. Fiorentino ha sviluppato e stampato

una sostanziosa quantità di fotografie. Il sig. Mauro mi ha insegnato a fare le sezioni sottili e mi ha aiutato nei passaggi più difficili. Il sig. Canzanella ha eseguito una piccola parte delle foto al S.E.M., senz'altro le più belle.

I loro contributi sono stati molto apprezzati e a loro va la mia riconoscenza.

La preparazione dei campioni per palinofossili e dinoflagellati è stata in parte eseguita nei laboratori dell'Institut de Géologie di Ginevra. Desidero ringraziare il Prof. Gorin, il dott. Monteil ed il sign. Floquet per l'assistenza ed i consigli, e la dott.ssa Cirilli dell'Università di Perugia, per la determinazione dei palinofossili.

Un grazie molto speciale va ai soci della S.E.A. Consulting di Torino, Guido, Fabri, Paolo, Luca e Dario, non solo per avermi dato la possibilità di lavorare all'impaginazione della tesi nei loro uffici e di usufruire di tutte le attrezzature, ma soprattutto per avermi regalato tantissimi momenti spensierati ed esilaranti.

I quattro anni di dottorato sono stati per me molto impegnativi ed hanno richiesto un grande impiego di energia. Senza il sostegno morale ed economico dei miei genitori e l'affetto e la disponibilità di mio fratello Carmine e mia sorella Enrica (che hanno condiviso con me anche qualche notte di lavoro), nonché dei loro compagni di vita Fulvia e Luigi, non avrei potuto superare molti dei momenti difficili. A loro va il mio grazie più grande, ben poca cosa rispetto a quanto mi hanno donato.

Questa tesi è stata finanziata con fondi MURST 40% (1991-1995) intestati a D'Argenio e con fondi Progetto Geomare CNR (1992-1993) ed è stata svolta presso l'Institut de Géologie et Paléontologie dell'Università di Losanna (Svizzera) e l'Istituto di Ricerca Geomare Sud - CNR di Napoli.

La pubblicazione del presente lavoro è stata possibile grazie ai contributi per le spese di stampa della Fondation du 450^e anniversaire de l'Université de Lausanne e dell'Istituto di Ricerca Geomare Sud - CNR di Napoli.

RIASSUNTO

Il Bacino Lagonegrese è un dominio paleogeografico costituito da depositi bacinali mesozoici coinvolti nell'orogenesi appenninica neogenica, e affioranti estesamente nell'Appennino Campano-Lucano (Italia meridionale). L'intervallo di età Triassico terminale - Giurassico (Formazione degli Scisti Silicei), costituito da peliti silicee, radiolariti e carbonati di mare basso risedimentati, ha uno spessore compreso tra i 60 m ed oltre 150 m ed è caratterizzato da variazioni laterali di facies.

LITOSTRATIGRAFIA. Questo lavoro riguarda principalmente le successioni condensate degli Scisti Silicei. In tali successioni sono stati definiti formalmente quattro membri (figs. 2.2, 2.5 e 2.6): (1) *Membro del Buccaglione* (Norico superiore - Retico p.p.); (2) *Membro della Nevera* (Retico p.p.-Toarciano p.p.?); (3) *Membro della Serra* (Toarciano p.p.? - Baiociano?); (4) *Membro dell'Acqua Sulfurea* (Baiociano?-Titonico). Un quinto membro (fig. 2.2, tavv. 3.1 e 6.1), il (5) *Membro del Chiatamone* (Batoniano-Titonico), è stato individuato nella parte superiore delle successioni di maggiore spessore; i dati biostratigrafici indicano che esso è eteropico al Membro (4) delle successioni condensate.

ETÀ DEI LIMITI FORMAZIONALI. Il limite inferiore degli Scisti Silicei è diacrono (dal Norico superiore al Retico), non mostra una direzione preferenziale delle variazioni di età ed è dovuto ad una brusca diminuzione dell'apporto carbonatico nel bacino. Anche il limite superiore sembrerebbe diacrono (dal Kimmeridgiano al Titonico); il diacronismo potrebbe riflettere il progressivo sviluppo di facies terrigene (essenzialmente depositi argillosi) nel bacino a discapito della sedimentazione biosilicea.

INTERPRETAZIONE PALEOAMBIENTALE. I membri corrispondono a diverse fasi deposizionali, regolate principalmente (in ordine decrescente di importanza) dalle variazioni di: a) apporto detritico carbonatico proveniente da aree limitrofe di piattaforma-scarpata carbonatica, b) apporto terrigeno fine (essenzialmente argille), c) apporto biosiliceo (principalmente gusci di radiolari e localmente spicole di spugna). Nelle aree settentrionali, la presenza di risedimenti carbonatici di taglia arenitico-ruditica, in strati lenticolari, indica una maggiore prossimalità all'area sorgente rispetto alle aree meridionali.

Le associazioni di litofacies indicano un ambiente di deposizione generalmente sfavorevole alla vita bentonica, con acque disaerobiche al fondo, caratterizzato da bassi tassi di sedimentazione (<1 m/Ma, figs. 5.2 e 5.3) e da processi di sedimentazione di bassa energia, interrotti da apporti carbonatici discontinui. La batimetria del Bacino Lagonegrese durante il Giurassico sembra indicare un ambiente di tipo batiale o ancora più profondo. Un ambiente sedimentario attuale equivalente potrebbe essere rappresentato da aree di mare profondo, di raccordo tra scarpata continentale e piane abissali (*continental rise*), con apporto torbido sottile (*lobe fringe*) di tipo misto.

BIOSTRATIGRAFIA E PALEOBIOGEOGRAFIA. I radiolari provenienti da sei sezioni stratigrafiche hanno permesso di correlare le successioni pelagiche e di datare le principali fasi deposizionali (tavv. 3.1 e 6.1). Le associazioni a radiolari hanno permesso di individuare il Norico superiore, il Retico, il Giurassico Medio e Superiore in diverse sezioni stratigrafiche. Altri dati biostratigrafici riguardano faune a conodonti del Norico superiore e Retico, palinofossili del Retico, alghe e foraminiferi liassici rimaneggiati. Le faune a radiolari contengono taxa cosmopoliti e sono paragonabili alle associazioni dei domini oceanici (Giappone e Pacifico).

MINERALOGIA E GEOCHIMICA. Le analisi diffrattometriche e la fluorescenza ai raggi x indicano che la frazione lutitica degli Scisti Silicei è costituita in maniera predominante da minerali argillosi di origine detritica, parzialmente trasformati durante la diagenesi, e da quarzo di origine biogenica. Le associazioni mineralogiche argillose (fig. 4.1) sono paragonabili a quelle che comunemente si ritrovano nei bacini marini e indicano che i sedimenti hanno subito una diagenesi da seppellimento profondo. Sono stati inoltre ritrovati un livello di glauconia autigena (Giurassico Medio), alcuni livelli ricchi in montmorillonite (bentoniti) che indicano attività vulcanica nel Titonico, e un arricchimento in caolinite nella parte terminale degli Scisti Silicei che potrebbe essere dovuto ad un clima localmente più umido nel Titonico. La composizione geochimica dei campioni analizzati è paragonabile ai fanghi silicei ed ai sedimenti terrigeni oceanici.

EVOLUZIONE SEDIMENTARIA. I dati acquisiti permettono di proporre una ricostruzione della storia sedimentaria del Bacino Lagonegrese nell'intervallo Triassico terminale-Giurassico. Diversi eventi sedimentari sono stati riconosciuti nella Formazione degli Scisti Silicei e raggruppati in 6 intervalli di tempo principali (tav. 6.1 e fig. 6.4). Tali eventi sono stati confrontati con le variazioni relative del livello marino, i cambiamenti climatici ed alcuni eventi tettonici riportati in letteratura (fig. 6.3); alcuni hanno estensione regionale o ancora più ampia e sono collegabili con le principali fasi di *rifting* dell'oceano ligure-piemontese o con importanti cambiamenti climatici.

Extended abstract

The Lagonegro Basin is a Mesozoic palaeogeographic domain represented by Triassic-Neogenic basinal sequences outcropping in the Campano-Lucano Apennine, a segment of the Neogenic Apennine chain located in southern Italy (see figs. 1.1, and 1.2).

The uppermost Triassic-Jurassic Scisty Silicei Formation (SSF), overlies the Calcari Con Selce Formation (Upper Triassic) and is overlain by the Flysch galestrino formation (lower Cretaceous) (see fig. 1.3). The SSF is composed of siliceous pelites, radiolarites and redeposited, shallow-water-derived carbonates. The SSF ranges from 60 m to more than 150 m in thickness, owing to varied carbonate and terrigenous sediment content.

Litostratigraphy and palaeoenvironmental interpretation

This work deals with the SSF condensed sections. Lithofacies associations consist of terrigenous and carbonate fine grained turbidites, alternating with hemipelagic sediments, commonly forming very thin beds. Radiolarians are the most common biofacies, bioturbation (Chondrites type) is rare.

The following four stratigraphically superposed members are formally defined in the thinner (condensed) sections of the SSF (see figs. 2.2, 2.5, and 2.6):

- (1) Buccaglione Member (upper Norian - Rhaetian p.p.),
- (2) Nevera Member (Rhaetian p.p.-Toarcian p.p.?),
- (3) Serra Member (Toarcian p.p.? - Bajocian?),
- (4) Acqua Sulfurea Member (Bajocian?-Tithonian).

A fifth member (fig. 2.2, tavv. 3.1, and 6.1), the (5) Chiatamone Member (Bathonian-Tithonian), is formally defined from the uppermost part of thicker sections of SSF: it is heteropic with the (4) Member of the condensed sections.

Lithofacies changes in the SSF depend on (in decreasing order of importance): a) detrital carbonate input from surrounding carbonate platform-slope areas, b) fine grained terrigenous input (clays), c) biosiliceous input (radiolarian tests, and locally sponge spicules). Low energy sedimentation processes, low sedimentation rates (<1 m/Ma, figs. 5.2, and 5.3), and disaerobic bottom waters characterised the depositional environment. Northern outcrops (Sasso di Castalda, Monte Cugnone, and Calvello sections) include lenticular coarse-grained carbonate deposits, and should be closer to the carbonate source area than southern outcrops (Madonna di Sirino, and Lagonegro sections). A bathial or deeper bathymetry in the Jurassic is suggested. Deep water environments such as the continental rise, with "lobe fringe" turbidite sediments, could be a present day equivalent.

AGE OF SSF LITHOSTRATIGRAPHIC BOUNDARIES. The lower boundary is diachronous, ranging from upper Norian to Rhaetian in age. The upper boundary appears to be diachronic too (from Kimmeridgian to Tithonian).

Biostratigraphy e palaeobiogeography

RADIOLARIAN ASSEMBLAGES. Owing to the poor preservation of radiolarian faunas, no local zonation is proposed. Carter's (1993) zonation is used for the Triassic and UAZones 95 (Baumgartner *et alii*, 1995a) are applied to the Middle-Upper Jurassic assemblages. Radiolarian assemblages of upper Norian, Rhaetian, Middle and Upper Jurassic age were found in six stratigraphic sections. They allowed to correlate outcrops, and to date the main depositional phases (tavv. 3.1, and 6.1).

For the first time, radiolarian assemblages belonging to the *Betraccium deweveri* Zone (upper Norian) and *Proparvicingula moniliformis* Zone (lower Rhaetian) were recognized in the Lagonegro Basin. Middle Jurassic radiolarian assemblages belong to the UAZones 5-6 (upper Bajocian - middle Bathonian); characteristic taxa are *Unuma echinatus*, *U. laticostatus*, *Stichomitra* (?) *takanoensis* and *Tricolocapsa plicarum plicarum*. Upper Jurassic radiolarian assemblages belong to the UAZones 9-10 (middle Oxfordian - lower Kimmeridgian), UAZ 11 (upper Kimmeridgian - lower Tithonian), and UAZ 13 (upper Tithonian - Berriasian?); characteristic taxa are *Archaeodictyomitra apiarium*, *A. excellens*, *A. minoensis*, *Podocapsa amphitrepta*, *Zhamoidellum ovum* and *Z. ventricosum*. The Tithonian - Berriasian? is characterized by *Canoptum banale*, *Cinguloturris cylindra*, and *Sethocapsa zweilii*.

The uppermost Triassic - Jurassic radiolarian assemblages from the Lagonegro Domain contain cosmopolitan taxa, similar to the oceanic radiolarian assemblages from Japan and Pacific Ocean. This similarity could be partly due to similar lithologies and to the same laboratory techniques. However, a Mesozoic oceanic connection of the Lagonegro Basins to the Paleopacific is likely.

CONODONTS. The upper Norian conodont *Epigondolella bidentata* is found in the basal beds of the SSF in the Madonna di Sirino section. A badly preserved specimen of (?) *Misikella hernsteini* (upper Norian - Rhaetian) is found in the basal beds of the SSF in the Lagonegro section.

REWORKED SHALLOW-WATER FAUNAS. Benthic forams and algae assemblages is found in the detrital shallow-water carbonate beds from the (3) Member of the Sasso di Castalda section, containing *Biokovina* sp., *Orbitopsella* sp. e

Paleomayncina sp. (Pliensbachian benthic forams), (?) *Protopenneroplis striata* (Dogger foraminifer), as well as many specimens of the algae *Cayeuxia*, *Paleodasycladus* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*, and rare Upper Triassic conodonts. The erosion and re-sedimentation of the above-named carbonate beds occurred between the upper Aalenian and the lower Bathonian.

PALYNOFOSSILS AND DYNOFLAGELLATES. A Rhaetian spores and pollens assemblage is found in the organic matter rich beds from the (2) Member of the Sasso di Castalda section, containing *Triadispora verrucata*, *Trachysporites fuscus*, *Corollina meyeriana*, *Corollina torosus*, (?) *Rhaetipollis gumanicus*, *Granuloperculatipollis rudis*, *Todisporites* sp., *Cycadopites* sp. The organic matter from the organic-rich carbonate beds of Members (1) and (2) is terrestrial in origin; dinoflagellates are absent.

Mineralogy and geochemistry

CLAY MINERALS. Diffractometric analyses and x-ray fluorescence indicate that the lutitic fraction in the SSF beds consists of detrital clay minerals, partly transformed during the diagenesis, and of biogenic quartz.

The clay mineral assemblages (fig. 4.1) contain varied percentages of illite, chlorite, illite/smectite, and kaolinite. They are similar in composition to common marine clays. The clay mineral assemblages and illite crystallinity (fig. 4.4) indicate a deep burial diagenesis.

A layer of authigenic glaucony (fig. 2.14), overlying a radiolarite, is recognized in the Middle Jurassic of the Pignola section. It indicates a moment of low sedimentation rate, and not a precise bathymetry, as authigenic glaucony may form at more than 1000 m in depth.

Several montmorillonite- rich clay layers (bentonites) are found in the section of Calvello (figs. 2.12d and 4.11): they can be correlated with similar layers located in the Upper Jurassic of the Lombardy Basin, which would indicate volcanic activity during the (upper?) Tithonian.

An increase of kaolinite content in the clay mineral assemblages is found in the uppermost Jurassic beds (fig. 4.11). This could indicate a climatic change (towards more humid climate) or erosion of kaolinite from older beds.

GEOCHEMISTRY. The geochemical composition of the SSF rock samples is similar to the dominant oceanic siliceous muds and red clays, with common detrital trace elements (Zr, Rb, V, and Ba) and rare hydrogenous trace element (Mn, Pb, Zn, Cu, Ni, and Co) (see tab. 4.1 and fig. 4.6).

Si is mostly biogenic in origin (fig. 4.5), detrital Si is neglectable. During diagenesis silica, as quartz, replaced partly or totally the carbonate re-deposits.

Sedimentary evolution

A reconstruction of the sedimentary history of the Lagonegro Basin during the uppermost Triassic - Jurassic is proposed. Several sedimentary events are described and grouped in 6 time intervals (see cap. 6, tav. 6.1, and fig. 6.4). They are compared with the sea level fluctuations, climatic changes and tectonic events as recorded in other domains (fig. 6.3). Several sedimentary events have a regional or larger extension and can be correlated with the main rifting phases of the Liguro-Piemont Ocean or with important climatic changes.

The decrease of detrital carbonate input in the upper Norian, which marks the lower boundary of the SSF, is interpreted as a signal of carbonate platform crisis in the source areas, owing to a more humid climate and/or a more intense tectonic activity lasting throughout the Rhaetian until the Jurassic oceanisation of the Liguro-Piemont Ocean.

From the late Norian onwards, in the condensed facies, the detrital carbonate input becomes episodic. Two main episodes are recognizable at a regional scale:

a) Early Rhaetian - Lias: increase of re-sedimented, organic matter-rich, carbonate input. This episode corresponds to the Liassic grey-black limestones deposition of the Foraporta-Monte Monna Units, to many intraplateform anoxic basins in southern Italy originated by strike-slip tectonics, and perhaps to the Liguro-Piemont oceanisation (late Lias-early Dogger).

b) Late Aalenian - Bajocian (?): deposition of Liassic re-sedimented, coarse grained, shallow-water carbonates. This episode is recognizable in the Foraporta-Monte Monna Units, and in the Budva and Pindos Basins. It corresponds to uplift of source areas during early Dogger, and to a second order regressive sea level fluctuation.

From the Bajocian(?)-Bathonian, a fine grained detrital carbonate sedimentation occurred again, alternating with hemipelagic biosiliceous sediments. This event corresponds to the beginning of Tethian Jurassic radiolarites, and to the Bajocian-Bathonian second order transgressive sea level fluctuation.

The clay input increase and the benthonic layers at the SSF upper boundary could be a tectonic signal (subduction?). Alternatively, clay and kaolinite increase could indicate a climatic change (locally more humid climate).

| <p style="text-align: center;">Scandone, 1967, 1972 Miconnet, 1983, 1988 De Wever & Miconnet, 1985</p> | <p style="text-align: center;">This work</p> |
|--|---|
| <p>The SSF, with its lateral facies variations, is described and formally defined. No lithostratigraphic correlations in the SSF.</p> | <p>Vertical facies variations are recognized and described Litho-bostratigraphic correlations are proposed. The SSF is subdivided in formally defined members.</p> |
| <p>Lower formation boundary: dyacronic, from middle Norian to Oxfordian. Upper formation boundary: syncronic, Tithonic-Berriasian boundary</p> | <p>Lower formation boundary: dyacronic, from upper Norian to Rhaetian. Upper formation boundary: dyacronic?, from Kimmeridgian to (upper?) Tithonian</p> |
| <p>Sedimentary evolution controlled by the deepening of the basin bottom under the CCD, due to the thermal subsidence</p> | <p>More complexe sedimentary evolution, controlled by variations of: 1) detrital carbonate input, 2) terrigenous (clayeous) input, 3) biosiliceous (radiolarians) input.</p> |
| | <p>Individuation of regional sedimentary events. Comparison with other palaeogeographic domains: 1) Monte Monna - Foraporta, 2) Sicano Basin, 3) Lombardian Basin, 4) Budva Basin, 5) Pindos Basin.</p> |

Résumé

Le Bassin du Lagonegro est un domaine Paléogéographique Mésozoïque, caractérisé par une séquence de bassin d'âge Triasique à Néogène, affleurant au Campano-Lucano, un segment des Apennins Néogéniques du Sud de l'Italie (voir figs. 1.1. et 1.2).

La partie sommitale de la formation des Scisti Silicei (FSS) d'âge Triasique supérieur (Norien) à Jurassique repose sur la Formation des Calcari Con Selce (Triasique Supérieur) et est superposée par la Formation du Flysch Galestrino (Crétacé Inférieur) (fig. 1.3).

Le FSS est formé de pelites siliceuses, de radiolarites et de carbonates dérivés d'eaux peu profondes resédimentés. L'épaisseur des FSS varie entre 60m. et plus de 150m. en fonction de l'apport de carbonates et de sédiments terrigènes.

Lithostratigraphie et interprétation paléoenvironnementale

Ce travail porte sur des sections condensées des FSS. Les associations de lithofaciès sont représentées par des lits très fins de turbidites terrigènes et carbonatées, alternant avec des sédiments hémipélagiques. Les radiolaires sont le biofaciès le plus fréquent, les traces de bioturbation (Chondrites) sont rares.

Dans ce travail nous avons défini formellement quatre membres superposés stratigraphiquement au sein de la FSS (figs. 2.2, 2.5 et 2.6):

- (1) Membre du Buccaglione (Norien supérieur - Rhetien p.p.),
- (2) Membre de la Nevera (Rhetien p.p. - Toarcien p.p.),
- (3) Membre de la Serra (Toarcien p.p.? - Bajocien?)
- (4) Membre de l'Acqua Sulfurea (Bajocien? - Tithonique).

Un cinquième Membre, le Membre du Chiatamone (Bathonien-Tithonique), a été défini formellement dans la partie sommitale de certaines sections de la FSS moins condensée. Ce cinquième membre est hétéropique avec le membre quatre des sections condensées (fig 2.2, pl. 3.1 et 6.1).

Les changements de lithofaciès au sein de la FSS sont dépendant de (ordre décroissant d'importance): a) apport de carbonates resédimentés provenant des pentes de plates-formes carbonatées environnantes, b) apport terrigène fin (argiles c) apport de silice biogénique (tests de radiolaires et quelques spicules d'éponges).

Le milieu de dépôt des FSS est caractérisé par: des processus de sédimentation de faible énergie, des faibles taux de sédimentation (<1m/Ma, figs. 5.2 et 5.3) et des eaux de fond disarobiques.

Les affleurements septentrionaux (sections du Sasso di Castalda, Monte Cugnone and Calvello) incorporent des dépôts carbonatés lenticulaires grossiers, ce qui indique qu'ils ont dû se trouver plus près de la source de carbonates que les affleurements plus au sud (Madonna di Sirino et Lagonegro). Un niveau bathyal ou une bathymétrie plus profonde est suggérée pour ce bassin durant le Jurassique. Un équivalent actuel de ce type de milieu serait un environnement d'eau profonde tel que la zone de raccord entre la pente continentale et la pleine abyssale avec des sédiments turbiditiques "lobe fringe".

AGE DES LIMITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DE LA FSS. La limite inférieure est diachronique, du Norien Supérieur au Rhétien. La limite supérieure semble être également diachronique (du Kimmeridgien au Tithonique).

Biostratigraphie et Paleobiogéographie

Les faunes de radiolaires étant mal préservées, nous n'avons pas pu établir de zonation locale. La zonation de Carter (1993) est utilisée pour le Triasique et les UAZones 95 (Baumgartner et al., 1995a) pour le Jurassique. Des assemblages à radiolaires du Norien Supérieur, Rhéthien, Jurassique moyen et supérieur ont été trouvés dans six sections stratigraphiques. Ces assemblages ont permis d'établir une corrélation entre les affleurements ainsi que de dater les principales phases de déposition (pl. 3.1 et 6.1). D'autres données biostratigraphiques concernent des conodonts du Norien-Rhétien, palinofossiles du Rhétien, algues et foraminifères du Lias remanié entre l'Aalénien supérieur et le Bathonien inférieur.

Les assemblages à radiolaires du bassin de Lagonegro contiennent des taxons cosmopolites, similaires à ceux du Japon et de l'Océan Pacifique, ce qui indiquerait une connexion entre le Bassin du Lagonegro et le Paleopacifique.

Minéralogie et géochimie

Les analyses diffractométriques et la fluorescence X indiquent que la fraction lutitique de la FSS est constituée de minéraux argileux détritiques partiellement transformés durant la diagenèse, ainsi que de quartz biogénique. Les paragenèses argileuses (fig. 4.1) ont une composition similaire aux argiles marines communes et indiquent un degré de diagenèse correspondant à un niveau d'enfouissement profond.

En outre, nous avons identifié un niveau de glauconie authigénique (fig. 2.14), ce qui indique de faibles taux de sédimentation durant le Jurassique moyen; plusieurs niveaux argileux riches en montmorillonite (figs. 2.12d et 4.11), ce qui tend à indiquer une activité volcanique durant le Tithonien; enfin, une augmentation du contenu en kaolinite dans les paragenèses argileuses (fig. 4.11), ce qui pourrait être indicateur d'un changement vers un climat plus humide ou un apport de kaolinite remaniée à la fin du Jurassique.

La composition géochimique des échantillons de la FSS (tab. 4.1 et fig. 4.6) est similaire aux argiles rouges et boues siliceuses des océans actuels, avec des éléments traces détritiques très communs (Zr, Rb, V, et Ba) et des éléments trace hydrothermaux très rares (Mn, Pb, Zn, Cu, Ni et Co). La silice est essentiellement d'origine biogénique (fig. 4.5), la quantité de silice détritique étant négligeable. Pendant la diagenèse la silice, sous forme de quartz, a remplacé partiellement, voire totalement, les dépôts carbonatés.

Evolution sédimentaire

Une reconstruction de l'histoire sédimentaire du Bassin de Lagonegro du Triasique supérieur au Jurassique est proposée. Nous avons identifié plusieurs événements sédimentaires, groupés dans six intervalles de temps (pl. 6.1 et fig. 6.4). Ces événements ont été comparés avec les changements du niveau marin et du climat, avec certaines événements tectoniques (fig. 6.3), ainsi qu'avec l'histoire sédimentaire d'autres domaines paléogéographiques (fig. 6.2 et 6.4). Ceci indique que certains événements ont une extension régionale voir plus grande et que ils sont corrélés avec les phases principales du rifting de l'Océan Liguro-Piémontais ainsi que avec des changements de climat.

- Capitolo 1 -

Inquadramento geologico e stratigrafico

1.1. Argomento e scopo della ricerca

Questa tesi fa parte di un progetto di ampliamento e revisione delle conoscenze sulle successioni lagonegresi, iniziato nella seconda metà degli anni ottanta al Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Napoli e guidato dal Prof. D'Argenio. Questo progetto ha portato all'acquisizione di nuovi dati ed alla proposta di nuove interpretazioni già oggetto di diverse pubblicazioni (Marsella, 1988a,b; Marsella *et alii*, 1992, 1993, 1995; Amodeo *et alii*, 1993). L'interesse per i terreni lagonegresi è giustificato dalla loro unicità, poiché sono le successioni bacinali più antiche affioranti nell'Appennino meridionale.

Tracciare un quadro generale dei terreni lagonegresi non è cosa agevole, poiché la letteratura, anche la più recente, offre interpretazioni diverse, a volte anche molto distanti tra loro. Dopo il lavoro stratigrafico fondamentale di Scandone (1967a), sono stati pubblicati nuovi dati stratigrafici e/o strutturali e nuove interpretazioni dell'evoluzione tettono-sedimentaria delle successioni lagonegresi (De Capoa Bonardi, 1970, 1984; Scandone, 1972, 1975a,b; Wood, 1981; Miconnet, 1983, 1988; Zaninetti *et alii*, 1986; Panzanelli Fratoni *et alii*, 1987; Marsella, 1988a,b; Ciarapica *et alii*, 1988a,b, 1990a,b; Rettori *et alii*, 1988; Mietto & Panzanelli Fratoni, 1990; Torre e Zamparelli, 1990; Torrente, 1988, 1990; Mazzoli, 1992; Marsella *et alii*, 1992, 1993, 1995; Ietto & Barilaro, 1993; Patacca *et alii*, 1992b; Amodeo *et alii*, 1993) che hanno permesso di ricostruire in modo più preciso parte della storia evolutiva del Bacino Lagonegrese.

Argomento di questa tesi è lo studio dell'intervallo stratigrafico Triassico terminale-Giurassico, durante il quale alla sedimentazione prevalentemente calcarea caratteristica del Carnico-Norico (Formazione dei Calcarei Con Selce) segue una sedimentazione prevalentemente silico-argillosa, che persiste durante tutto il Giurassico (Formazione degli Scisti Silicei). Questo importante cambiamento nel regime sedimentario è caratterizzato dalla presenza di «radiolariti» e da apporti carbonatici discontinui a diverse altezze stratigrafiche.

Secondo alcuni autori il cambiamento era dovuto ad approfondimento del bacino al disotto della CCD (Selli, 1962; Scandone, 1972, 1975a; De Wever & Miconnet, 1985; Miconnet, 1988), in seguito al quale si instaurava nel Triassico terminale-Giurassico una sedimentazione condensata, priva di carbonati. La ripresa della sedimentazione calcarea avveniva al limite Giurassico-Cretacico, in seguito all'approfondimento della CCD dovuto all'esplosione

di produttività del nannoplancton calcareo; il ritorno della sedimentazione carbonatica era accompagnato da un aumento dell'apporto argilloso (flysch galestrino) (Miconnet, 1983, 1988).

Un'interpretazione diversa era stata proposta da Marsella, (1988a,b) e Pappone (1990); la variazione dell'apporto carbonatico nel bacino era interpretata in funzione dell'evoluzione della scarpata carbonatica limitrofa. L'aumento di acclività della scarpata carbonatica, probabilmente dovuto in parte a cause tettoniche, portava a regimi di trasporto di tipo *by-pass* o erosivo durante il Giurassico-Cretacico.

Il fatto che il Triassico terminale -Giurassico coincidesse con le fasi di apertura della Tetide giurassica (Laubscher & Bernoulli, 1977; Bertotti *et alii*, 1993) aveva già suggerito a qualche autore che fosse possibile riconoscere nelle successioni lagonegresi tracce di attività tettonica di tipo trascorrente, legata alle fasi di *rifting* (Catalano & D'Argenio, 1982b). Inoltre, nel Giurassico Medio-Superiore, diversi domini tetidei sono dominati da sedimenti radiolaritici (Baumgartner, 1987a). Aveva il Bacino Lagonegrese registrato questi avvenimenti? Quanto della sua evoluzione sedimentaria era influenzata da fenomeni di portata regionale? Per rispondere a queste domande era necessario un affinamento dei dati stratigrafici. L'impalcatura biostratigrafica poteva essere fornita soltanto dai radiolari. Da qui la necessità di studiare le associazioni a radiolari degli Scisti Silicei e di fare un'analisi stratigrafica di dettaglio.

Lo studio stratigrafico degli Scisti Silicei è consistito nell'analisi a scala centimetrica e decimetrica delle sezioni più significative. Sono state selezionate principalmente le sezioni stratigrafiche meno disturbate tettonicamente e più condensate; questa scelta ha avuto il vantaggio di poter individuare più agevolmente i principali cambiamenti di litofacies all'interno del bacino. Le analisi sedimentologiche hanno permesso la definizione di differenti litofacies ed associazioni di litofacies e sono state integrate con analisi diffrattometriche, fluorescenza ai raggi X e analisi EDX, allo scopo di caratterizzare la frazione lutitica e di individuare eventuali influenze di attività idrotermale. Le indagini biostratigrafiche sui radiolari, condotte sotto la guida del Prof. P.O. Baumgartner dell'Institut de Géologie et Paléontologie dell'Università di Losanna (Svizzera), non hanno permesso la costruzione di una zonazione locale di dettaglio a causa della cattiva conservazione delle faune, si sono quindi utilizzate zonazioni definite in altre località.

I nuovi dati acquisiti indicano che l'evoluzione sedimentaria triassico terminale - giurassica del

Bacino Lagonegrese, vista in precedenza semplicemente come una funzione della profondità della CCD, dipende in primo luogo dalle variazioni nell'apporto detritico carbonatico proveniente da aree meno profonde, che fu di natura discontinua e con alti tassi di sedimentazione, e secondariamente dall'apporto terrigeno fine e dall'apporto biosiliceo. Queste variazioni sono l'espressione di «eventi» sedimentari - alcuni legati con molta probabilità a instabilità tettonica e/o variazioni eustatiche, altri corrispondenti ad importanti cambiamenti climatici - riconoscibili in diverse parti del bacino e correlabili con «eventi» riconosciuti in altri domini paleogeografici tetidei.

1.2. Inquadramento geologico e ricostruzioni paleogeografiche del Bacino Lagonegrese

1.2.1. Le unità lagonegresi nell'edificio appenninico

L'Appennino Meridionale costituisce un segmento di catena a falde di ricoprimento con vergenza verso

l'avampaese apulo-adriatico, che si è originato, a partire dal Terziario, dalla deformazione di diversi domini paleogeografici mesozoici e paleogenici. Questi costituivano un sistema di piattaforme carbonatiche-bacini situato su di un antico margine continentale concordemente riferito al margine meridionale (africano, ovvero adriatico) della Tetide mesozoica (Bernoulli & Jenkyns, 1974; Scandone, 1975b; Laubscher & Bernoulli, 1977; Channell *et alii*, 1979; D'Argenio *et alii*, 1980).

Le successioni lagonegresi formano alcune delle unità tettoniche embricate nella catena sud-appenninica e sono costituite da sedimenti bacinali mesozoici che affiorano estesamente nell'Appennino Campano-Lucano; gli affioramenti principali sono situati in Basilicata, piccoli affioramenti in finestra tettonica sono presenti anche in Campania. All'interno dell'Appennino Campano-Lucano sono state definite diverse unità tettoniche; un modello strutturale semplificato con le principali unità è riportato nella **fig. 1.1**. I profili sismici che attraversano la catena mostrano una situazione strutturale complessa (**fig. 1.2**), per la quale sono stati proposti sia modelli in cui il basamento è coinvolto nella deformazione (Casero *et*

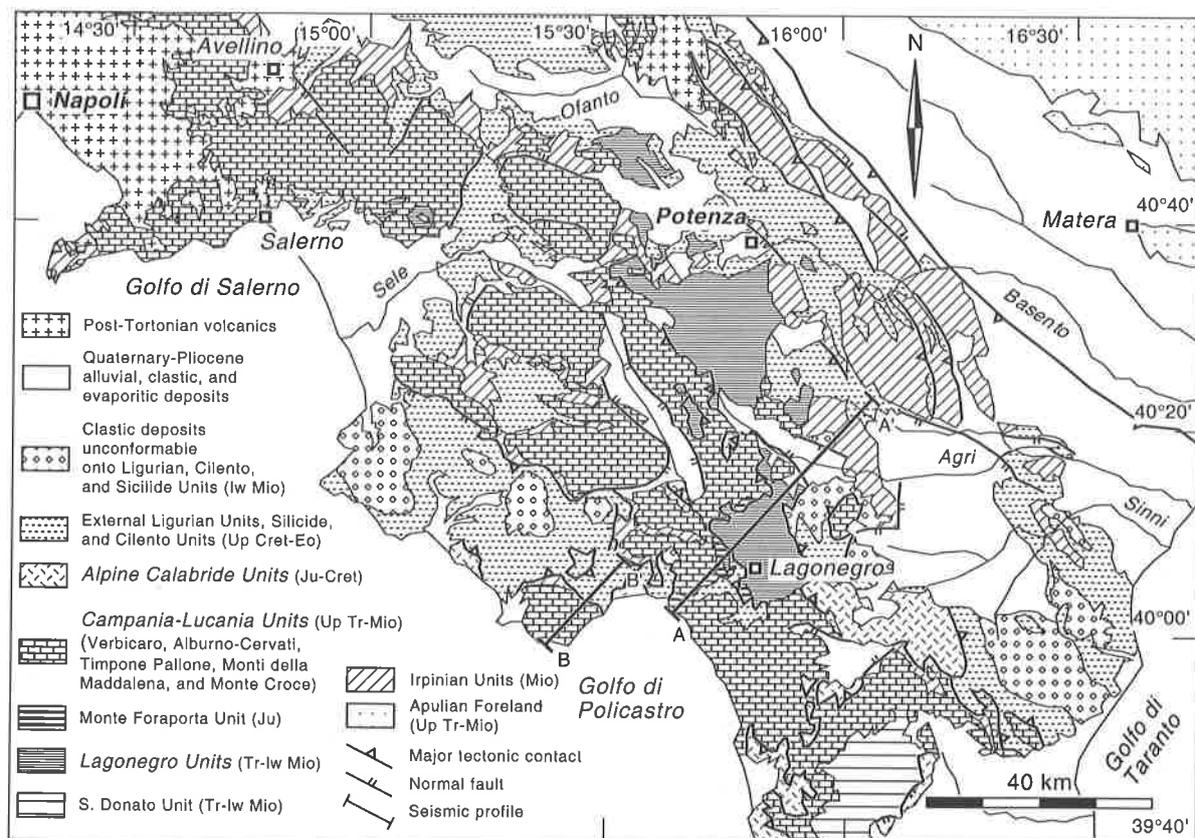


Fig. 1.1. Schema geologico semplificato dell'Appennino Campano-Lucano, Italia meridionale. AA' e BB': ubicazione delle linee sismiche riportate nella fig. 2.2. Da Bigi *et al.* (1992): *Structural Model of Italy*, Sheet n. 4, semplificato e leggermente modificato.

Fig. 1.1. Geological map of southern Apennines, Italy. AA' e BB': location of seismic sections showed in fig. 2.2. After Bigi *et al.* (1992): *Structural Model of Italy*, Sheet n. 4, simplified and slightly modified

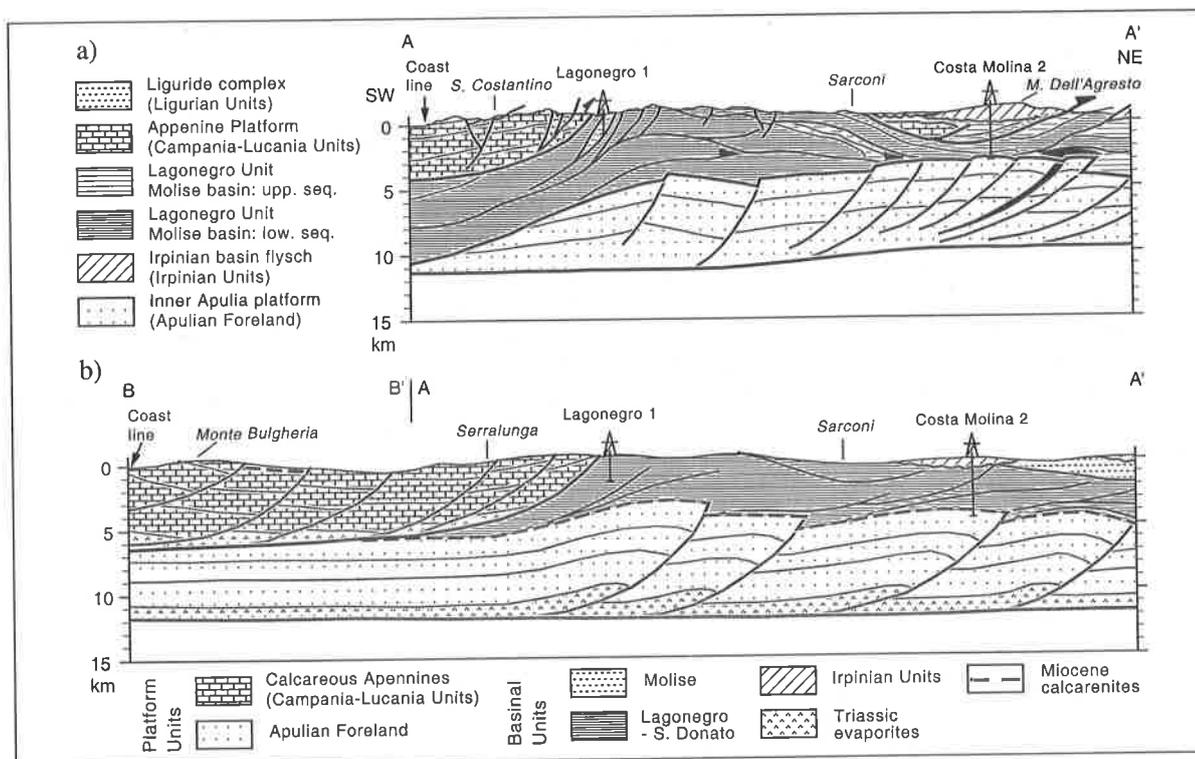


Fig. 1.2. Due diverse interpretazioni della sezione sismica Lagonegro - Costa Molina: a) secondo Mostardini & Merlini (1986), b) secondo Marsella et al. (1992, 1995). Notare la diversa interpretazione sia delle unità che delle linee tettoniche. Disegni originali ridisegnati e leggermente modificati.

Fig. 1.2. Two different interpretations for the Lagonegro - Costa Molina seismic section: a) according to Mostardini & Merlini (1986), b) according to Marsella et al. (1992, 1995). Note the contrasting interpretations for the units and tectonic lines. Original drawings redrawn and slightly modified.

alii, 1988), sia modelli in cui la deformazione ha interessato solo le coltri superficiali (Mostardini & Merlini, 1986; Hill & Hayward, 1988; Patacca & Scandone, 1989; Marsella et alii, 1992).

Le unità lagonegresi appaiono scollate dal basamento e sono costituite da diverse scaglie tettoniche. Scandone (1967a, 1972, 1975a) aveva individuato due livelli strutturali principali: l'unità Lagonegro I, geometricamente più bassa e corrispondente alla parte assiale del Bacino Lagonegrese (facies distali) e l'unità Lagonegro II, sovrapposta alla precedente e corrispondente al suo fianco occidentale (facies più prossimali). Studi successivi indicano che la deformazione strutturale è più complessa ed è polifasica (Miconnet, 1983; Torrente, 1988, 1990; Mazzoli, 1992); inoltre non vi è diretta corrispondenza tra posizione strutturale delle scaglie tettoniche e distribuzione delle facies all'interno dell'originario bacino di deposizione (Carbone et alii, 1988).

Gli studi paleomagnetici sulle unità lagonegresi evidenziano rotazioni antiorarie di entità differente rispetto al cratone africano, legate alla formazione dell'edificio appenninico; a luoghi (Pignola) la rotazione è invece oraria e testimonierebbe una tettonica preterziaria probabilmente di tipo trascorrente (Incoronato et alii, 1985; Incoronato,

1988; Gialanella et alii, 1991).

1.2.2. Paleogeografia del Bacino Lagonegrese

Nella geometria attuale della catena (cfr. fig. 1.2), le unità tettoniche costituite dalle successioni lagonegresi sono intercalate tra unità formate da depositi di piattaforma - scarpata carbonatica. I rapporti tra il Bacino Lagonegrese ed i circostanti domini paleogeografici sono tuttora oggetto di controversie. Una gradevole revisione storica dei concetti e delle ricostruzioni proposte a tale riguardo si può trovare in D'Argenio (1984, 1988); questi possono essere ricondotti ad una sola differenza principale: la posizione paleogeografica «esterna» e di intrapiattaforma del Bacino Lagonegrese (Scandone, 1972; D'Argenio et alii, 1973; Mostardini & Merlini, 1986; Pescatore et alii, 1988; Ietto & Barilaro, 1993; Sgrosso, 1994) contro una sua derivazione «interna» più prossima alla Tetide giurassica (Selli, 1962; Marsella et alii, 1992, 1995). Nel primo caso il Bacino Lagonegrese si situava ad est della Piattaforma Campano - Lucana, nel secondo caso ad ovest di essa.

Le successioni lagonegresi sono state classicamente comparate con altri depositi bacinali che afforano ampiamente nell'area mediterranea lungo la catena alpino-himalayana, in Sicilia (Imerese), nella ex-

Yugoslavia (Budva-Kotor), in Albania (Cukali), in Grecia (Pindos) (Bernoulli & Jenkyns, 1974, Scandone, 1975a,b). I vari bacini di deposizione, di forma allungata («seaways»), si sarebbero originati da fasi di *rifting* intracontinentale nel Triassico Medio (Scandone 1975b; Channell *et alii*, 1979). In particolare, il Bacino Lagonegrese si sarebbe originato dalla distruzione di una piattaforma carbonatica poco sviluppata, in seguito ad un regime di tettonica estensionale all'inizio del Triassico Medio (Wood, 1981; Miconnet, 1983, 1988). Allo stato attuale delle conoscenze non è possibile stabilire con certezza se il *rift* che ha originato il Bacino Lagonegrese abbia prodotto soltanto crosta continentale assottigliata oppure anche crosta oceanica, poiché, come già accennato nel paragrafo precedente, il basamento delle

successioni lagonegresi non è conosciuto. La presenza di metabasiti di tipo MORB all'interno dei terreni lagonegresi (Ietto & Cocco, 1965; Di Girolamo *et alii*, 1994) ha indotto qualche autore ad ipotizzare un basamento in parte di natura oceanica (Ietto & Barilaro, 1993).

Ricostruzioni successive ipotizzano che il Bacino Lagonegrese (così come il Bacino Sicano) si sia formato già a partire dal Permiano (forse Permiano inferiore), poiché la subsidenza in quest'area è iniziata già nel Permiano superiore (Catalano *et alii*, 1988, 1991; Kozur, 1990). Queste aree bacinali rappresenterebbero la terminazione occidentale di un'area oceanica mediterranea (Catalano *et alii*, 1991, 1993; Stampfli & Marchant, 1996; **fig. 1.3**). In tale ipotesi, l'attuale Mar Ionio dovrebbe essere un relitto

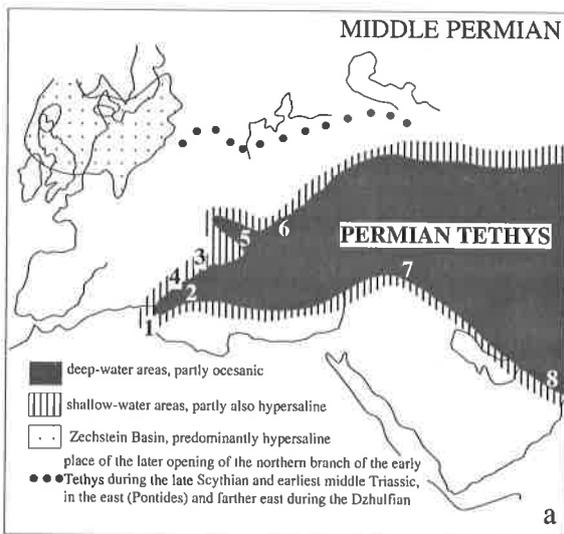
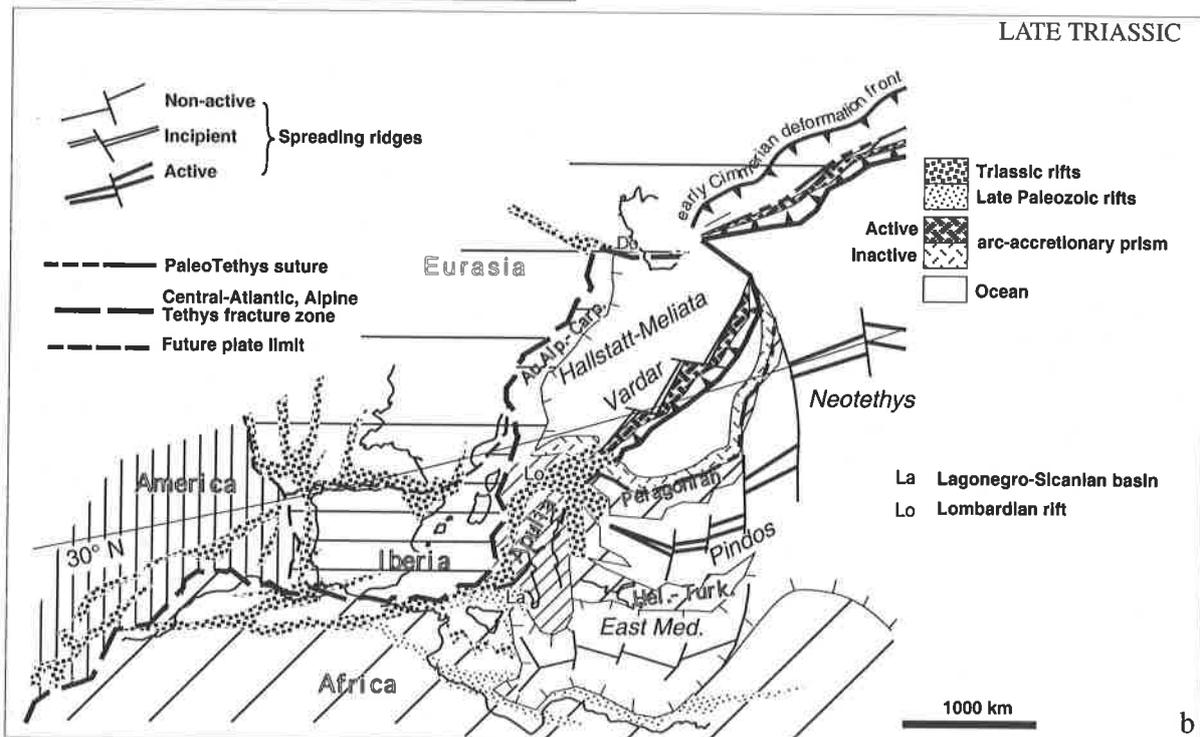


Fig. 1.3. Ricostruzioni paleogeografiche dell'area tetidea. a) Ricostruzione paleogeografica semplificata della Tetide nel Permiano Medio. Per il significato dei numeri si veda la didascalia in inglese. In Catalano *et al.* (1991), ridisegnato e leggermente modificato. b) Mappa palinspastica del dominio alpino nel Triassico Superiore. In Stampfli & Marchant (1996), leggermente modificato.

Fig. 1.3. Paleogeographic reconstructions of the eastern Tethyan domain. a) Simplified paleogeographic reconstruction of the Tethys during the Middle Permian. 1: shallow-water sediments in Tunisia, partly with pelagic influx. 2: mainly deep-water deposits in western Sicily (Sicano Domain). 3: Middle-Upper Permian shallow-water sediments of the Lagonegro Domain (as olistoliths in the Triassic) and their possible prolongation (4) in the Imerese Domain of Sicily. 5: "Clastic Trogkofel Beds". 6: Phyllite Unit of Crete. 7: pelagic limestones in Kurdistan, northeast Iraq. 8: Middle to Upper Permian radiolarites in Oman. After Catalano *et al.* (1991), redrawn and slightly modified. b) Palinspastic map of the Alpine domain during the Late Triassic. After Stampfli & Marchant (1996), slightly modified.



di questo dominio oceanico o sub-oceanico, di cui le falde lagonegresi e sicane rappresenterebbero parti obdote o accrete. Le aree bacinali «longeve» come il Bacino Lagonegrese ed il Bacino di Budva corrisponderebbero a zone stabili che all'inizio hanno subito estensione crostale e che poi sono state interessate da subsidenza termica continua (Stampfli & Marchant, 1995).

1.3. Stratigrafia delle successioni lagonegresi

1.3.1. Nomenclatura stratigrafica

Le successioni lagonegresi sono state suddivise in unità litostratigrafiche di diverso rango, non sempre definite formalmente, a cui sono stati attribuiti nomi differenti a seconda degli autori. Questo ha generato una certa confusione terminologica, che si è cercato di rappresentare nella **fig. 1.4**. Nello schema sono riportati i nomi utilizzati nei principali lavori a carattere stratigrafico riguardanti l'intervallo Triassico-Cretacico Inferiore dei terreni lagonegresi, e sono indicati quelli formalmente definiti. Si noti che la formazione del flysch galestrino, a tutt'oggi, non è ancora stata istituita formalmente, ciò a causa della costante cattiva esposizione e frammentarietà degli affioramenti. I termini che generano maggiore confusione sono «intervallo di transizione» e «Radiolariti». L'intervallo di transizione costituirebbe la parte terminale dei Calcari Con Selce secondo alcuni autori (Miconnet, 1983), mentre comprenderebbe anche una parte degli Scisti Silicei secondo altri (Marsella, 1988; Amodeo *et alii*, 1993). Il nome «Radiolariti» è stato utilizzato invece per indicare l'intera Formazione degli Scisti Silicei (Miconnet, 1983) oppure una parte di essa (Marsella, 1988; Amodeo *et alii*, 1993).

Scandone (1967) ha formalmente¹ istituito tre formazioni: la «Formazione di Monte Facito», la Formazione dei «Calcari Con Selce» e quella degli «Scisti Silicei». Per la seconda e terza Formazione l'autore ha preferito conservare il nome tradizionale, introdotto da De Lorenzo (1892a,b). I nomi «Calcari Con Selce» e «Scisti Silicei» rappresentano nomi tradizionali e ben definiti; essi non dovrebbero essere abbandonati, anche se non seguono le convenzioni dell'International Stratigraphic Guide (ISG, Salvador, 1994, cap. 3.B.3 g, pagg. 22-23). La nomenclatura introdotta da Selli (1962), «Formazione del Sirino» (Calcari Con Selce), «Formazione di Lagonegro» e «Formazione di San Fele» (Scisti Silicei),

«Formazione del Brusco» (flysch galestrino), non è conforme alle norme della ISG, poiché l'autore non definisce le sezioni tipo e dà soltanto una descrizione sommaria delle caratteristiche litologiche; non dovrebbe quindi essere seguita.

Nel presente lavoro si è seguita la terminologia di Scandone (1967) e la Formazione degli Scisti Silicei è stata suddivisa in membri.

1.3.2. Litostratigrafia

LE UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE «CLASSICHE»

I terreni lagonegresi, noti in letteratura come «serie-calcareo-silico-marnosa» (Scandone, 1967, 1972), sono costituiti da depositi silico-carbonatici-argillosi di età triassico-terziaria, attualmente affioranti nella catena appenninica meridionale (Appennino Campano-Lucano, cfr. **fig. 1.1**), e interpretati come sedimenti di un antico bacino (Bacino Lagonegrese Auct.).

La frammentarietà degli affioramenti e la complessità tettonica della regione consentono soltanto una ricostruzione parziale dell'originaria litostratigrafia. Le difficoltà maggiori si incontrano soprattutto nella valutazione degli spessori. Una colonna stratigrafica dell'intera successione lagonegrese è stata ricostruita sintetizzando i dati esistenti in letteratura ed è riportata nella **fig. 1.5** (si tenga presente che gli spessori sono indicativi e che i rapporti stratigrafici tra i vari intervalli che formano il Gruppo o la Formazione di Monte Facito sono ancora ipotetici).

All'interno dei terreni lagonegresi vengono classicamente distinte sei formazioni: a) Formazione di Monte Facito, b) Calcari Con Selce; c) Scisti Silicei; d) flysch galestrino; e) Flysch Rosso, f) Arenarie Numidiche.

a) Formazione di Monte Facito (Luperto, 1965; Scandone, 1967; Taddei-Ruggiero, 1968; Wood, 1981; Miconnet, 1983, 1988; Ciarapica *et alii*, 1990b; Torre & Zamparelli, 1990; Marsella *et alii*, 1993). Recentemente (Ciarapica *et alii*, 1990a) la Formazione di Monte Facito è stata promossa al rango di Gruppo ed al suo interno sono state individuate quattro formazioni, tra cui la più antica (Formazione delle Calcareniti di Capelluzzo) è stata istituita formalmente (Mietto *et alii*, 1991). Il Gruppo di Monte Facito comprende i terreni più antichi, caratterizzati da una litologia molto eterogenea (areniti, argilliti, radiolariti, marne e calcari), suddivisi, a seconda degli autori, in due, tre o quattro unità litostratigrafiche di età compresa tra il Trias inferiore-Ladinico superiore e il

¹Secondo la International Stratigraphic Guide (Salvador, 1994), l'istituzione formale di un'unità stratigrafica richiede (cap. 3.B., pagg. 17-24):

a) una definizione, caratterizzazione e descrizione chiare e complete dell'unità, in modo che gli studiosi successivi possano identificarla; b) una proposta del tipo, del rango e del nome dell'unità; c) la designazione di uno stratotipo (sezione tipo) o località tipo sulla quale l'unità è basata e che può essere utilizzata come riferimento dagli studiosi interessati; d) pubblicazione in un mezzo di comunicazione scientifica riconosciuto. Tutti i punti su elencati sono stati rispettati in Scandone (1967).

intercalano a diverse altezze stratigrafiche risedimenti calcarei e/o dolomitici in parte silicizzati. L'età di questa formazione è generalmente attribuita al Giurassico, mentre qualche autore (Miconnet, 1983, 1988) ipotizza una base diacrona (dal Trias medio all'Oxfordiano) ed un tetto sincrono coincidente con il limite Giurassico - Cretacico. Essendo questa formazione l'oggetto di questo lavoro, verrà trattata più estesamente nel paragrafo 1.4;

d) flysh galestrino (Formazione del Brusco in Selli, 1962; Galestri in Scandone, 1975a) (op.cit.; De Stasio, 1971; Bronnimann *et alii*, 1971), calcari, marne e argilliti, più o meno silicizzati, di età Giurassico superiore (?) - Cretacico inferiore. Bisogna sottolineare che diversamente dalle formazioni precedenti, istituite formalmente da Scandone (1967), non esiste in letteratura la descrizione di sezioni tipo, né è stata fatta un'istituzione formale (per questo motivo, nel presente lavoro, il nome è messo in minuscolo). Scandone (1967) vi riconosce una variazione litologica da nord verso sud, con graduale diminuzione dei risedimenti carbonatici più grossolani, aumento della frazione argillosa e comparsa di rare quarzosiltiti e quarzoareniti a grana fine;

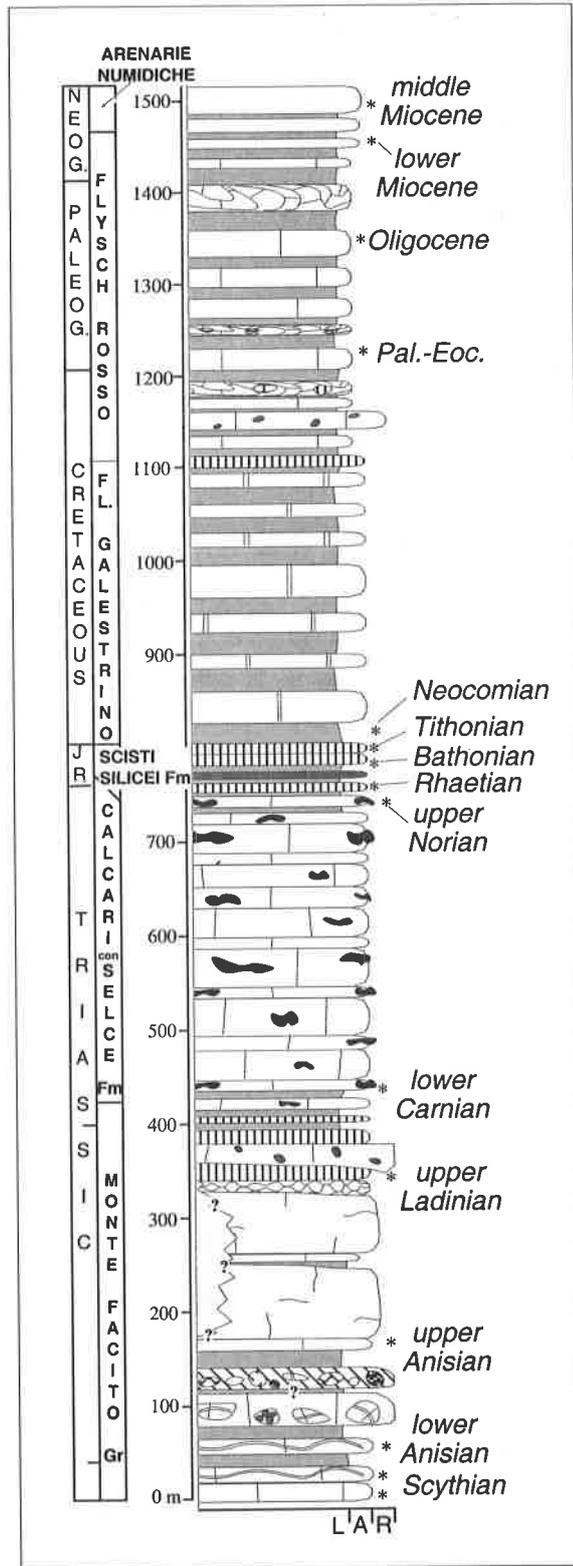
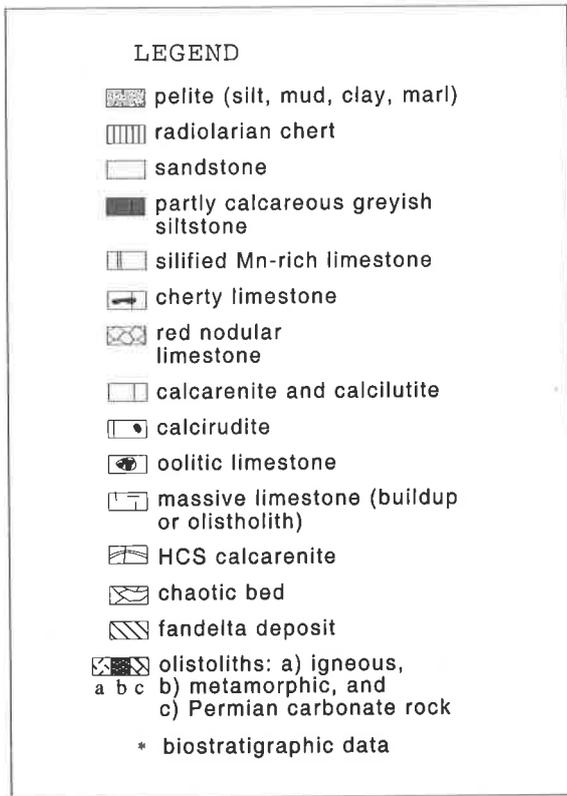


Fig 1.5. Ricostruzione semplificata della stratigrafia del domino lagonegrese (Triassico inferiore - Neogene). Si tenga presente che gli spessori sono indicativi ed i rapporti stratigrafici all'interno del Gruppo di Monte Facito sono ipotetici. Gli asterischi indicano i dati biostratigrafici. L: lutiti; A: areniti; R: ruditi. Dati da Scandone (1967), Cocco *et al.* (1974), Miconnet (1988), Ciarapica *et al.* (1990), Marsella *et al.* (1993), Amodeo *et al.* (1993), Amodeo & Baumgartner (1995).

Fig 1.5. Simplified reconstruction of the Lagonegro Domain stratigraphy (Lower Triassic - Neogen). Thicknesses are approximate, and stratigraphic relationships in the Monte Facito Group are hypothetical. Asterisks indicate biostratigraphic data. L, silt and clay; A, arenite; R, rudite. Data from Scandone (1967), Cocco *et al.* (1974), Miconnet (1988), Ciarapica *et al.* (1990), Marsella *et al.* (1993), Amodeo *et al.* (1993), Amodeo & Baumgartner (1995).

e) Flysch Rosso (Cocco *et alii*, 1974; Molisso *et alii*, 1994); costituito da un membro siliceo-calcareo-marnoso inferiore ed un membro marnoso-argilloso superiore, ha un'età compresa tra il Cretacico superiore ed il Langhiano; nelle aree di affioramento più meridionali, i depositi omologhi che sovrastano il flysch galestrino sono chiamati Scisti di Pecorone (op. cit.);

f) Arenarie Numidiche (Flysch Numidico Aucutt., Patacca *et alii*, 1992b e riferimenti bibliografici ivi contenuti); fino ad alcune centinaia di metri di sedimenti quarzarenitici, interpretati come un evento deposizionale del Langhiano (Miocene medio). Questi depositi si ritrovano anche in altre unità tettoniche dell'Appennino Meridionale.

1.4. La Formazione degli Scisti Silicei

1.4.1. Il significato degli Scisti Silicei nell'evoluzione del Bacino Lagonegrese

La Formazione degli Scisti Silicei abbraccia un intervallo di tempo di circa 70 Ma, corrispondente alla parte terminale del Triassico Superiore e a tutto il Giurassico, ben maggiore rispetto alla durata delle altre Formazioni definite nelle successioni lagonegresi. In questo intervallo di tempo, nell'area mediterranea si verificano fasi di tettonica estensionale che provocano la frammentazione delle aree continentali della Pangea equatoriale, con l'annegamento di alcuni domini di piattaforma carbonatica, formazione di diversi domini bacinali (ad es. Bacino Lombardo, Bacino Umbromarchigiano, Bacino di Streppenosa, etc.) e la nascita dell'oceano ligure-piemontese (Scandone, 1975b; Winterer & Bosellini, 1981, Marcoux *et alii*, 1992). Inoltre, se si considera la stratigrafia giurassica e all'evoluzione di altre aree bacinali italiane, come ad es. il Bacino Lombardo (Winterer & Bosellini, 1981, Gaetani & Erba, 1990) o il Bacino Umbromarchigiano (Colacicchi *et alii*, 1970, 1988; Santantonio, 1993) ci si accorge che esistono importanti variazioni verticali di facies, riconoscibili a scala regionale.

Avrebbero dovuto questi avvenimenti essere registrati in un dominio bacinale originatosi molto prima, come il Bacino Lagonegrese? Le facies silicee ed i bassi tassi di deposizione che caratterizzavano il bacino in questo periodo erano soltanto il risultato di una subsidenza al disotto della CCD? Era infatti questa l'interpretazione fornita da diversi autori (Scandone, 1967, 1972; Miconnet, 1983, 1988; De Wever & Miconnet, 1985). La scarsità di dati biostratigrafici e litostratigrafici non permetteva di correlare le diverse sezioni stratigrafiche né di individuare variazioni verticali di facies all'interno della Formazione degli Scisti Silicei; per questo motivo la storia giurassica del Bacino Lagonegrese si riassumeva in un progressivo

approfondimento per subsidenza termica.

Nel presente lavoro, le correlazioni lito-biostratigrafiche all'interno degli Scisti Silicei permettono di ricostruire una storia evolutiva più articolata, che molto verosimilmente ha registrato in modo «condensato» e discontinuo i principali avvenimenti tettono-eustatici e climatici dell'area mediterranea nel Triassico terminale-Giurassico.

1.4.2. Precedenti conoscenze sugli Scisti Silicei

La Formazione degli Scisti Silicei è stata formalmente istituita nel 1967 da Scandone, che utilizza il nome introdotto in letteratura da De Lorenzo alla fine del secolo scorso.

E' De Lorenzo che compie i primi studi stratigrafici sui terreni lagonegresi; in Basilicata egli riconosce e descrive una successione triassica, suddivisa dal basso in alto (De Lorenzo, 1898, cfr. fig. 1.4) in: a) calcari a liste e noduli di selce, spessi fino ed oltre i 500m, con diverse specie di *Halobia*, *Posidonomya* e *Chondrites*; b) scisti silicei e diaspri policromi, potenti fino a 300m, con «radiolarie e fucoidi»; c) dolomie bianche, bituminose e sfarinabili, con *Gervilleia exilis* STOPPANI e pectinidi. Egli attribuisce al Trias medio i due primi intervalli ed al Trias superiore il terzo, inoltre riconosce intercalazioni di «scogliere calcaree» con diverse specie di *Diplopora* e *Posidonomya* che considera eteropiche degli scisti silicei.

Lucini (1956) ipotizza per gli scisti silicei di De Lorenzo un'età più giovane, poiché egli riconosce la loro continuità di sedimentazione con il «flysch» sovrastante, di età probabilmente cretacea.

Tacoli & Zoia (1957) attribuiscono agli Scisti Silicei di San Fele un'età Cretacico inferiore per il ritrovamento di *Trocholina elongata* LEUPOLD & BIGLER nella parte media della formazione.

Dello stesso anno è il lavoro a carattere stratigrafico di Scarsella (1957) nella zona di Bella, San Fele e Muro Lucano, dove egli distingue una dolomia bianca-grigia saccaroide a cui seguono calcari con liste e noduli di selce, scisti silicei e scisti argillosi galestrini; l'età dell'intera successione è compresa tra il Trias superiore ed il Cretacico inferiore o medio.

Successivamente Selli (1962), in un lavoro di sintesi regionale, suddivide i terreni lagonegresi in due «serie» (serie di Lagonegro e serie di San Fele, cfr. fig. 1.4) del Carnico-Cretaceo inferiore, di spessore estremamente ridotto e quindi a lentissima velocità di sedimentazione, depostesi in un mare aperto e profondo. La serie di Lagonegro comprende la Formazione del Sirino (ovvero i Calcari Con Selce), la Formazione di Lagonegro (Scisti Silicei) e la Formazione del Brusco (flysch galestrino). La serie di San Fele è costituita da dolomia cristallina e calcari dolomitici con selce a cui segue la Formazione di San Fele (Scisti Silicei) ed infine un «flysch argilloso grigio-plumbeo od ocreo con intercalazioni

calcaree», paragonato dall'autore alla Formazione del Brusco. L'autore ipotizza una corrispondenza stratigrafica tra dolomia, calcari dolomitici e formazione di San Fele con la Formazione di Lagonegro.

Luperto (1962) descrive una fauna a foraminiferi bentonici ed algehe del Malm nelle brecciole degli Scisti Silicei di Pignola (*Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Involutina turgida* KRISTAN, *Conicospirillina basiliensis* MOHLER, *Ventrolamina cribrans* WEYNSCHENK, *Coscinoconus elongatus* LEUPOLD & BIGLER, *Nodophtalmidium jurassicum* CAROZZI, *Textularia* sp., *Clypeina* sp. e *Macroporella* sp.).

Nello stesso periodo De Castro (1962a) descrive una fauna a foraminiferi di età liassica negli Scisti Silicei di Giffoni Vallepiiana, con *Orbitopsella praecursor* (GÜMBEL), frequenti *Vidalina martana* FARINACCI, *Textularia* sp., *Glomospira* sp. e valvulinidi.

Luperto (1966) segnala la presenza nei «calcari con liste e noduli di selce» di San Fele una fauna giurassica e la correla ad una fauna identica da lei descritta negli Scisti Silicei di Pignola. Tale fauna, di età Malm, è costituita da: *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Labirintina mirabilis* WEYNSCHENK, *Involutina* aff. *liassica* JONES, I. cf. *turgida* KRISTAN, *Nautiloculina oolitica* MOHLER, *Trocholina conica* SCHLUMBERGER, *Nodophtalmidium jurassicum* CAROZZI, *Coscinophragma cribrosum* REUSS, *Ammobaculites* sp., *Nodosaria* sp., *Robulus* sp., *Coscinoconus elongatus* Leupold & Bigler, *C. alpinus* LEUPOLD & BIGLER, *C. minutus* MASLOV, Textularidae, Miliolidae, frammenti di *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI, di *Cayeuxia* sp. e di *Clypeina* sp.

Il primo ampio lavoro in chiave moderna sulla stratigrafia dei terreni lagonegresi viene eseguito da Scandone (1967a). Egli suddivide la serie calcareo-silico-marnosa in Formazione di Monte Facito (Trias medio), Calcari Con Selce (Carnico-Norico), Scisti Silicei (fra il Trias superiore ed il Malm) e flysch galestrino (Malm) (cfr. fig. 1.4). Successivamente (Scandone, 1972) i Calcari con Selce vengono attribuiti al Trias superiore e gli Scisti Silicei al Giurassico, mentre il flysch galestrino è datato Cretacico inferiore. Da nord verso sud, Scandone riconosce nei Calcari Con Selce una diminuzione dello spessore totale e della frequenza dei termini dolomitici e la comparsa di conglomerati «intraformazionali», mentre negli Scisti Silicei egli nota una riduzione delle brecciole ed un aumento dei termini diasprigni su quelli argillitici. Tali variazioni sarebbero legate alla posizione dei depositi nella «geosinclinale» e mostrerebbero caratteri di «prossimalità» o «distalità», ovvero «facies» diverse. Le facies individuate sono, dalla più prossimale alla più distale, la facies San Fele, Pignola-Abriola,

Armizzone e Lagonegro-Sasso di Castalda. Le prime tre facies rappresentano le «facies prossimali» e strutturalmente appartengono ad un'unità tettonica geometricamente superiore (Lagonegro II), la quarta rappresenta le «facies distali» ed appartiene ad un'unità tettonica geometricamente inferiore (Lagonegro I).

La formazione degli Scisti Silicei è considerata come depostasi con una lentissima velocità di sedimentazione in un ambiente profondo, al di sotto della CCD, per quasi tutto il Giurassico. L'età degli Scisti Silicei è ancora stabilita indirettamente, in base alle faune rimaneggiate delle brecciole intercalate nelle radiolariti, in cui Scandone (1967) segnala la presenza frequente di *Dictyoconus cayeuxi* LUCAS, che considera di età Aaleniano-Baiociano. Peraltro studi successivi indicano che la *Gutnicella cayeuxi* (LUCAS) ha un range più ristretto: secondo alcuni autori è Aaleniano-Baiociano inferiore (Chiocchini, 1987; Septfontaine *et alii*, 1991) secondo altri è Aaleniano (Ameur & Elmi, 1981; Tonielli, 1992). Le brecciole presenti negli Scisti Silicei vengono interpretate come «brecciole di fianco di geosinclinale».

Mattavelli & Novelli (1968) eseguono uno studio petrografico sugli Scisti Silicei della successione di San Fele, che gli autori suddividono in tre membri. Il 1° membro («dolomia bianca») corrisponde ai Calcari Con Selce di Scandone (1967), mentre il 2° ed il 3° membro («calcari con selce» e «scisti silicei») corrispondono agli Scisti Silicei di Scandone (1967). In questo lavoro vengono distinti tre tipi di dolomitizzazione e viene riconosciuta l'alternanza dei processi di silicizzazione-precipitazione, imputata a variazioni del pH delle acque interstiziali. Vengono eseguite anche analisi diffrattometriche su alcuni campioni argillosi, di cui si parlerà più estesamente nel capitolo 4.

Miconnet (1983) compie un ampio studio stratigrafico e tettonico dei terreni lagonegresi ed attribuisce la deposizione delle radiolariti (Scisti Silicei) ad un approfondimento diacrono del bacino al di sotto della superficie di compensazione dei carbonati, iniziato nel Norico medio nelle aree più distali. L'età attribuita a detta formazione va dal Norico medio al Tetonico superiore - Berriasiano. Anche questo autore riconosce facies che da prossimali diventano via via più distali, ma considera la facies Sasso di Castalda più prossimale e la facies Armizzone più distale rispetto a Scandone (1967, 1972). Inoltre egli individua un numero maggiore di unità tettoniche, ciascuna corrispondente ad una facies diversa. Miconnet (1988) calcola per gli Scisti Silicei un tasso di deposizione di 0.5 m/Ma dovuto ad una lentissima sedimentazione al di sotto della CCD.

Donofrio (1984) analizza alcuni campioni provenienti dalle sezioni stratigrafiche di San Fele e del Monte Pierno. Egli segnala la presenza di faune a condonti del limite Carnico-Norico e del Sevatico

(Norico superiore) nei Calcari Con Selce, e la presenza di scleriti di Oloturie (*Priscopedatus aegyptiacus* SAID & BARAKAT) caratteristiche del Batoniano negli Scisti Silicei.

Il lavoro biostratigrafico di De Wever & Miconnet (1985), che riprende ed approfondisce i dati preliminari presentati in Miconnet (1983), rappresenta il primo ed unico studio finora compiuto sulle faune a radiolari negli Scisti Silicei. Poiché la biostratigrafia e la sistematica dei radiolari hanno registrato un forte incremento di dati nell'ultimo decennio, ho ritenuto necessario un aggiornamento delle età proposte da De Wever & Miconnet (1985), riportato nel capitolo 3 della presente opera, a cui si rimanda per ulteriori informazioni.

Marsella & Pappone (1986) interpretano le breccie infraliassiche dei Monti della Maddalena come la scarpata di transizione al Bacino Lagonegrese.

Marsella (1988) riconosce una distribuzione delle facies nei Calcari Con Selce e negli Scisti Silicei che indica una provenienza dei calcari risedimentati da un'area sorgente allungata posta ad ovest. L'autore interpreta l'evoluzione tettonico-sedimentaria del Bacino Lagonegrese in termini di cambiamenti del regime sedimentario (*depositional*, *by pass* ed *erosional*, secondo Schlager & Ginsburg, 1981) sulle

scarpate delle piattaforme carbonatiche adiacenti, dove da un regime di tipo *depositional* nel Triassico superiore si passa ad un regime di tipo *by pass* od *erosional* nel Giurassico. Il cambiamento nel regime deposizionale dipenderebbe sia dalla crescente acclività delle scarpate carbonatiche - dovuta all'aumento di spessore delle piattaforme col tempo (Schlager & Camber, 1986) - che, almeno in parte, a fasi tettoniche regionali (Pappone, 1990). L'autore utilizza una suddivisione delle unità litostratigrafiche diversa rispetto a Scandone (1967) e Miconnet (1983): egli individua un «intervallo di transizione» tra i Calcari Con Selce e le «Radiolariti». L'intervallo di transizione dell'autore abbraccia la parte inferiore-media degli Scisti Silicei e parte dei Calcari Con Selce sottostanti. Le «Radiolariti» corrispondono alla parte terminale degli Scisti Silicei (vedi anche capitolo 2). Questa suddivisione è seguita anche da Amodio *et alii* (1993), in cui viene condotta un'analisi biostratigrafica dell'intervallo di transizione Calcari Con Selce - Scisti Silicei. I dati biostratigrafici, basati sulle faune a conodonti, indicano la presenza di associazioni del Norico superiore (Sevatico), con *Mockina bidentata* (MOSHER) e *Mockina postera* (KOZUR & MOSTLER) e del Retico, con *Misikella posthernsteini* (KOZUR & MOCK) e *Misikella hernsteini* (MOSTLER).

- Capitolo 2 -

Litostratigrafia e analisi di facies

2.1. Litofacies e associazioni di litofacies

2.1.1. Nomenclatura utilizzata nella classificazione delle rocce

Le rocce silicee che costituiscono gli Scisti Silicei corrispondono alle *bedded cherts* e *radiolarian cherts* dei sedimenti oceanici descritti nei resoconti dell'Ocean Drilling Program (cfr. Heath & Moberly, 1971; Behl & Smith, 1992), alle *radiolarites* di Folk & McBride (1978) e McBride & Folk (1979). Termini italiani corrispondenti sono «selci a radiolari» e «radiolariti»; «diaspro» indica generalmente una selce rossa oppure variegata.

La classificazione delle rocce silicee, essendo queste principalmente di taglia lutitica, è complicata per la difficoltà di valutare le proporzioni relative dei diversi costituenti. Nel presente lavoro si è seguita fondamentalmente la nomenclatura di Potter *et alii* (1980) per le rocce pelitiche (mudrocks), mostrata nella *fig. 2.1*. Il termine radiolarite viene qui utilizzato in senso più ristretto, per indicare un mudstone siliceo contenente almeno il 30% di radiolari. Il termine «chert» indica rocce a matrice interamente o prevalentemente cristallina; «vitreous chert» indica una roccia costituita da micro e macrocristalli diagenetici di quarzo, dal tipico aspetto vetroso.

Per la classificazione delle rocce carbonatiche si è seguita la terminologia di Grabau (1913) (in Bosellini *et alii*, 1989), poiché si tratta di rocce detritiche, e secondariamente quella di Dunham (1962) e Folk (1962). Per le torbiditi sottili a radiolari si è utilizzata la classificazione di Piper & Stow (1991) per le «fine grained turbidites», poiché le strutture sedimentarie delle torbiditi a radiolari sono comparabili a quelle delle torbiditi fini silicoclastiche (Decker, 1991). Le percentuali di grani arenitici e siltitici non sono strettamente quantitative poiché sono state stimate tramite la Comparison Chart For Visual Percentage Estimation (Terry & Chilingar, 1955) riportata nell'AAPG Memoires n 27 e 28. Per la nomenclatura del *parting* ci si è riferiti a Potter *et alii* (1980). I colori delle rocce sono codificati secondo la *The Geological Society of America Rock-Color Chart* (1991).

2.1.2. Litofacies

Le rocce che costituiscono gli Scisti Silicei sono costituite principalmente da sedimenti lutitici, contenenti percentuali variabili di radiolari. La composizione mineralogica delle rocce mostra quantità variabili di calcite, quarzo e minerali argillosi (vedi cap. 4). Tali variabili sono state scelte come criterio base di distinzione. Le litofacies sono state

riunite, a seconda dei costituenti dominanti, in quattro gruppi principali e sono schematicamente rappresentate nella *fig. 2.2*. Il gruppo A comprende tutte le litofacies calcaree. Il gruppo B comprende le litofacies silico-carbonatiche che sono state parzialmente o completamente silicizzate durante la diagenesi; hanno una matrice cristallina mista silico-carbonatica o costituita completamente da quarzo (sia microcristallino che megacristallino). Il gruppo C comprende le litofacies silicee a matrice mista di minerali argillosi e quarzo criptocristallino, più o meno ricche in radiolari. Infine il gruppo D comprende le litofacies argillose. L'aggiunta della lettera N alle lettere precedenti indica che la litofacies è ricca in sostanza organica e si presenta di colore grigio scuro-nero; ad es., la sigla A1N indica una calcarenite ricca in sostanza organica. Per ulteriori informazioni si rimanda all'Appendice A1.

2.1.3. Associazioni di litofacies

Le litofacies individuate danno luogo a differenti associazioni che possono essere raggruppate in base alla composizione mineralogica dominante: 1) associazioni prevalentemente calcaree, 2) associazioni prevalentemente argillose e 3) associazioni prevalentemente silicee.

ASSOCIAZIONI DI LITOFACIES PREVALENTEMENTE CALCAREE

Queste sono caratteristiche della Formazione dei Calcari Con Selce e del Membro (2) degli Scisti Silicei. Sono stati distinti cinque tipi principali:

- A3 & A2 (raramente A1) con interstrati D3
- A3 & A2 con interstrati D3 & D1 contenenti C3
- A1 in strati lenticolari all'interno di D1
- A1N con D2
- A2N & A3N

| | | | |
|------------------------|---------------------|----------|--------------|
| <i>stratification</i> | | | |
| bedding | bedded siltstone | mudstone | claystone |
| — 10 mm — | | | |
| lamination | laminated siltstone | mudshale | clayshale |
| <i>silt fraction</i> | | 2/3 | 1/3 |
| <i>field adjective</i> | gritty | loamy | fat or slick |

Fig. 2.1. Classificazione delle rocce lutitiche utilizzata nella presente opera. In Potter et al. (1980), modificata.

Fig. 2.1. Used mudrock classification. After Potter et al. (1980), modified.

| LITHO FACIES | CODE | SHORT DEFINITION | ROCK COLOR | MICROFACIES | FOSSILS | BED THICKNESS & STRATIFICATION (outcrop scale) | SEDIMENTARY STRUCTURES | DIAGENETIC FEATURES | INFERRED SEDIMENTARY PROCESS |
|--|------|---|--------------------------------------|--|--|--|--|---|--|
| A dominant carbonate | A1 | alldapic calcarenite | light grey | lithoclastic-intraclastic packstone and wackestone with subordinate peloids and bioclasts | benthic forams, algae, echinoids, sponge spicules, radiolarians in the intraclasts | dm to m, lenticular to even bedded | erosional base, normal grading, parallel to cross-lamination, or massive (T _a -T _c Bouma intervals) | chert nodules in coarser layers | high-density turbidity currents |
| | A2 | laminated calcilitite | light to dark grey | heterogeneous wackestone-mudstone | radiolarians | cm to dm, even bedded, locally erosive base and lenticular bedding | basal load casts, normal grading, parallel lamination, mottled bioturbation; massive in lenticular bedding (T _d -T _e Bouma intervals) | chert nodules | low-density turbidity currents, suspension-related processes |
| | A3 | homogeneous calcilitite | light to dark grey | radiolarian and pelagic bivalve bearing mudstone | radiolarians, pelagic bivalves, rare protoglobigerins | cm to dm, even bedded | none, sharp bed limits | chert nodules | suspension processes related to low concentration turbidity currents |
| B dominant partly or totally silicified carbonate | B1 | rad bearing macrolaminar chert | green-grey to red | heterogeneous mudstone | radiolarians, sponge spicules | cm to dm, even bedded | basal load casts, normal grading, wavy to parallel cm lamination (T _d -T _e Bouma intervals, E1 Piper & Stow interval, "bioclastic turbidite") | matrix and grain replaced by microquartz (5-20µ), wispy and solution dolomite, hematite | low-density turbidity currents and/or bottom currents |
| | B2 | microlaminar chert | green-grey, usually dark-altered | B _{2a} , heterogeneous mudstone (may contain carbonate clasts & peloids). B _{2b} , lithoclastic, bioclastic packstone-graustone, may pass to B _{2a} | B _{2a} , radiolarians. B _{2b} , echinoderms, radiolarians | cm to dm, even bedded | B _{2a} , normal grading. B _{2b} , normal grading. (T _d -T _e Bouma intervals, E1 Piper & Stow interval, "bioclastic turbidite") | matrix replaced by microquartz (5-20µ), dolomite | low-density turbidity currents |
| C rad bearing, dominant quartz & clay | B3 | silico-calcareous mudstone | light to dark grey, red-brown, green | laminated or homogeneous mudstone | radiolarians | cm to dm, even bedded, locally erosive base and lenticular bedding | parallel lamination may be present | carbonate matrix, partly replaced by microquartz | low-density turbidity currents, or pelagic deposition |
| | B4 | vitreous chert, originally A, B1 or B2 | see above | see above | see above | see above | see above | matrix and grains replaced by megaquartz (20-200µ) or microquartz | see above |
| D dominant clay | C1 | bioturbated radiolarite (30-50% rads) | red-brown to green | rad-rich siliceous mudstone-arenite | radiolarians, rare sponge spicules | cm, wavy to parallel bedding | mottled bioturbation | shaly matrix partly replaced by microquartz, wispy seams | pelagic deposition? |
| | C2 | laminated radiolarite (30-50% rads) | red-brown to green | rad rich siliceous mudstone | radiolarians | cm, wavy to parallel bedding | normal grading, parallel to cross lamination, bioturbation | matrix and grains replaced by microquartz, bioturbation, solution seams | low-density turbidity currents and/or bottom currents |
| | C3 | rad bearing siliceous mudstone (2-25% rads) | red-brown to green | homogeneous siliceous mudstone | radiolarians | cm to dm, wavy to parallel bedding | weak lamination | wispy and solution seams | pelagic deposition? |
| D5 authigenic clay | D1 | siliceous mudshale & clayshale | green to red | | rare radiolarians | mm to cm planar bedding | parallel lamination may be present | solution and wispy seams | |
| | D2 | organic-rich shale | dark grey | laminated mudshale | paleomorphs, plant debris | cm, planar bedding | mottled bioturbation (trace) | | |
| | D3 | calcareous shale (comprising marl) | red | carbonate mudstone | radiolarians | cm to dm planar bedding | parallel lamination may be present | | |
| | D4 | plastic clay | green-grey | | none | cm planar bedding | | | smectitization of volcanic ash? |
| | D5 | authigenic clay | green | glauconitic peloids in microquartz matrix | | | | | |

Fig. 2.2. Litofacies individuate nella Formazione degli Scisti Silicei. Sulla pagina a lato, sezioni sottili di alcune litofacies. Le altre litofacies sono mostrate nelle figs. 2.8, 2.9, 2.12, 2.13 e 2.14. Per maggiori informazioni sulle litofacies si rimanda all'Appendice 1.

Fig. 2.2. Lithofacies in the Scisti Silicei Formation. On the front page, some lithofacies thin sections. Others are shown on figs. 2.8, 2.9, 2.12, 2.13 and 2.14. See also Annex 1.

ASSOCIAZIONI DI LITOFACIES PREVALENTEMENTE ARGILLOSE

Nei Calcari Con Selce si ritrovano nella parte terminale (intervallo di transizione); negli Scisti Silicei sono caratteristiche del Membro (1) e del Membro (3). Sono stati distinti tre tipi principali:

- D1 con rari strati di C1 & C2
- D1 con intercalazioni di A2 & A3
- D3 con sottili livelli di A2 & A3

ASSOCIAZIONI DI LITOFACIES PREVALENTEMENTE SILICEE

Nei Calcari Con Selce sono tipicamente assenti; negli Scisti Silicei sono caratteristiche del Membro (1), del Membro (4) e del Membro (5). Sono stati distinti cinque tipi principali:

- C3 & C2 con B2
- C3 & C2 con interstrati di D1
- C3 & C2 con B1
- C3 & C2 con B3
- B3N con interstrati di D2

2.2. Unità litostratigrafiche

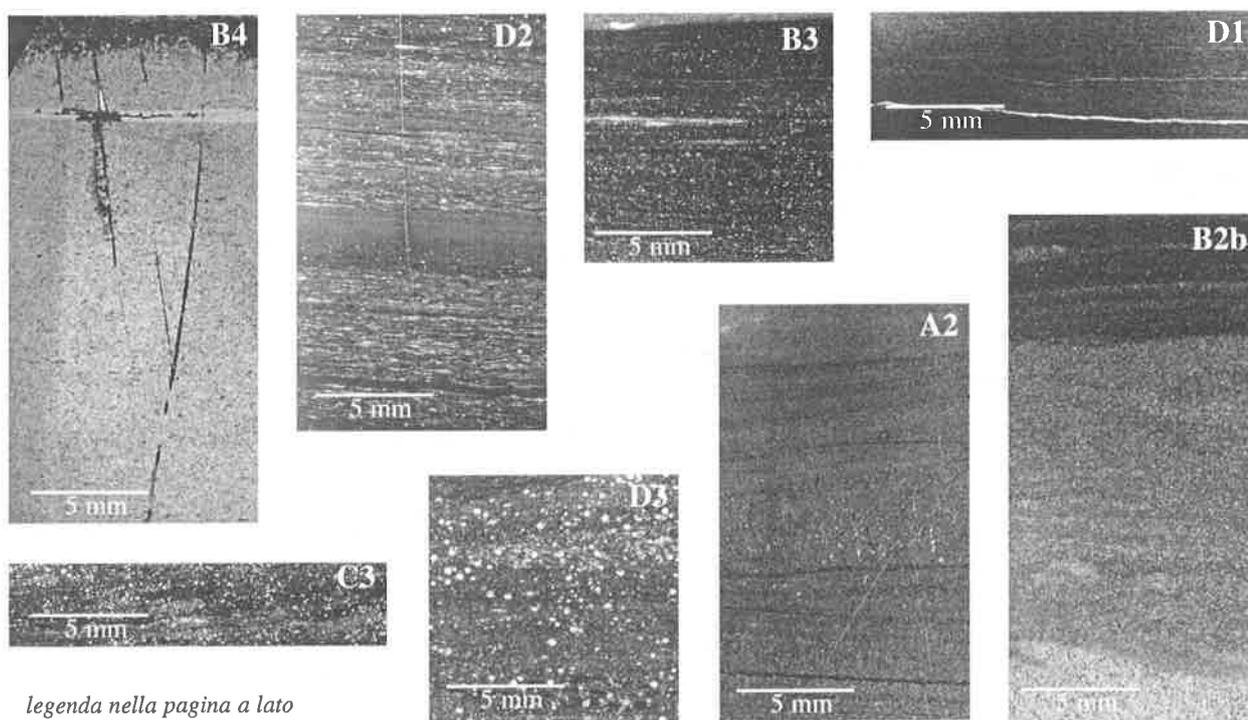
Questo studio è incentrato principalmente sulle successioni condensate degli Scisti Silicei, corrispondenti alle facies «distali» in Scandone (1967a). Nella **fig. 2.3** è riportata la colonna stratigrafica generale delle unità litostratigrafiche del Triassico terminale-Giurassico del Bacino Lagonegrese, come definite in questo lavoro; una prima descrizione informale dei membri è stata fatta in Amodeo & Baumgartner (1994). I nomi proposti per i membri provengono da località geografiche

prossime alle aree di affioramento, come suggerito dalla *International Stratigraphic Guide* (cap. 3B3, pp. 19-23 in Salvador, 1994).

Nelle successioni condensate (facies distali), sono state riconosciute dal basso verso l'alto quattro unità litostratigrafiche: (1) Membro Del Buccaglione; (2) Membro Della Nevera; (3) Membro Della Serra; (4) Membro dell'Acqua Sulfurea. Un intervallo litologico costituito da più strati di calcari allodapici del Giurassico Medio, riconoscibile a scala regionale, è stato individuato al passaggio tra il Membro (3) ed il Membro (4). Questi strati potrebbero essere considerati come *marker beds* sensu ISG (cap. 5C4, pp. 34-35 in Salvador, 1994) all'interno del Membro (3).

Un quinto membro, il (5) Membro Del Chiatamone, è stato riconosciuto a Pignola e Moliterno. Esso forma la parte terminale delle facies prossimali degli Scisti Silicei ed è eteropico con il Membro (4).

Vengono riassunte brevemente anche le informazioni sui sottostanti Calcari Con Selce; maggior attenzione è data alla parte terminale della formazione, e cioè l'intervallo di transizione agli Scisti Silicei, poiché in letteratura esiste una terminologia disomogenea che può originare confusione. Nel presente lavoro, l'intervallo di transizione Calcari Con Selce-Scisti Silicei (sensu Miconnet, 1983) è considerato un membro dei Calcari Con Selce. La definizione in Marsella (1988) e Amodeo *et alii* (1993) è invece più ampia e comprende anche una parte della successione formalmente attribuita agli Scisti Silicei (vedi par. 2.2.2).



legenda nella pagina a lato

2.2.1. Sommario ed ubicazione delle sezioni stratigrafiche scelte

Nella **fig. 2.4** è indicata l'ubicazione delle sezioni stratigrafiche scelte sulle carte topografiche dell'IGM (scala 1:25.000). Le colonne litologiche, le unità litostratigrafiche ed i dati biostratigrafici sono sintetizzati nelle **figure 2.5 e 2.6**, nelle **tavole 3.1 e 6.1**. In appendice sono riportate le colonne litologiche delle sezioni stratigrafiche più significative (Sasso di Castalda, Calvello, Lagonegro e Madonna di Sirino).

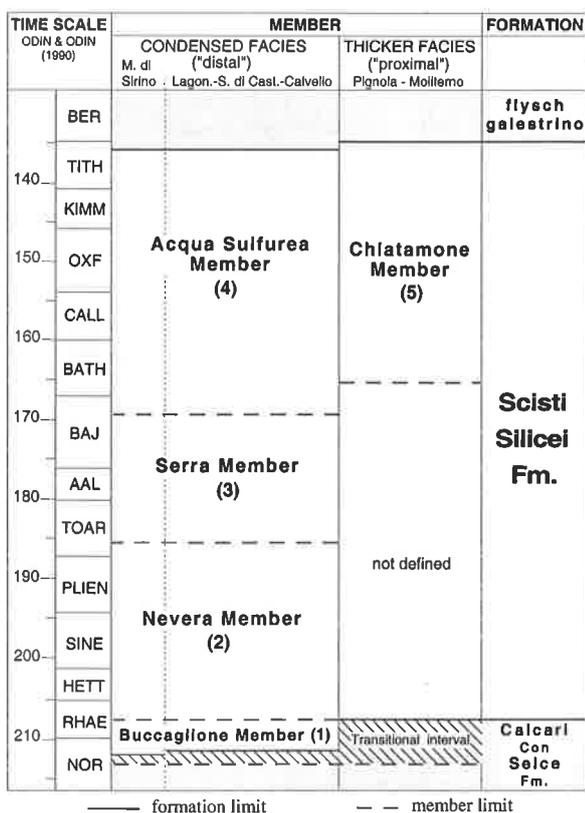
La definizione delle unità litostratigrafiche nelle successioni condensate si basa su cinque sezioni stratigrafiche, di cui una (Monte Cugnone) molto disturbata tettonicamente; in esse sono comprese le sezioni tipo di Sasso di Castalda e Lagonegro scelte da Scandone (1967a).

La definizione del Membro (5) è basata sulla successione di Pignola ed in misura minore su Moliterno (sezione discontinua). Queste sezioni rappresentano la parte superiore degli Scisti Silicei delle successioni più spesse, corrispondenti alle facies «prossimali» in Scandone (1967a). La parte inferiore-media degli Scisti Silicei delle facies prossimali non è stata trattata in questa sede.

Qui di seguito si riporta una descrizione sintetica delle sezioni e delle condizioni di affioramento; maggiori informazioni si possono trovare nei logs litologici.

Località: Calvello

UBICAZIONE. La successione affiora a Sud Ovest del centro abitato di Calvello (PZ) (Tav. 199 - II NO, Marsico Nuovo), in località Acqua Sulfurea, in



sinistra orografica dell'incisione torrentizia. E' facilmente raggiungibile tramite la strada che collega Calvello con Villa d'Agri.

STRATIGRAFIA. L'affioramento è discontinuo e parzialmente affiorante nella parte inferiore, mentre è ben esposto nella parte terminale. Si tratta della sola sezione stratigrafica in cui il passaggio stratigrafico alla formazione successiva (flysch galestrino) è ben esposto, anche se soltanto per qualche metro.

Località: Sasso di Castalda

UBICAZIONE. La sezione studiata è ubicata nella tav. 199-II NE, Brienza ed affiora immediatamente a Nord dell'abitato di Sasso di Castalda, sulle pendici meridionali del M. Buccaglione.

STRATIGRAFIA. Lo spessore totale della successione studiata, mancante della sua parte superiore, è di 49 m. Il passaggio stratigrafico tra i sottostanti Calcari con Selce e gli Scisti Silicei è molto ben esposto.

LAVORI PRECEDENTI. E' stata scelta da Scandone (1967) come sezione tipo degli Scisti Silicei più settentrionali della facies «Lagonegro - Sasso di Castalda» e successivamente studiata da Miconnet (1983) e Marsella (1988); Amodeo *et alii* (1993) hanno studiato l'intervallo di transizione tra Calcari con Selce e Scisti Silicei.

OSSERVAZIONI. Amodeo *et alii* (1993) includono nell'intervallo di transizione anche una parte della Formazione degli Scisti Silicei (membri 1, 2 e 3).

Località: Monte Cugnone

UBICAZIONE. La sezione studiata affiora nella cava del Monte Cugnone, immediatamente a nord dell'abitato di Marsico Nuovo, alla testata della Val d'Agri (tav. 199-II NO, Marsico Nuovo).

STRATIGRAFIA. In questa sezione è molto ben esposta la parte alta della formazione dei Calcari con Selce e la parte bassa degli Scisti Silicei. Il resto della successione è subaffiorante.

Località: Madonna di Sirino

UBICAZIONE. La successione di Madonna di Sirino è situata sul versante occidentale del Monte Sirino, lungo il sentiero che dalla Madonna del Brusco porta alla Madonna del Sirino, tra le quote 1200 e 1300 (Tav. 210 - II NO, Lagonegro).

STRATIGRAFIA. Gli Scisti Silicei affiorano in continuità sui Calcari con Selce, per uno spessore di circa 40 m. Lo spessore totale della formazione si

Fig. 2.3. Schema cronostatigrafico delle unità litostratigrafiche del Triassico Superiore-Giurassico del Bacino Lagonegrese, Italia meridionale. Nello schema sono compresi i dati provenienti da De Wever & Miconnet (1985) e Amodeo *et alii* (1993). In Amodeo & Baumgartner (1994), modificato.

Fig. 2.3. Chronostratigraphic scheme of the Upper Triassic-Jurassic lithostratigraphic units of the Lagonegro Domain, southern Italy. Data from De Wever & Miconnet (1985) and Amodeo *et alii* (1993) are included. After Amodeo & Baumgartner (1994), modified.

aggira intorno ai 60 m, ma gli ultimi 20 m ed il passaggio al flysch galestrino non affiorano.

Località: Lagonegro

UBICAZIONE. La successione affiora ad Est della città di Lagonegro, tra il Km 115 e il km 116 della SS 19 (Tav. 210 - II NO, Lagonegro), in sinistra orografica della Valle della Serra (o Burrone Cararuncedde).

STRATIGRAFIA. L'intero affioramento comprende alcune decine di metri di Calcari con Selce e circa 60 metri di Scisti Silicei; il passaggio stratigrafico al flysch galestrino non affiora molto bene. La sezione tipo di Scandone viene fatta iniziare subito dopo l'ultimo grosso strato di wackestone e mudstone a radiolari con noduli di selce, che rappresenta l'ultimo strato dei Calcari Con Selce, in corrispondenza di un netto cambiamento litologico. Lo spessore totale della colonna stratigrafica è di 52.40 m.

LAVORI PRECEDENTI. Questa sezione stratigrafica è la sezione tipo meridionale per gli Scisti Silicei in

«facies Lagonegro-Sasso di Castalda» (facies distali) in Scandone (1967a, pag. 371-372).

Località : Pignola

UBICAZIONE. A nord di Pignola, tra il km 4 e il km 5 della Strada Pignola-Abriola (Tav. 199 - I NO Potenza).

STRATIGRAFIA. La successione ha uno spessore totale di circa 59 m; essa passa verso l'alto, con un contatto probabilmente stratigrafico, anche se tettonicamente disturbato, al flysch galestrino.

LAVORI PRECEDENTI. Questo affioramento rappresenta la parte sommitale della sezione tipo per gli Scisti Silicei della facies Pignola-Abriola in Scandone (1967a) e dovrebbe corrispondere agli intervalli n. 9 e 10 (par. 1.5.2, pp.73-74 di Scandone, 1967). La descrizione dell'autore farebbe supporre una continuità stratigrafica dell'affioramento sia con la parte sottostante della Formazione, sia con il sovrastante flysch galestrino; in realtà esso è limitato da discontinuità tettoniche. La sezione stratigrafica

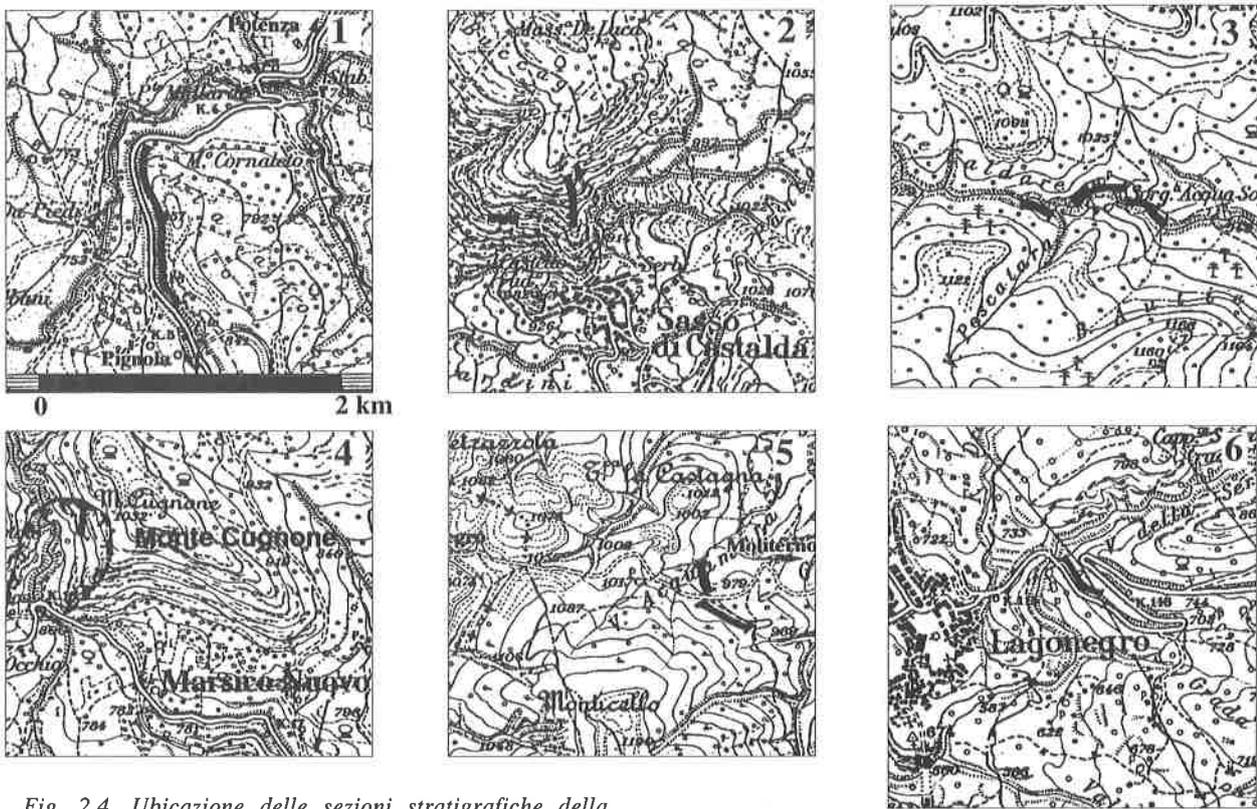
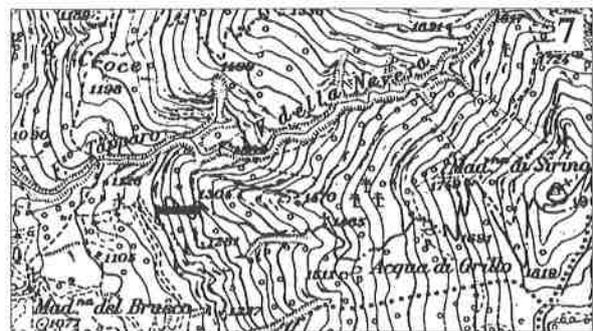


Fig. 2.4. Ubicazione delle sezioni stratigrafiche della Formazione degli Scisti Silicei studiate nel presente lavoro sulle carte topografiche 1:25.000 dell'IGM. La scala grafica è mostrata in 1).

- 1) Pignola (tav. 199-I NO Potenza)
 - 2) Sasso di Castalda (tav. 199-II NE Brienza)
 - 3) Calvello (tav. 199-II NO Marsico Nuovo)
 - 4) Monte Cugnone, (tav. 199-II NO Marsico Nuovo)
 - 5) Moliterno (tav. 210-I SO Rocca Rossa)
 - 6) Lagonegro (tav. 210-II NO Lagonegro)
 - 7) Madonna di Sirino (tav. 210-II NO Lagonegro).
- Vedi anche fig. 6.2.

Fig. 2.4. Location of the studied Scisti Silicei Formation stratigraphic sections on IGM topographic maps (scale 1:25.000). Graphic scale is shown in 1). See also fig. 6.2.



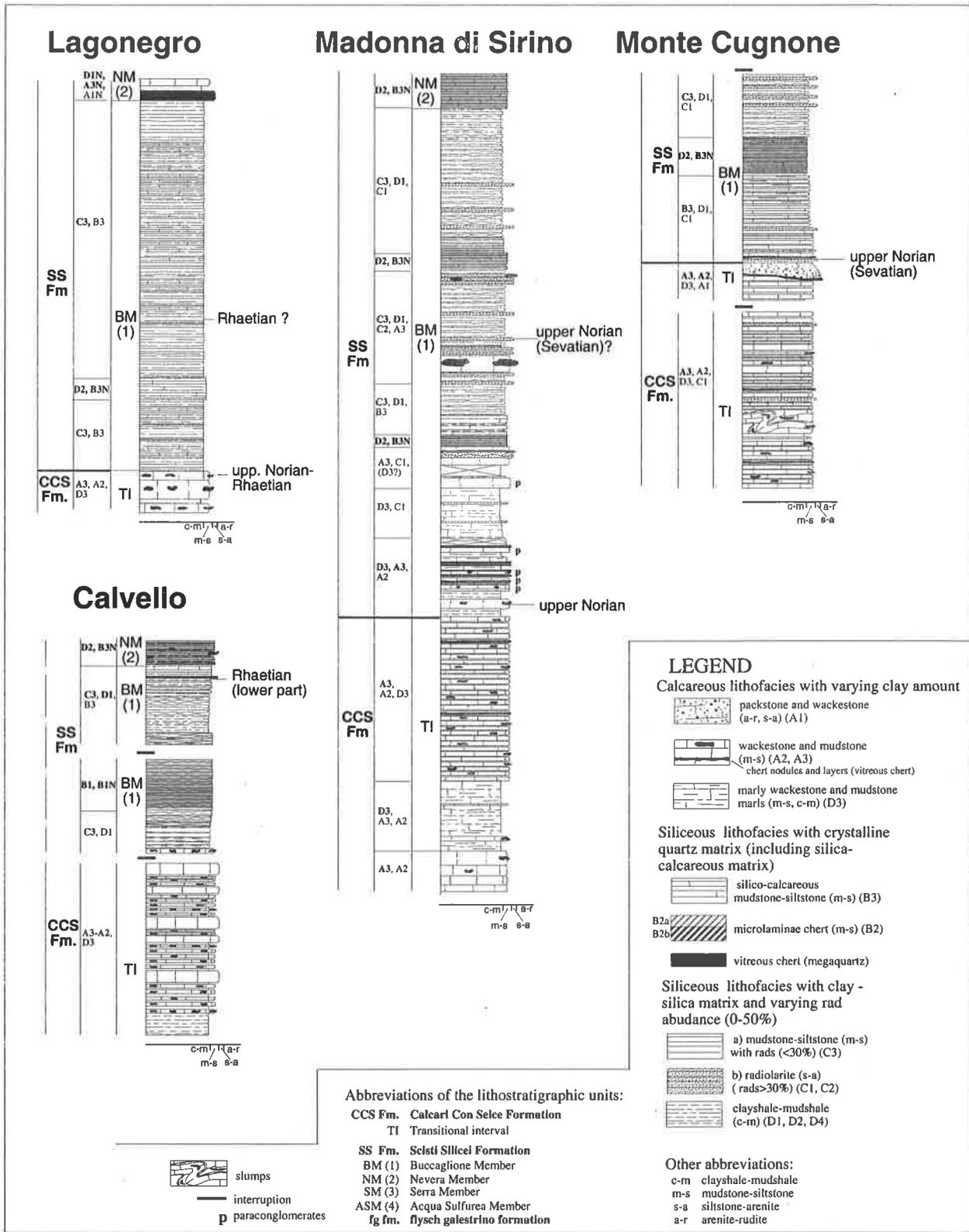
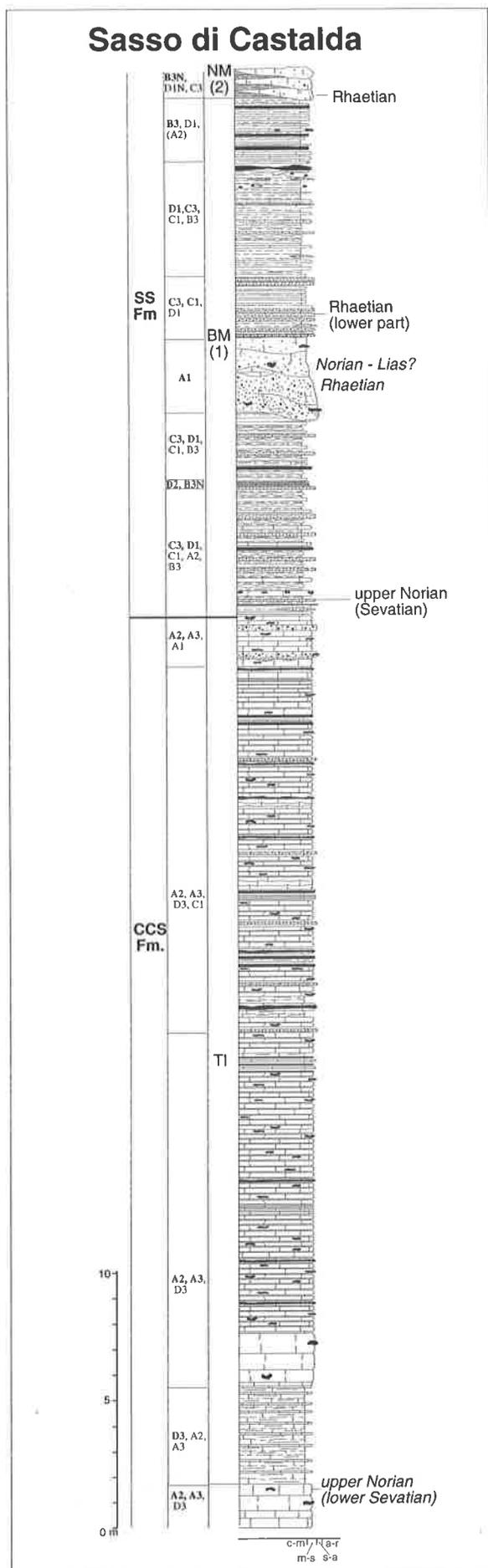


Fig. 2.5. Litostratigrafia del Triassico terminale (Norico superiore-Retico p.p.) delle successioni lagonegresi nelle facies distali. Sono rappresentate le seguenti unità litostratigrafiche:
 - "intervallo di transizione", corrispondente alla parte superiore della Formazione dei Calcarei Con Selce;
 - Membro Del Buccaglione, corrispondente alla parte inferiore della Formazione degli Scisti Silicei.
 Per i codici delle litofacies si rimanda alla fig. 2.2 e all'appendice A1.

Fig. 2.5. Lithostratigraphy of the uppermost Triassic (upper Norian - Rhaetian p.p.) of the Lagonegro domain, distal facies. The following lithostratigraphic units are shown:
 - "transitional interval", corresponding to the upper part of the Calcarei Con Selce Formation;
 - Buccaglione Member, corresponding to the lower part of the Scisti Silicei Formation.
 Lithofacies code as in fig. 2.2.



legenda nella pagina a lato

dell'unità Pignola-Abriola in Miconnet (1983) è stata ricostruita pochi chilometri più a sud, lungo la Fiumarella.

Località: Moliterno

UBICAZIONE. L'affioramento è situato al km 23 della strada Lagonegro-Moliterno, sulle pendici settentrionali del Monticello (Tav. 210 - I SO Rocca Rossa).

STRATIGRAFIA. Il pessimo stato di esposizione non permette un'analisi stratigrafica di dettaglio, pertanto si è eseguito uno studio stratigrafico alla scala metrica, principalmente per indagini biostratigrafiche. Lo spessore totale dell'affioramento è circa 37 m.

2.2.2. Formazione dei Calcari Con Selce

Istituzione formale: Scandone, 1967

Sinonimi: Formazione del Sirino (Selli, 1962)

GENERALITÀ

La formazione è costituita da calcilutiti con liste e noduli di selce diagenetica e subordinatamente da calcareniti, calciruditi e marne, con diversi gradi di dolomitizzazione. Gli spessori, la stratificazione e gli altri caratteri sedimentologici sono molto variabili; le aree di affioramento sono state raggruppate in facies con caratteri di maggiore o minore prossimalità rispetto alle aree di piattaforma carbonatica. Le facies individuate sono, dalla più prossimale alla più distale, la facies San Fele, Pignola-Abriola, Armizzone e Lagonegro-Sasso di Castalda (Scandone, 1967a). La presenza di *slumps* e banchi ruditici nelle aree settentrionali (Marsella, 1988) e di sequenze di Bouma più o meno complete anche nelle facies più distali (Miconnet, 1983) indica che gran parte dei sedimenti carbonatici si è depositata nel bacino mediante meccanismi di trasporto in massa. Sono stati ipotizzati sia un modello di deposizione di conoide sottomarina (Miconnet, 1983) che un modello di deposizione areale (stile ad *apron*, Marsella, 1988).

SEZIONI TIPO E SPESSORI. Scandone (1967a) ha indicato una sezione tipo per ogni facies individuata. Gli spessori variano da un minimo di 165 m fino a 500 m, bisogna però tener presente che il valore maggiore non è stato misurato in una sezione stratigrafica continua, ma calcolato confrontando almeno due sezioni parziali (Scandone, 1967a, pag. 50).

DEFINIZIONE DEI LIMITI. Il limite inferiore è gradazionale ed è caratterizzato da un graduale aumento dei calcari con liste e noduli di selce rispetto alle marne ed alle argille che caratterizzano la sottostante Formazione di Monte Facito (Scandone, 1967a, pag. 25). Il limite formazionale superiore varia a seconda delle facies (Scandone, 1967a):

- San Fele, tetto di 7 m di dolomie con intercalazioni di marne giallastre (pag. 42);
- Pignola-Abriola, banco di brecciola (pag. 49);
- Armizzone, 4 m di alternanza di argilliti e diaspri verdognoli e giallastri, con rari, strati di, calcilutiti

e calcisiltiti con liste e noduli di selce (pag. 50);

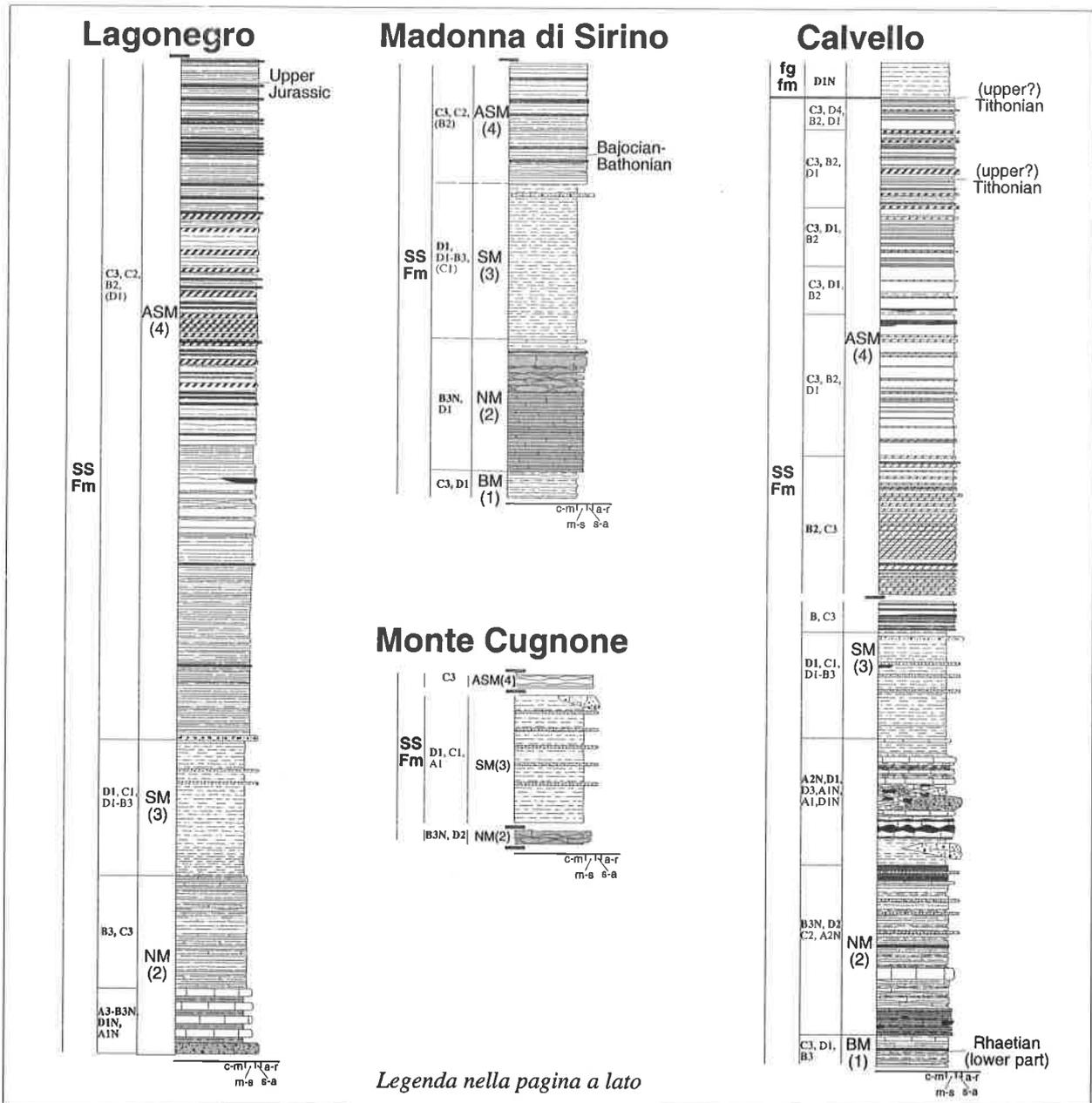
- Lagonegro-Sasso di Castalda, ultimo strato di calcare con liste e noduli di selce (pag. 54).

Miconnet (1983) e De Wever & Miconnet (1985) ipotizzano un limite superiore diacrono, dovuto ad un progressivo approfondimento del Bacino Lagonegrese al di sotto della CCD (vedi paragrafo successivo e capitolo 3).

BIOSTRATIGRAFIA. De Capoa Bonardi (1970) distingue all'interno della formazione 8 livelli ad *Halobia*, di età compresa tra il Carnico superiore ed il Norico medio. Studi successivi in Sicilia (Cafiero & De Capoa Bonardi, 1982), nel Montenegro (Cafiero & De Capoa Bonardi, 1980) ed in Grecia (De Capoa Bonardi, 1984) hanno permesso di riconoscere i livelli del Bacino Lagonegrese in altri domini paleogeografici e di istituire 9 biozone ad *Halobia* nell'area centro-mediterranea (De Capoa Bonardi,

1984), calibrate mediante i conodonti. Molte delle faune ad *Halobia* dell'Appennino meridionale hanno distribuzioni paleogeografiche molto ampie, dalla Turchia all'Europa centro-orientale e probabilmente fino ai margini occidentali ed orientali del Pacifico e suggerisco un habitat pseudoplanctonico o planctonico per questi taxa (De Capoa, 1988).

Altri autori hanno studiato faune a conodonti dei Calcri Con Selce (Miconnet, 1983; Donofrio, 1984; Mietto & Panzanelli Fratoni, 1990; Marsella *et alii*, 1993). Questi lavori indicherebbero una diacronia del limite inferiore, con un'età compresa tra il Ladinico superiore (area del Monte Sirino, Mietto & Panzanelli Fratoni, 1990) il Carnico inferiore (Miconnet, 1983), ed il Carnico inferiore-medio (area della Val d'Agri, Marsella *et alii*, 1993). La diacronia del limite superiore è stata messa in evidenza mediante lo studio dei radiolari nei sovrastanti Scisti Silicei (De Wever &



Miconnet, 1985); con un'età compresa tra il Norico medio (aree meridionali, Unità di Lagonegro) e l'Oxfordiano (aree settentrionali, Unità di San Fele). Una revisione delle faune a radiolari e i nuovi dati biostratigrafici acquisiti nel presente lavoro indicano che la diacronia abbraccia un intervallo di tempo minore, dal Norico superiore al Retico (vedi cap. 3).

INTERVALLO DI TRANSIZIONE AGLI SCISTI SILICEI

Unità litostratigrafica informale: Miconnet, 1983; Marsella, 1988; Amodeo *et alii*, 1993.

A questo intervallo si può informalmente riconoscere il rango di membro all'interno dei Calcari Con Selce. L'intervallo di transizione Calcari Con Selce-Scisti Silicei è stato per la prima volta individuato da Miconnet (1983) nella parte terminale dei Calcari Con Selce. Successivamente Marsella (1988) e Amodeo *et alii* (1993) hanno dato a questo

termine un significato più ampio, comprendendo in esso anche una parte della successione formalmente attribuita agli Scisti Silicei in Scandone (1967a). La sezione stratigrafica di Sasso di Castalda è stata studiata dai diversi autori e può essere un utile esempio per chiarire quanto detto; nella **fig. 2.7** sono riportate le differenti suddivisioni litostratigrafiche proposte. In questa sezione Miconnet non ha individuato l'intervallo di transizione, tuttavia, per analogia con la sezione stratigrafica di Lagonegro, esso dovrebbe corrispondere alla parte terminale dei Calcari Con Selce.

Nelle facies distali (cfr. fig. 2.5), l'intervallo di transizione si differenzia dal resto della Formazione dei Calcari Con Selce per una maggiore percentuale di argilla e selce rispetto agli strati calcarei. Compaiono inoltre le prime radiolariti (litofacies C1), come livelli centimetrici all'interno degli strati argillosi. Nel

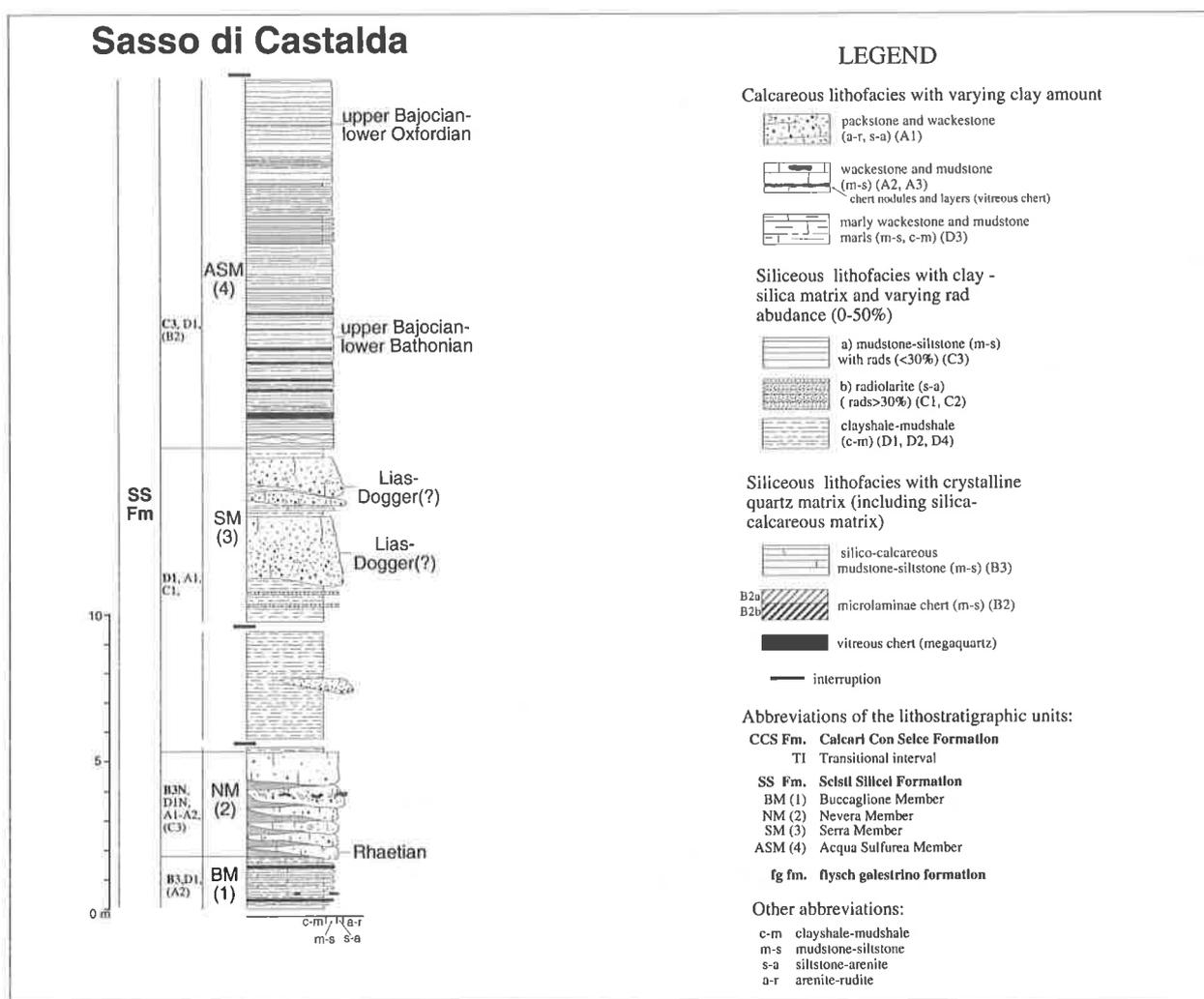


Fig. 2.6 Litostratigrafia del Triassico terminale-Giurassico (Retico p.p.-Titonico) delle successioni lagonegresi nelle facies distali. Parte medio-superiore della Formazione degli Scisti Silicei. Sono rappresentate le seguenti unità litostratigrafiche (Membri): Membro Della Nevera, Membro Della Serra, Membro Dell'Acqua Sulfurea. Per i codici delle litofacies vedere la fig. 2.2.

Fig. 2.6. Lithostratigraphy of the uppermost Triassic-Jurassic (Rhaetian p.p.-Tithonian) of the Lagonegro domain, distal facies. Scisti Silicei Formation, middle-upper part. The following lithostratigraphic units (Members) are shown: Nevera Member, Serra Member, Acqua Sulfurea Member. Lithofacies code as in fig. 22.

presente lavoro, la base di questo intervallo è fatta coincidere con la base di un intervallo argilloso-marnoso rossastro spesso 3-4 m e riconoscibile nella sezione di Sasso di Castalda e a Madonna di Sirino. A Sasso di Castalda l'intervallo di transizione è spesso circa 34 m ed ha un'età Norico superiore (Sevatico); alla base del membro è stata ritrovata una fauna a conodonti del Sevatico inferiore (Amodeo *et alii*, 1993) mentre al suo tetto è presente un'associazione a radiolari del Sevatico (Zona a *Betracium deweveri*, vedi cap. 3). A Madonna del Sirino questo membro ha uno spessore di circa 10 m, l'età del limite superiore è Norico superiore per la presenza del conodonte *Epigondolella bidentata* (MOSHER) (vedi cap. 3).

Associazioni di facies, variazioni laterali e interpretazione ambientale

La parte superiore dei Calcari Con Selce, compreso l'intervallo di transizione, affiora in alcune delle sezioni stratigrafiche studiate. Essa è caratterizzata da calcilutiti omogenee e subordinatamente laminate (litofacies A2 ed A3), con interstrati marnoso-argillosi (litofacies D3) di spessore da millimetrico a centimetrico. La stratificazione è piano-parallela, con strati da sottili a spessi (3-100 cm). Nell'ultima decina di metri gli strati marnosi aumentano, lo spessore degli strati carbonatici diminuisce e compaiono intercalazioni radiolaritiche (litofacies C1) nei livelli argillosi; questi strati rappresentano l'intervallo di transizione agli Scisti Silicei. Nelle aree settentrionali (Monte Cugnone) sono presenti degli *slumps*, inoltre il passaggio alla formazione successiva coincide con un episodio di risedimentazione localmente canalizzato, costituito da calcareniti allodapiche (litofacies A1).

L'associazione di litofacies indica che si tratta di un ambiente di sedimentazione caratterizzato da apporti torbiditici fini, provenienti da aree a sedimentazione carbonatica (piattaforma e scarpata carbonatica), associati a sedimentazione «emipelagica» costituita da

deposizione di argille terrigene e subordinatamente di fanghi biosilicei a radiolari. Un corrispettivo attuale può essere rappresentato dalle aree di interlobo delle conoidi sottomarine (*lobe fringe*) o dalle piane abissali (*abissal plain*). Nelle successioni studiate, le sezioni delle aree settentrionali mostrano caratteri di maggiore prossimalità (base di scarpata?) rispetto a quelli delle aree meridionali. L'intervallo di transizione registra sia una diminuzione dell'apporto carbonatico, sia un aumento dell'apporto argilloso e della produzione biosilicea.

2.2.3. Formazione degli Scisti Silicei

Istituzione formale: Scandone, 1967

Sinonimi: Formazione di Lagonegro, Formazione di San Fele (Selli, 1967); Radiolariti (Miconnet, 1983; Marsella, 1988, Amodeo *et alii*, 1993); Intervallo di Transizione p.p. (Marsella, 1988, Amodeo *et alii*, 1993).

SEZIONI TIPO. Sono state proposte cinque sezioni tipo, corrispondenti a differenti gradi di distalità (Scandone, 1967a). Esse sono, dalla più distale alla più prossimale: Lagonegro, Sasso di Castalda, Armizzzone, Pignola e San Fele.

SPessori. Gli spessori variano da un minimo di circa 70-80 m nelle successioni più distali a 185-240 m in quelle più prossimali.

DEFINIZIONE DEI LIMITI. Nella definizione originaria, sia il limite inferiore che quello superiore corrispondono in genere ad un intervallo di cambiamento litologico graduale. Il limite inferiore ha caratteristiche diverse a seconda della sezione stratigrafica considerata; in generale esso è posto in corrispondenza di una diminuzione degli strati carbonatici ed un aumento di quelli silico-argillosi. Il limite superiore è stato originariamente posto dove si ha alternanza di argilliti plumbee con calcari siliciferi (pagg. 74-79 in Scandone, 1967a).

BIOSTRATIGRAFIA. I dati biostratigrafici della letteratura precedente sono stati già elencati nel par.1.4.2. I dati biostratigrafici acquisiti in questo lavoro saranno trattati nei singoli membri, e più in dettaglio nel cap. 3.

LAVORI PRECEDENTI. La bibliografia riguardante la Formazione degli Scisti Silicei è stata ampiamente trattata nel paragrafo 1.4.2, a cui si rimanda.

Sulla base delle variazioni verticali di facies, in questo lavoro gli Scisti Silicei delle successioni più condensate («facies distali») vengono suddivisi in quattro membri: (1) Membro Del Buccaglione, (2) Membro Della Nevera, (3) Membro Della Serra e (4) Membro Dell'Acqua Sulfurea. Un quinto membro, il

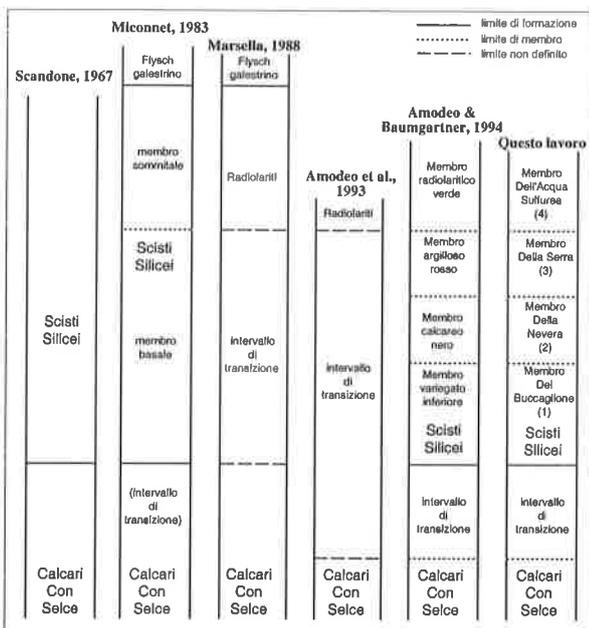


Fig. 2.7. Unità litostratigrafiche della successione di Sasso di Castalda secondo diversi autori. Gli spessori non sono in scala.

Fig. 2.7. Lithostratigraphic units of Sasso di Castalda section according to various authors. Member thicknesses are not to scale.

(5) Membro Del Chiatamone, è stato descritto nella parte terminale delle successioni più spesse («facies prossimali»); le associazioni a radiolari indicano che esso è parzialmente eteropico al Membro (4) (vedi cap. 3 e tav. 3.1).

FACIES DISTALI: (1) MEMBRO DEL BUCCAGLIONE

Sinonimo: Membro variegato inferiore (Amodeo & Baumgartner, 1994)

Il nome deriva dal Monte Buccaglione, il rilievo a nord dell'abitato di Sasso di Castalda, dove è ubicata l'omonima sezione stratigrafica (cfr. fig. 2.4).

Definizione

SEZIONI DI RIFERIMENTO. La sezione stratigrafica completa affiora a Lagonegro, Sasso di Castalda e Madonna di Sirino. A Monte Cugnone e Calvello gli affioramenti sono incompleti a causa di disturbi tettonici.

LITOLOGIA. Questo membro è costituito da mudstone e mudshale silicei (sensu Potter *et alii*, 1980) sottilmente stratificati, variegati, con contenuto variabile di radiolari. Sono presenti marne, calcilutiti (mudstone contenente radiolari) e, limitatamente alla sezione di Sasso di Castalda, calcareniti allodapiche (packstone risedimentato con litoclasti, foraminiferi bentonici, alghe dasycladacee, piastrine di echinodermi e conodonti). Domina il colore rosso-bruno. I livelli grigio-neri sono rari. La bioturbazione è rara o assente. Alcuni mudstones, sia carbonatici che silicei, mostrano una laminazione parallela: sono presenti a luoghi la laminazione ondulata ed incrociata e la gradazione diretta. Nella parte terminale di questo membro, sia il contenuto calcareo che quello organico aumentano, la bioturbazione diviene moderata e la laminazione è comune.

SPESORE. Lo spessore è compreso tra i 15 ed i 21 m. Esso è 20.3 m a Sasso di Castalda, 21.7 m a Madonna di Sirino, e 15.8 m a Lagonegro. A Monte Cugnone sono discretamente visibili il limite inferiore ed i primi 8 m circa, tagliati superiormente da disturbi tettonici.

LIMITI. Il Membro giace in modo conforme sui Calcarì Con Selce. La base è posta dove gli strati risedimentati calcarei decrescono dall'80% (o più) al 20% circa e danno luogo alla dominanza di strati argillosi e silicei. Nelle sezioni stratigrafiche di Sasso di Castalda e Lagonegro, questa definizione del limite coincide con il limite inferiore della formazione come definito in Scandone (1967a). Al Monte Cugnone il limite inferiore è posto al di sopra di calcareniti risedimentate a stratificazione lenticolare (fig. 2.8.a).

Il limite superiore è posto dove i mudstone e mudshale silicei si arricchiscono in sostanza organica e calcare. Esso ha caratteristiche differenti a seconda della sezione stratigrafica considerata. A Lagonegro, a Calvello e a Madonna di Sirino, il limite superiore coincide con una superficie di stratificazione piano-parallela netta, mentre a Sasso di Castalda è posto in

corrispondenza di una superficie di discontinuità erosiva.

BIOSTRATIGRAFIA. Nella parte basale di questo Membro, a Sasso di Castalda ed al Monte Cugnone, sono state rinvenute faune a radiolari corrispondenti alla Zona a radiolari *Betraccium deweveri* (sensu Carter, 1993). A Madonna di Sirino, pochi esemplari del conodonte *Epigondolella bidentata* (MOSHER) sono stati rinvenuti nella parte basale, mentre una fauna a radiolari mal preservati, anch'essi probabilmente attribuibili alla Zona a *Betraccium deweveri*, è stata ritrovata nella parte intermedia del Membro. A Sasso di Castalda, una radiolarite dalla parte intermedia del Membro ha fornito una fauna a radiolari attribuibili alla Zona a radiolari a *Proparvicungula moniliformis* (Carter 1993). Pochi centimetri al disotto lo strato retico è presente un megastrato di calcarenite risedimentata, contenente foraminiferi bentonici del Trias Superiore (Miconnet *et alii*, 1983) ed una fauna a conodonti del Retico (Amodeo *et alii*, 1993). A Lagonegro, una fauna a conodonti con (?)*Misikella hernsteini* (MOSTLER) è stata ritrovata nell'ultimo strato dei Calcarì Con Selce, ed una fauna probabilmente retica, contenente livarellidae (radiolari) mal preservati, è presente nella parte bassa del Membro Del Buccaglione. A Calvello, negli ultimi strati del Membro è stata ritrovata una fauna a radiolari attribuibili alla Zona a radiolari a *Proparvicungula moniliformis*.

ETÀ. Nelle successioni studiate, questo Membro si estende dal Norico superiore (Sevatico) al Retico pp. I limiti sono con molta probabilità eterocroni; il limite inferiore dovrebbe comunque rimanere nel Norico superiore, mentre il limite superiore potrebbe anche essere di età liassica (Sasso di Castalda).

Associazioni di facies, variazioni laterali e interpretazione ambientale

Il Membro (1) è costituito principalmente da mudstone silicei a radiolari (C3) associati a mudshale-clayshale silicei (litofacies D1), di colore rosso-bruno a verde. Subordinatamente sono presenti calcilutiti (A2 e A3, fig. 2.8b,d), calcareniti (A1), marne (D3) e radiolariti (C1, fig. 2.8.f).

I mudstone silicei presentano una stratificazione da piano-parallela a ondolato-parallela, con strati da molto sottili a sottili (1-10 cm), separati da interstrati di clayshale (fig. 2.8e). Le calcilutiti sono frequenti nella parte basale e nella parte terminale del membro; gli strati più spessi hanno generalmente una tessitura omogenea, mentre gli strati più sottili sono caratterizzati da gradazione diretta, laminazione parallela o incrociata (fig. 2.8b) e bioturbazione e sono più o meno silicizzati. Le calcareniti sono presenti in un'unica strato (composto da più depositi di torbida amalgamati) a Sasso di Castalda. Il colore dominante degli strati carbonatici è grigio chiaro. Le radiolariti costituiscono generalmente il 10-15% dello spessore totale, tranne nel Retico di Sasso di Castalda

dove raggiungono il 30%.

A Madonna di Sirino la parte basale del Membro (1) è caratterizzata da una maggiore percentuale di carbonati rispetto a Sasso di Castalda e a Lagonegro. La maggior parte dei livelli calcilutitici hanno un aspetto pseudobrecciato (fig. 2.8c). In alcuni livelli è possibile vedere l'argilla sovrastante che penetra nel livello calcilutitico; questo suggerisce che si tratti di brecce in situ, originate da fratturazione idraulica probabilmente dovuta a shock sismico. Il resto della successione manca essenzialmente di strati calcilutitici. Sono presenti due intervalli (spessi circa 1 m ognuno) lutitici particolarmente ricchi in sostanza organica (litofacies D4). Il passaggio al successivo Membro Della Nevera è segnato dalla comparsa di calcilutiti totalmente silicizzate ricche in sostanza organica (litofacies A2N).

A Sasso di Castalda la base del Membro (1) poggia su calcareniti e calcilutiti a stratificazione parallela, che sono considerate equivalenti alle calcareniti a stratificazione lenticolare presenti alla base degli Scisti Silicei al Monte Cugnone. Il ritrovamento in entrambe le successioni di faune a radiolari della Zona a *Betraccium deweveri* (Norico superiore) alla base del Membro (1), avvalorerebbe quest'ipotesi. A Sasso di Castalda, la parte terminale del membro è caratterizzata da un graduale aumento degli strati carbonatici (litofacies A2) e del contenuto in sostanza organica.

Il Membro Del Buccaglione registra una netta diminuzione dell'apporto carbonatico, che avviene con modalità differenti. Nelle sezioni stratigrafiche settentrionali (Sasso di Castalda e Monte Cugnone) la diminuzione è brusca (dall'80% si passa al 10%) e segue una fase di *thickening-coarsening upwards*, che non è stata riconosciuta nelle successioni meridionali (Madonna di Sirino e Lagonegro). Nelle successioni meridionali tale diminuzione è altrettanto brusca a Lagonegro e più graduale a Madonna di Sirino, ma esse non sono probabilmente isocrone. Se nel Membro variegato inferiore sottraiamo gli strati carbonatici e le liste di selce ad essi associate, otteniamo 18.0 m a Madonna di Sirino e 15.8 m a Sasso di Castalda. A Lagonegro, dove gli strati carbonatici sono assenti, lo spessore è 15.8 m. Se consideriamo che i tassi di sedimentazione sono dell'ordine di 1 m/Ma o meno (vedi cap. 5), questa differenza di spessore potrebbe rappresentare una differenza di almeno 2 milioni di anni. Ciò comporterebbe una diacronia almeno per uno dei due limiti. Non è da escludere che il cambiamento graduale che si verifica a Madonna di Sirino sia precedente al cambiamento brusco che invece caratterizza Sasso di Castalda e Monte Cugnone. Probabilmente a Lagonegro il cambiamento è coevo con Sasso di Castalda, contrariamente a quanto ipotizzato in precedenza (Amodeo & Baumgartner, 1994). La diminuzione di apporto carbonatico non si può attribuire ad un

approfondimento del bacino al di sotto della C.C.D., come era stato finora ipotizzato (Scandone, 1972, 1975a; Miconnet, 1983, 1988; De Wever & Miconnet, 1985), ma piuttosto a cambiamenti nell'area sorgente, trattandosi di apporti torbiditici.

L'associazione di litofacies indica un ambiente a sedimentazione prevalentemente emipelagica, con rari e discontinui arrivi di torbiditi carbonatiche. La silicizzazione di parte dei sedimenti carbonatici indica probabilmente una grande disponibilità di silice (biogenica) che ha sostituito i carbonati nella diagenesi precoce. E' possibile inoltre che la originaria superficie di deposizione fosse prossima alla CCD. Un corrispettivo attuale potrebbe essere rappresentato dagli ambienti batiali o abissali.

FACIES DISTALI: (2) MEMBRO DELLA NEVERA

Sinonimo: Membro calcareo nero (Amodeo & Baumgartner, 1994)

Il nome del Membro deriva dalla Valle della Nevera (cfr. fig. 2.4) che incide il fianco occidentale del Monte Sirino, dove è ubicata la sezione di Madonna di Sirino.

Definizione

SEZIONI DI RIFERIMENTO. Una esposizione discreta e senza interruzioni tettoniche si ha a Madonna di Sirino e a Lagonegro. A Calvello e a Sasso di Castalda gli affioramenti non sono in buone condizioni, a Monte Cugnone l'esposizione è frammentaria.

LITOLOGIA. Il Membro Della Nevera è caratterizzato dalla predominanza di calcilutiti e calcareniti grigio scuro-neri, parzialmente o totalmente silicizzate, con stratificazione da lenticolare a parallela, associate ad argilliti silicee verdi-neri, mudstones silicei a radiolari, grigio-verdi, a stratificazione piano-parallela, con laminazione parallela e bioturbazione.

SPESORE. Questo Membro ha uno spessore compreso tra 3.5 m (Sasso di Castalda) e 11.7 m (Calvello); è di circa 5 m a Madonna di Sirino e poco meno di 7 m a Lagonegro.

DEFINIZIONE DEI LIMITI. A causa delle variazioni laterali significative e a causa del cattivo stato degli affioramenti, l'esatta definizione dei limiti è difficile da stabilire. Il limite inferiore è stato discusso in precedenza. Il limite superiore è posto dove ricompaiono e diventano dominanti i mudshale e clayshale silicei rosso-bruni che caratterizzano il membro successivo.

BIOSTRATIGRAFIA. Nella sezione di Sasso di Castalda, nella parte basale del membro, è stata ritrovata una flora di spore e pollini del Retico (vedi par. 3.3.3).

ETÀ. Il limite inferiore non è più antico del Retico, poiché nelle sezioni stratigrafiche di Sasso di Castalda e Calvello, le faune a radiolari provenienti dal membro sottostante appartengono alla Zona a *Proparvicinula moniliformis* (vedi cap. 3). Allo stato

attuale delle conoscenze non è chiaro se i clayshale ricchi in sostanza organica che caratterizzano il Membro (2) siano correlabili o meno con l'evento anossico del Toarciano inferiore, riconosciuto

diffusamente nei domini tetidei (Jenkins & Clayton, 1986; Jenkins, 1988). Se quest'ipotesi è valida, il limite superiore non dovrebbe essere più antico del Toarciano. Alternativamente, questi livelli potrebbero

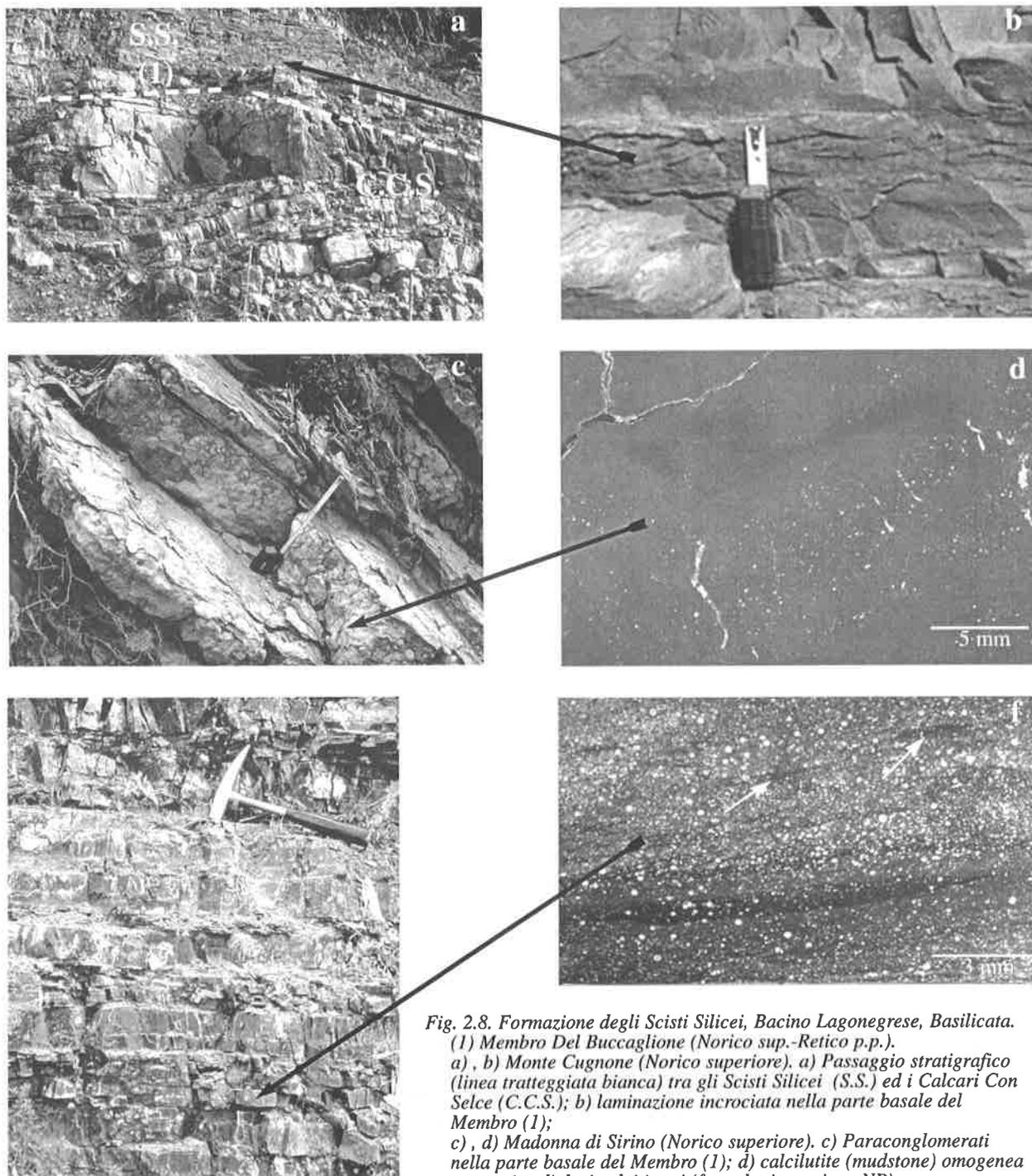


Fig. 2.8. Formazione degli Scisti Silicei, Bacino Lagonegrese, Basilicata. (1) Membro Del Buccaglione (Norico sup.-Retico p.p.). a) , b) Monte Cugnone (Norico superiore). a) Passaggio stratigrafico (linea tratteggiata bianca) tra gli Scisti Silicei (S.S.) ed i Calcari Con Selce (C.C.S.); b) laminazione incrociata nella parte basale del Membro (1); c) , d) Madonna di Sirino (Norico superiore). c) Paraconglomerati nella parte basale del Membro (1); d) calcilutite (mudstone) omogenea con rari radiolari calcitizzati (foto al micr. ottico, NP); e), f) Sasso di Castalda (parte inferiore del Retico). e) Alternanza di mudstone e mudshale silicei rosso-bruni; f) mudstone siliceo a radiolari («radiolarite»), con tracce di bioturbazione (frecche bianche) di tipo «mottled».

Fig. 2.8. Scisti Silicei, Formation, Lagonegre Domain, Basilicata. (1) Buccaglione Member (upper Norian-Rhaetian p.p.). a) , b) Monte Cugnone (upper Norian). a) stratigraphic contact (white dashed line) between Scisti Silicei (S.S.) and Calcari Con Selce (C.C.S.); b) cross-lamination from the lower part of Member (1); c) , d) Madonna di Sirino (upper Norian). c) Paraconglomerates from the lower part of Member (1); d) homogeneous calcilutite (mudstone), calcite-molds of radiolarians are present (foto al micr. ottico, NP); e), f) Sasso di Castalda (lower part of Rhaetian). e) red-brown mudstones and mudshales ; f) radiolarian siliceous mudstone («radiolarite»), showing a mottled bioturbation (white arrows).

essere antecedenti (retici?).

Associazioni di facies, variazioni laterali e interpretazione ambientale

Il Membro della Nevera è caratterizzato dalla predominanza di litologie più o meno calcaree, ricche in sostanza organica. Le litofacies dominanti sono costituite da calcilutiti grigio-nere parzialmente silicizzate (litofacies B3N, A2N, A3N) in strati da

sottili a medi, associate ad argilliti (clayshale) da verdi a nere (litofacies D1, D2 e D4) (fig. 2.9a). Subordinatamente sono presenti calcareniti (A1 e A1N), marne (D3), mudstone silicei a radiolari (C3). Le calcilutiti a stratificazione parallela continua presentano generalmente laminazione parallela sottile, ondulata ed incrociata e bioturbazione, mentre quelle a stratificazione lenticolare discontinua hanno

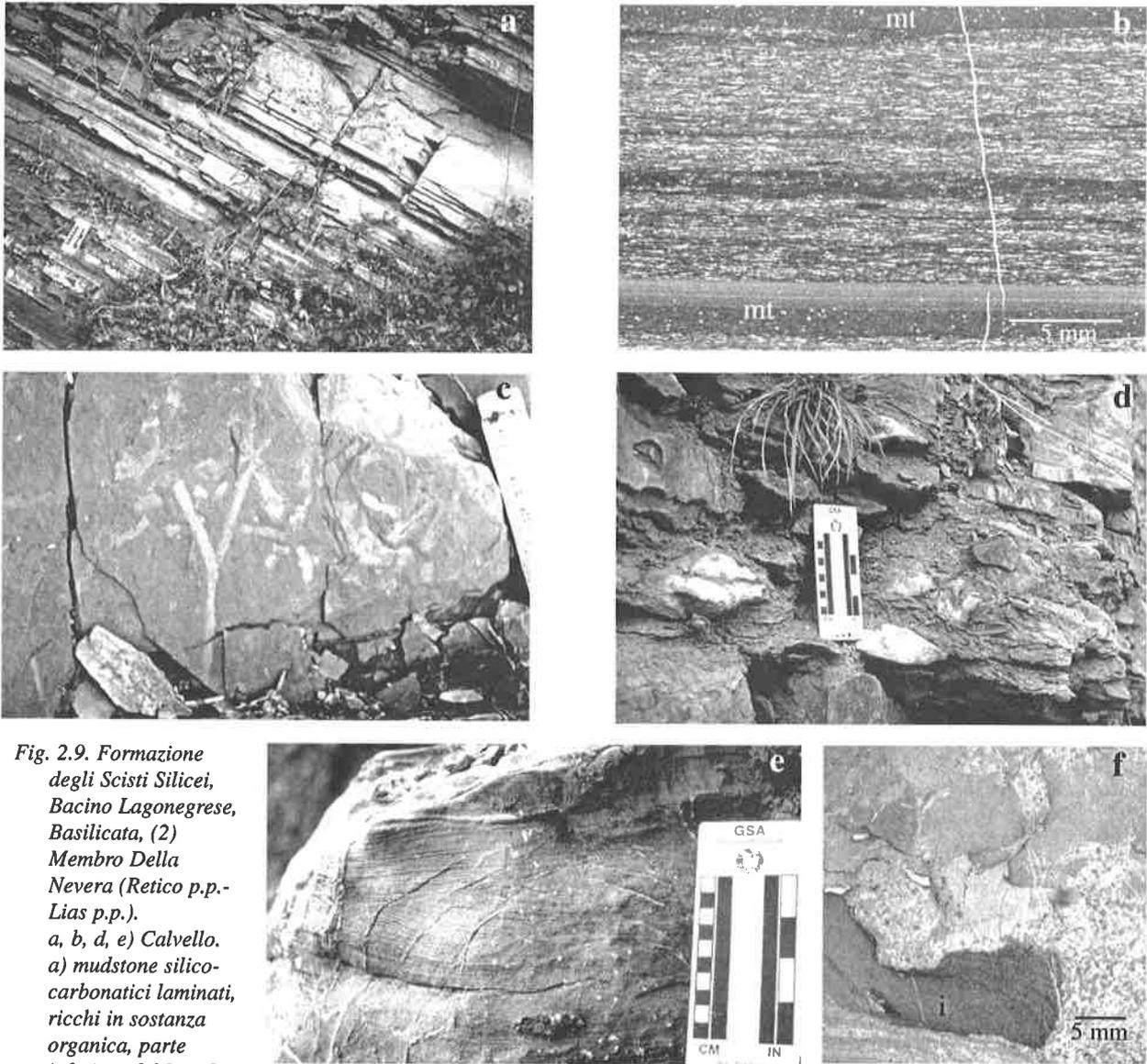


Fig. 2.9. Formazione degli Scisti Silicei, Bacino Lagonegrese, Basilicata, (2) Membro Della Nevera (Retico p.p.-Lias p.p.).
a, b, d, e) Calvello. a) mudstone silico-carbonatici laminati, ricchi in sostanza organica, parte inferiore del Membro

(2); b) laminazione parallela tipo varve e microtorbiditi (mt); d) clast-supported debris-flow; e) laminazione incrociata (ripple drift) nella parte superiore di un strato lenticolare di calcari allodapici; c) Madonna di Sirino, bioturbazione (epichnia) sulla superficie di strato; f) Sasso di Castalda, mudstone-wackestone a laminazione parallela passante ad un floatstone a clasti ricristallizzati e intraclasti (i) in una matrice packstone - grainstone (NP).

Fig. 2.9. Scisti Silicei, Formation, Lagonegro Domain, Basilicata. (1) Nevera Member (Rhaetian p.p.-Lias p.p.).

a) , b) , d) e) Calvello. a) laminated silico-carbonaceous mudstones, organic-matter rich, lower part of Member (2); b) varve-like parallel lamination and microturbidites (mt); d) clast-supported debris-flow; e) cross-lamination (ripple drift) in the allodapic limestones; c) Madonna di Sirino, bioturbation (epichnia) on the bed surface; f) Sasso di Castalda, mudstone-wackestone with parallel lamination overlain by a floatstone containing recrystallized clasts and intraclasts (i) in a packstone-grainstone matrix (NP).

tessitura omogenea e base di tipo erosivo (*scour mark*). Sono frequenti le liste e nuduli di selce nera. A Calvello, alcuni livelli presentano una laminazione tipo varve (**fig. 2.9b**), costituita da lamine argillose nere alternate a lamine discontinue di grani lentiformi carbonatici.

Le calcareniti sono volumetricamente meno importanti, esse sono assenti nella sezione di Madonna di Sirino. Gli strati calcarenitici sono generalmente lenticolari e possono presentare gradazione inversa e poi diretta (**fig. 2.9f**), laminazione convoluta, laminazione incrociata sigmoidale (*ripple drift*, **fig. 2.9e**). In sezione sottile sono classificabili come un packstone-wackestone a litoclasti e peloidi; tra i litoclasti vi sono wackestone a radiolari, packstone a peloidi (pelmicriti e pelspatiti), lithoclasti biomicritici; la matrice è parzialmente ricristallizzata in quarzo microcristallino, sono presenti intraclasti di radiolariti (cfr. fig. 2.9f). A Calvello è presente un *clast supported-debris flow*, probabilmente originatosi da flusso viscoso in regime laminare (**fig. 2.9d**).

A Calvello, nei risedimenti carbonatici si riconosce un *coarsening upwards* seguito da *fining-upwards/thinning-upwards*; ciò indicherebbe una progradazione nel bacino di litofacies prossimali (di più alta energia?) seguita da un arretramento. A Lagonegro il trend è di tipo *fining upwards*, mentre a Sasso di Castalda è di tipo *thickening upwards*. Infine a Madonna di Sirino si assiste ad un trend *thickening-upwards* seguito da un trend *thinning-upwards*. Questo intervallo è caratterizzato da una sedimentazione emipelagica, povera in radiolari, interrotta da alcuni episodi di sedimentazione in massa di calcareniti-calcolutiti.

ORIGINE DEL SEDIMENTO CALCAREO. La granulometria molto fine e le strutture sedimentarie suggeriscono un'origine da aree meno profonde (*outer shelf? upper slope?*), analoghe alle *fine-grained mud turbidites*, relativamente ricche in sostanza organica, descritte da diversi autori (vedi Einsele, 1992).

FACIES DISTALI: (3) MEMBRO DELLA SERRA

Sinonimo: Membro argillitico rosso (Amodeo & Baumgartner, 1994)

Il nome del Membro deriva dalla Valle della Serra (cfr. fig. 2.4), sulla cui sinistra orografica è ubicata la sezione stratigrafica di Lagonegro.

Definizione

SEZIONI DI RIFERIMENTO. Questo Membro è ben esposto a Lagonegro, a Madonna di Sirino ed a Calvello; a Sasso di Castalda è interrotto da faglie.

LITOLOGIA. Mudshale silicei rosso-bruni (D1) con intercalazioni molto sottili di mudstone silicei a radiolari (C1) rossi e verdi sono le litofacies caratteristiche, presenti in tutti gli affioramenti. Negli affioramenti settentrionali (Sasso di Castalda, Monte

Cugnone), il membro include strati lenticolari di calcareniti risedimentate (A1). Dal punto di vista tessiturale, si tratta di packstone-wackestone con litoclasti, peloidi, ooidi, conodonti del Trias superiore rimaneggiati, alghe e foraminiferi giurassici.

SPESSORE. Lo spessore minimo è a Calvello, con circa 4 metri (3.80), quello massimo è a Sasso di Castalda, con almeno 9 metri.

DEFINIZIONE DEI LIMITI. Il limite inferiore è stato discusso in precedenza. Il limite superiore è posto dove i mudshale e clayshale silicei rosso-bruni caratteristici del Membro Della Serra passano a mudstone silicei (B e C) verde-grigi. Questo cambiamento litologico avviene in pochi centimetri (cfr. fig. 2.11).

BIOSTRATIGRAFIA. Le analisi biostratigrafiche per radiolari non hanno dato risultati positivi. Le faune a radiolari, pur essendo molto ricche, sono costantemente mal conservate. Gli unici dati paleontologici disponibili provengono dalle calcareniti risedimentate di Sasso di Castalda: faune rimaneggiate di mare basso indicherebbero un'età non più antica del Pliensbachiano medio (vedi cap 3); la presenza di (?) *Protopenneroplis striata* WEYNSHENK in associazione con le faune pliensbachiane restringe l'età più antica all'Aaleniano superiore, poiché la distribuzione di questa specie in Italia sembra essere ristretta all'Aaleniano superiore-Titonico (Tonielli, 1992). L'età più giovane non dovrebbe superare il Batoniano medio, poiché questa età è indicata da una fauna a radiolari nel sovrastante Membro Dell'Acqua Sulfurea.

ETÀ. Si può ipotizzare per questo membro un'età compresa tra il Toarciano ed il Baiociano.

Associazioni di facies, variazioni laterali e interpretazione ambientale

Il Membro Della Serra è caratterizzato dalla predominanza di argilliti silicee di colore rosso-bruno. Si tratta di clayshale-mudshale (litofacies D1) con *parting* di tipo *flaggy*, con intercalazioni molto sottili di radiolariti verdi-rossastre (litofacies C1 e C2) e di calcareniti di mare basso risedimentate (litofacies A1) (**fig. 2.10**).

Le analisi mineralogiche indicano che le argille sono originariamente di natura detritica (vedi cap. 4). Le radiolariti intercalate nel clayshale-mudshale sono in strati molto sottili, piano-paralleli a leggermente ondulati, continui; la base è netta, il tetto può essere ondulato. Esse costituiscono circa il 10% dello spessore totale e si concentrano preferenzialmente nella parte medio-superiore del Membro.

Le calcareniti di mare basso risedimentate caratterizzano la sezione stratigrafica di Sasso di Castalda, in strati lenticolari di spessore ed estensione variabile. Esse sono costituite da packstone-grainstone a litoclasti e bioclasti passante a packstone-wackestone, da packstone a bioclasti e peloidi e da packstone a litoclasti e bioclasti. Tra i litoclasti si

riconoscono clasti micritici con alghe tipo *Cayeuxia*, clasti pelspatitici ricristallizzati, ooliti micritiche con al nucleo foraminiferi. Tra i bioclasti vi sono molte alghe tipo *Cayeuxia*, foraminiferi, piastrine di echinodermi. Gli intraclasti presenti sono costituiti da mudstone a radiolari. In questi strati è stata segnalata la presenza di conodonti triassici rimaneggiati (Amodeo *et alii*, 1993).

Questi sedimenti si possono interpretare come torbiditi canalizzati. I calcari allodapici di Sasso di Castalda sono stati correlati, in altre sezioni stratigrafiche, a livelli centimetrici di arenite-siltite a matrice argillosa ematitica, dai litoclasti silicei (quarzo, calcare ricristallizzato) e calcarei, intraclasti argillosi, con gradazione, e laminazione parallela (fig.2.11). La correlazione è giustificata dalla posizione dei livelli rispetto al limite tra il Membro (3) ed il Membro (4) e dalla presenza dei clasti carbonatici. Questi livelli si possono considerare *marker beds*. Nell'ipotesi quindi che la correlazione

sia giusta e che si tratti degli stessi episodi di risedimentazione, è possibile ipotizzare una maggiore prossimità della sezione di Sasso di Castalda alle aree sorgenti dei sedimenti.

Il Membro (3) è caratterizzato da una sedimentazione pelagica, con apporto sedimentario molto scarso, costituito essenzialmente da argille trasportate dal vento o da correnti di fondo. Il colore rosso è legato alla completa ossidazione del Fe presente nel sedimento; ciò può indicare che (a) la sostanza organica è stata completamente distrutta subito dopo la deposizione in ambiente ossidante, ovvero (b) durante la diagenesi precoce con un potenziale di ossido-riduzione positivo (Chester, 1990). Per quanto riguarda la prima alternativa, si ricorda che Muller & Mangini (1980) hanno calcolato che è necessario un tasso di sedimentazione di circa 1-4 cm/1000 yr o inferiore per la deposizione di sedimenti ossigenati. I rari livelli radiolaritici possono sia rappresentare microtorbiditi bioclastiche

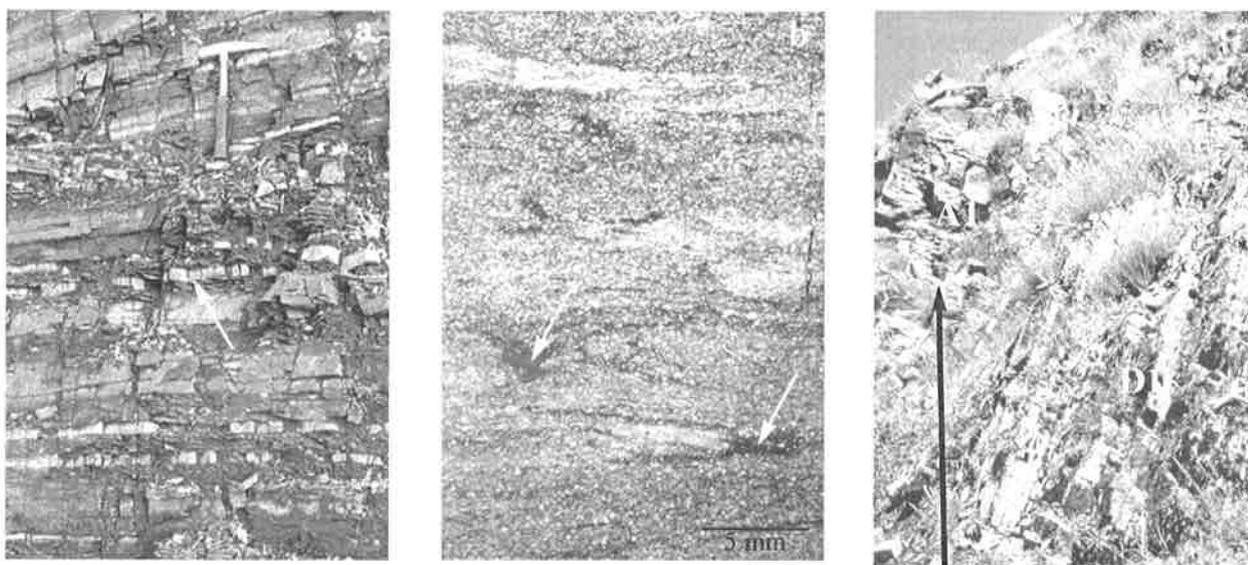
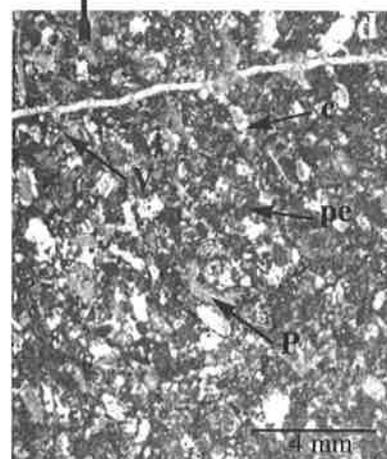


Fig. 2.10. Formazione degli Scisti Silicei, Bacino Lagonegrese, Basilicata. (3) Membro Della Serra, Giurassico Inferiore-Medio.
 a) Monte Cugnone, argilliti silicee rosso-brune con intercalazioni di livelli centimetrici di radiolariti (freccia);
 b) Calvello, sezione sottile di livello radiolaritico nel Membro (3), radiolarite con bioturbazione di tipo mottled (freccie);
 c), d) Sasso di Castalda. c) Calcari allodapici (AI, la linea tratteggiata bianca indica la base) intercalati nelle argilliti silicee rosso-brune (D1), parte superiore del Membro (3); d) packstone a litoclasti (c), peloidi (pe) e bioclasti; tra i bioclasti, *Palaeodasycladus* sp. (P) e *Valvulina* sp. (V).

Fig. 2.10. Scisti Silicei Formation, Lagonegro Domain. (3) Serra Member, Lower-Middle Jurassic.
 a) Monte Cugnone, red-brown siliceous shales with cm-thick «radiolarites» (arrow), Member (3);
 b) Calvello, thin section of a radiolarite level in red-brown siliceous shales of Member (3) showing a radiolarian siliceous mudstone (radiolarite) with mottled bioturbation (white arrows);
 c), d) Sasso di Castalda. c) Allodapic limestones (AI, white dashed line indicates the base) in red-brown siliceous shales (D1), upper part of Member (3); d) lithoclastic (c), peloidal (pe) and bioclastic packstone; among bioclasts, *Palaeodasycladus* sp. (P) e *Valvulina* sp. (V).



bioturbate sia sedimentazione emipelagica. Nel caso sia valida la seconda alternativa, indicherebbero

episodi di alta produttività biosilicea, nell'ipotesi che l'attuale correlazione diretta tra produzione biosilicea

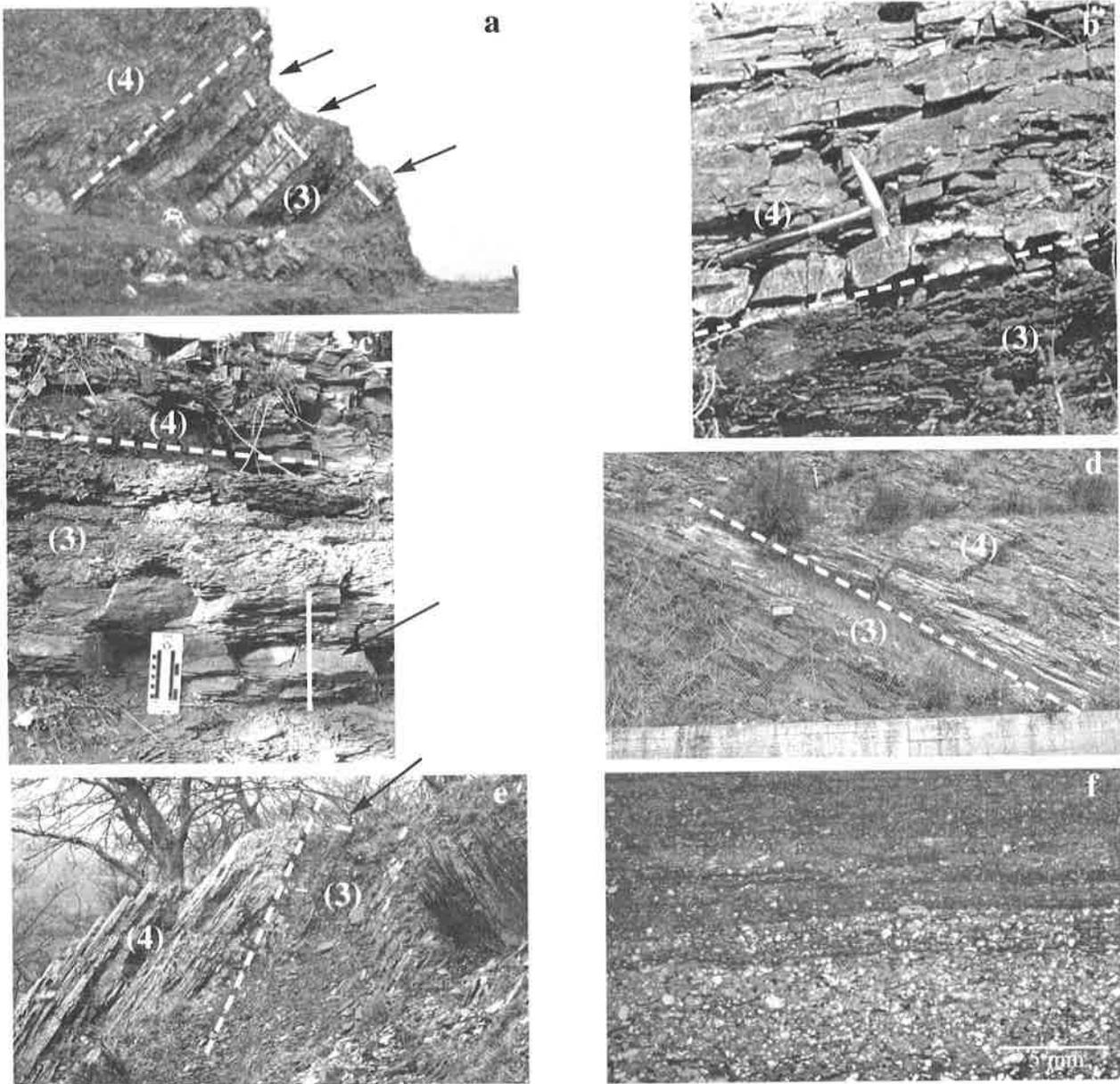


Fig. 2.11. Formazione degli Scisti Silicei, Bacino Lagonegrese, Basilicata. Passaggio stratigrafico (linea tratteggiata bianca) tra il (3) Membro Della Serra e il (4) Membro Dell'Acqua Sulfurea e marker beds (freccie e linee bianche) nella parte superiore del Membro (3). Giurassico Inferiore-Medio.

- a), b) Sasso di Castalda. a) Le linee nere indicano i risedimenti carbonatici di mare basso (del Lias-(?) Dogger) intercalati nella parte superiore del Membro (3); b) particolare del passaggio stratigrafico tra le argilliti brune del Membro (3) e le «radiolariti» verdi del Membro (4);
- c) Calvello. I marker beds sono ridotti ad un unico strato, costituito da più episodi di spessore centimetrico;
- d) Lagonegro. Qui i marker beds sono ridotti ad un unico livello centimetrico, non visibile alla scala della foto;
- e), f) Madonna di Sirino. e) I marker beds sono ridotti ad un solo strato composito, come per Calvello (vedi fig. c); f) gradazione diretta e laminazione parallela all'interno del marker bed di Madonna di Sirino.

Fig. 2.11. Scisti Silicei Formation, Lagonegro Domain. Stratigraphic contact (white dashed line) between (3) Serra Member and (4) Acqua Sulfurea Member. Arrows and white lines indicate marker beds in the uppermost part of Member (3). Lower-Middle Jurassic.

- a), b) Sasso di Castalda. a) allodapic limestones (Lias-(?) Dogger) in the upper part of Member (3); b) limit between Members (3) and (4). c) Calvello, marker beds constitute a unique, composite bed; d) Lagonegro, marker beds are not visible on the photograph;
- e), f) Madonna di Sirino. e) note resemblance with Calvello marker bed (fig. c); f) normal gradation and lamination in marker bed.

e preservazione sia esistita anche in passato (De Wever *et alii*, 1994). I calcari allodapici che caratterizzano la parte superiore del Membro Della Serra indicano una ripresa improvvisa dell'apporto carbonatico detritico. La granulometria, la stratificazione e la composizione dei risedimenti carbonatici indicano un regime di deposizione erosivo, nonché una maggiore vicinanza delle aree settentrionali alla sorgente. Ciò suggerisce l'esistenza di una scarpata carbonatica di tipo erosivo durante il Giurassico Medio, come già proposto da Marsella (1988) e Pappone (1990).

Le argilliti rosso-brune di questo Membro si possono paragonare alle *red clays* dei fondi oceanici. E' proponibile un ambiente di deposizione profondo (batiale-abissale) caratterizzato da sedimentazione emipelagica molto scarsa, con rari e discontinui fenomeni di risedimentazione in massa.

FACIES DISTALI: (4) MEMBRO DELL'ACQUA SULFUREA

Sinonimo: Membro radiolaritico verde (Amodeo & Baumgartner, 1994)

Il nome del Membro deriva dalla località Acqua Sulfurea, dove affiora la sezione stratigrafica di Calvello (cfr. fig. 2.4).

Definizione

SEZIONI DI RIFERIMENTO. La successione più estesa affiora a Lagonegro, con un'esposizione discreta ed interrotta nella parte superiore. A Sasso di Castalda e a Madonna di Sirino si ha una buona esposizione della parte inferiore. A Calvello affiora in ottima esposizione la parte medio-superiore del membro ed è ben esposto il limite superiore, che è anche il limite formazionale degli Scisti Silicei; affiora inoltre il limite inferiore, separato dal resto della successione da disturbi tettonici.

LITOLOGIA. Il Membro Dell'Acqua sulfurea è costituito da mudstone silicei con variabile contenuto di radiolari, selci olocristalline e mudstone carbonatici parzialmente o totalmente silicizzati. La bioturbazione è rara o moderata, la laminazione parallela è comune. La laminazione incrociata a basso angolo e la laminazione convoluta caratterizzano i mudstone silico-carbonatici. Gli strati argillosi sono rari o assenti; essi tendono ad aumentare nella parte terminale del membro.

SPESORE. Lo spessore totale dovrebbe essere compreso tra i 20 m ed i 30 m. A Lagonegro il membro, mancante della parte terminale, è 24.5 m. A Calvello affiorano circa 14 m (13.9) della parte medio superiore, mentre a Sasso di Castalda affiorano i primi 12.5 m.

LIMITI. Il limite inferiore è stato discusso nel paragrafo precedente. Il limite superiore del Membro (4) coincide con il limite formazionale. Nelle sezioni studiate, il limite superiore è ben esposto a Calvello. Esso è posto dove i mudstone silicei passano al

mudshale-clayshale grigio-nerastro («argilliti plumbee») caratteristico della formazione del flysch galestrino (fig. 2.12c,e).

BIOSTRATIGRAFIA. Nella parte bassa di questo Membro sono state ritrovate faune a radiolari del Giurassico Medio (UAZ.95 5-7, Sasso di Castalda; UAZ.95 3-7, Madonna di Sirino).

Nella parte terminale del membro, nella sezione di Calvello, sono state riconosciute faune a radiolari del Giurassico Superiore (Kimmeridgiano superiore a Titonico, UAZ.95 10-12 e 11-14).

Un'età Oxfordiano medio-Kimmeridgiano inferiore sarebbe indicata da un campione proveniente dalla parte terminale degli Scisti Silicei al Monte Volturino e a Sasso di Castalda (UAZ.95 9-10).

ETÀ. Dal Baiociano superiore-Batoniano medio (o più vecchio) al Titonico. Il limite superiore sembrerebbe essere diacrono, dall'Oxfordiano medio-Kimmeridgiano inferiore al Titonico.

Associazioni di facies, variazioni laterali e interpretazione ambientale

Il Membro Dell'Acqua Sulfurea è costituito principalmente da mudstone silicei a radiolari (litofacies C, fig. 2.12f) e subordinatamente da mudstone silico-carbonatici (litofacies B). I clayshale-mudshale sono presenti come interstrati millimetrici e tendono ad aumentare nella parte superiore del membro. La stratificazione è piano-parallela. Le percentuali delle diverse litofacies variano nella successione stratigrafica. I mudstone silico-carbonatici tendono ad aumentare nella parte superiore del Membro e sono caratterizzati da un tipico colore d'alterazione nero; si possono interpretare come risedimenti parzialmente carbonatici provenienti da aree meno profonde (*outer shelf? upper slope?*), trasportati da correnti di torbida diluite. Le strutture sedimentarie suggerirebbero una predominanza degli intervalli $T_{d,e}$ di Bouma (1962), ovvero dell'intervallo E_1 di Piper (1978) e degli intervalli $T_{0.5}$ di Stow e Shanmugam (1980). La litofacies C rappresenterebbe una sedimentazione emipelagica legata all'apporto biosiliceo dei radiolari; la frequenza della laminazione parallela potrebbe essere dovuta alla presenza di correnti di fondo deboli (fig. 2.12a,b).

A Calvello, nella parte intermedia del membro, sono presenti due strati decimetrici di mudshale bruno. Questi livelli non sono stati riconosciuti nelle altre successioni. Ciò indicherebbe una sedimentazione terrigena localizzata, ad opera di correnti, ed escluderebbe il trasporto eolico. Nell'ultimo metro del Membro 4 di Calvello sono presenti interstrati argillosi centimetrici bentonitici, costituiti da illite/smectite e caolinite (fig. 2.12d). L'interstratificato illite/smectite è ricco in smectite di tipo montmorillonitico (vedi cap. 4) e potrebbe essere il prodotto d'alterazione sottomarina (parzialmente diagenizzato) di originari livelli vulcanici.

Il colore verde che predomina nel membro è legato alla presenza di Fe ridotto; questo implica che durante la diagenesi precoce, la degradazione della sostanza organica contenuta nei sedimenti è continuata in condizioni riducenti. Ciò può essere attribuito sia ad un aumento del tasso di sedimentazione, sia ad un aumento dell'apporto di sostanza organica alla superficie di sedimentazione (Chester, 1990). E' importante sottolineare che le condizioni riducenti

non si riferiscono all'interfaccia acqua-sedimento, ma soltanto all'ultimo potenziale redox raggiunto dai sedimenti durante la diagenesi precoce, nel momento in cui la sostanza organica è stata totalmente distrutta.

Si può ipotizzare un ambiente di deposizione di bassa energia, emipelagico, caratterizzato da una sedimentazione biosilicea diluita da torbiditi distali carbonatiche.

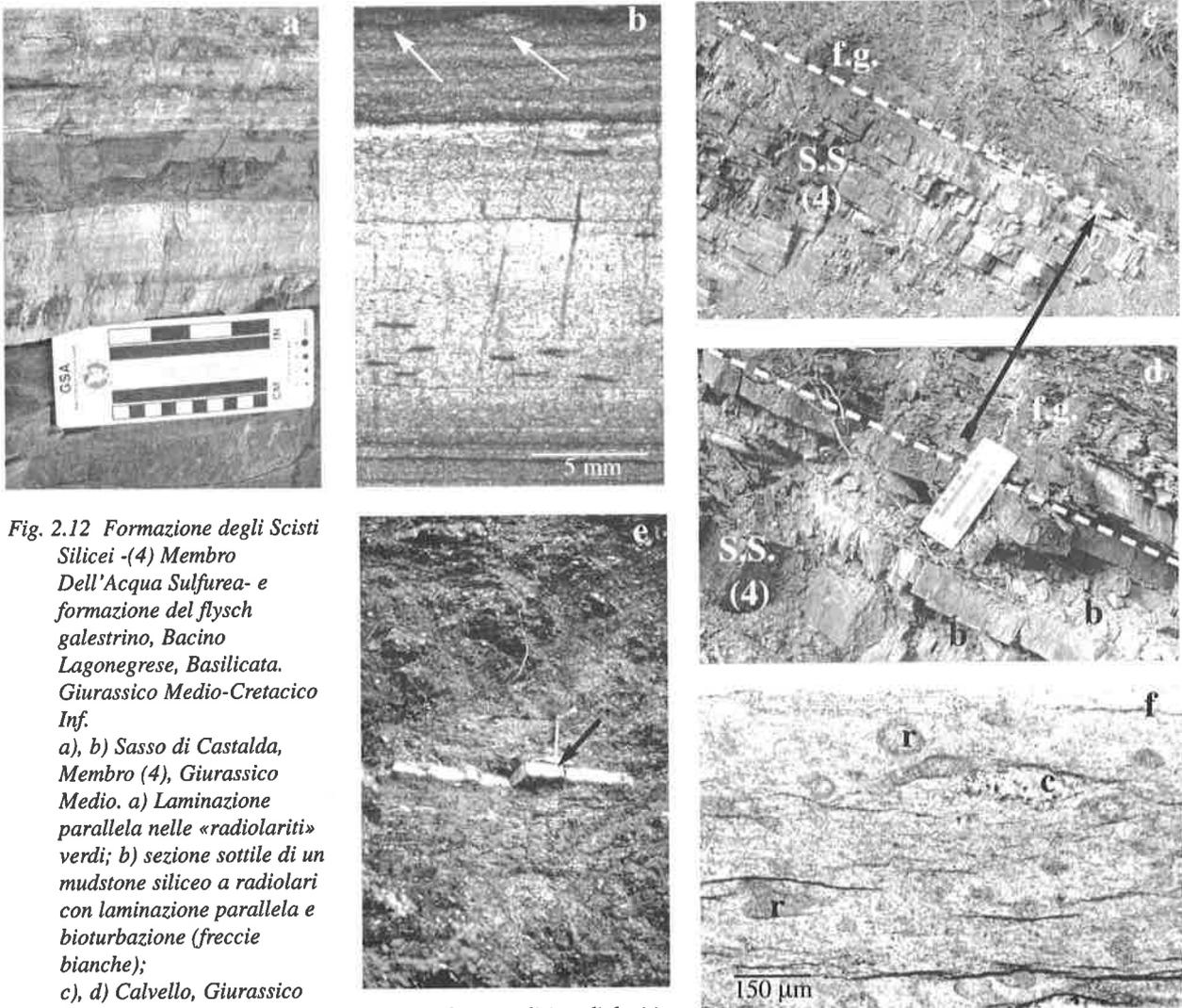


Fig. 2.12 *Formazione degli Scisti Silicei -(4) Membro Dell'Acqua Sulfurea- e formazione del flysch galestrino, Bacino Lagonegrese, Basilicata. Giurassico Medio-Cretacico Inf.*

a), b) Sasso di Castalda, Membro (4), Giurassico Medio. a) Laminazione parallela nelle «radiolariti» verdi; b) sezione sottile di un mudstone siliceo a radiolari con laminazione parallela e bioturbazione (freccie bianche);

c), d) Calvello, Giurassico Superiore. c) Passaggio tra i mudstones silicei verdi («radiolariti» s.l., Membro (4)) degli Scisti Silicei (S.S.) e le argilliti grigio-nere del flysch galestrino (f.g.); d) particolare della foto c): si notino i livelli bentonitici (b);

e) Madonna di Sirino, argilliti nere con intercalazioni di calcareniti silicizzate (freccia nera), flysch galestrino (Cretacico Inf. ?);

f) Lagonegro, Membro (4) degli Scisti Silicei, Giurassico Superiore, sezione sottile di un mudstone siliceo con radiolari (r) ricristallizzati in quarzo e clorite, e con rari litoclasti (c) carbonatici.

Fig. 2.12 *Scisti Silicei Fm. and flysch galestrino fm., Lagonegro Domain, Middle Jurassic to Lower Cretaceous.*

a), b) Sasso di Castalda, Member (4), Middle Jurassic. a) parallel lamination in green « radiolarites» ; b) thin section showing a radiolarian mudstone with parallel laminanation and bioturbation (white arrows);

c), d) Calvello, Upper Jurassic. c) contact between Scisti Silicei Fm. (S.S.) and flysch galestrino fm. (f.g.); d) detail of contact in c), note bentonite levels (b);

e) Madonna di Sirino, black shales and silicified calcarenite (black arrow), flysch galestrino fm. (Lower Cretaceous?);

f) Lagonegro, Member (4), Scisti Silicei Fm., Upper Jurassic, radiolarian (r) bearing mudstone with carbonate clasts (c).

**FACIES PROSSIMALI (PARTE SUPERIORE): (5)
MEMBRO DEL CHIATAMONE**

Sinonimo: Membro variegato superiore (Amodeo & Baumgartner, 1994)

Il nome del Membro deriva dalla località Chiatamone, a nord dell'abitato di Pignola, in cui è situata l'omonima sezione stratigrafica (cfr fig 2.4).

Definizione

SEZIONI DI RIFERIMENTO. A Pignola, questo membro è molto ben esposto, ma è delimitato inferiormente e superiormente da faglie. A Moliterno, la presenza di disturbi tettonici e l'alterazione sono intense, ma sono visibili i limiti inferiori e superiori del membro.

LITOLOGIA. Il membro è caratterizzato da

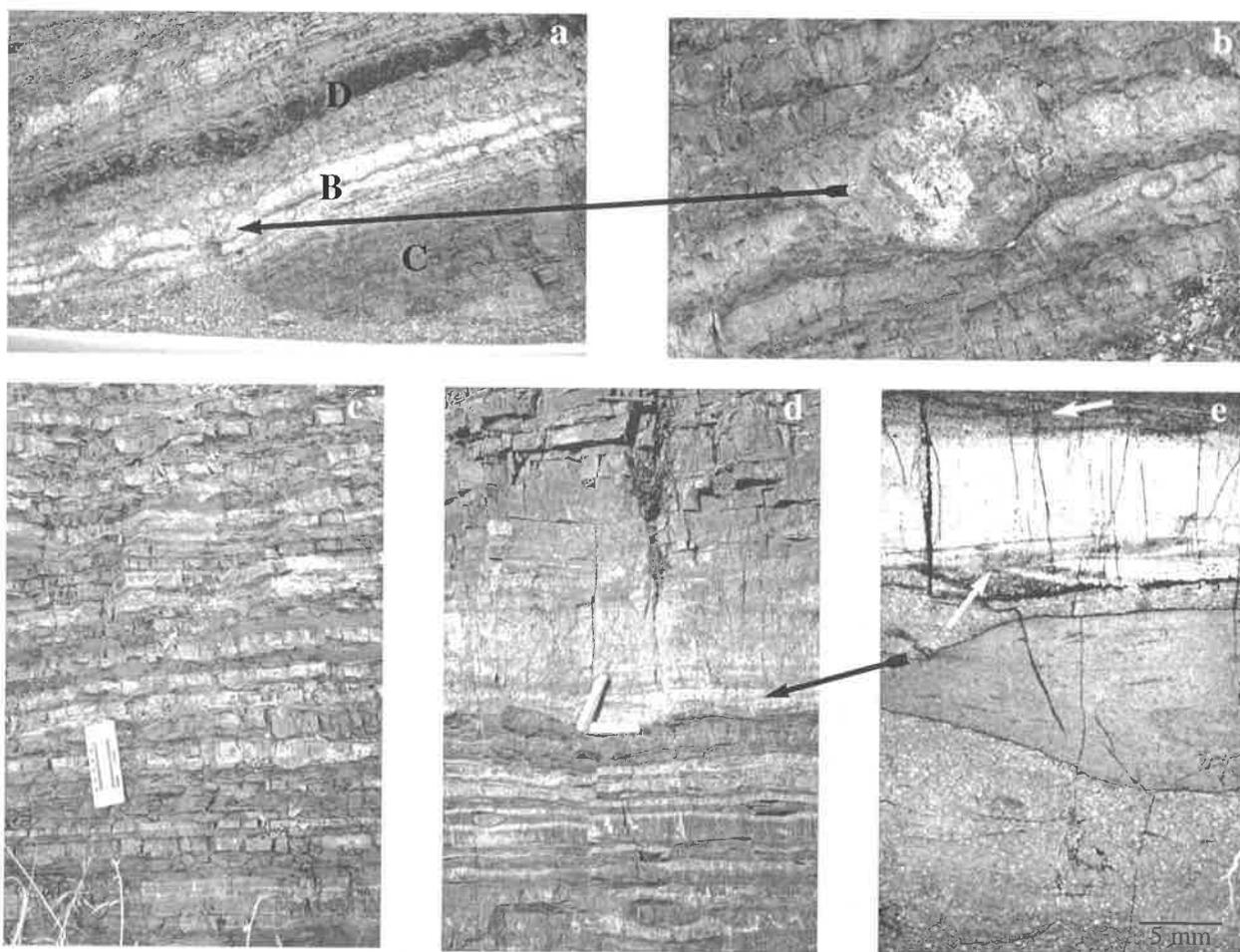


Fig. 2.13. Formazione degli Scisti Silicei, Bacino Lagonegrese, Basilicata. Giurassico Medio-Superiore, sezione di Pignola, (5) Membro Del Chiatamone.

- a) mudstones silicei a radiolari (C), argilliti (D) e torbiditi fini silicizzate (B) nel Giurassico Superiore;
- b) particolare di a), meganodulo quarzoso (larghezza circa 1 m) di origine diagenetica; notare la deformazione dello strato sottostante;
- c) alternanza ritmica di argilliti silicce rosse e «radiolariti» verdi (ribbon-bedded radiolarites);
- d) torbidite fine a radiolari, a laminazione ondulato-parallela, intercalata nelle ribbon-bedded radiolarites; notare la base netta, con impronta da carico, ed il limite superiore graduale; la laminazione parallela centimetrica è caratteristica della parte basale delle torbiditi bioclastiche (intervallo E1 in Piper & Stow, 1991);
- e) sezione sottile dello strato torbiditico: notare la disomogeneità tessiturale, evidenziata da un diverso grado di ricristallizzazione, e la laminazione incrociata a scala millimetrica (freccie bianche).

Fig. 2.13. Scisti Silicei Formation, Lagonegro Domain, Basilicata. Middle-Upper Jurassic, Pignola section, (5) Chiatamone Member.

- a) radiolarian mudstones (C), shales (D) and silicified mud turbidites (B), Upper Jurassic;
- b) detail of a), diagenetic meganodule of quartz (1 m wide or so); note deformation of lower strata;
- c) rhythmic bedding of red shales and green «radiolarites», or ribbon-bedded radiolarites;
- d) radiolarian mud turbidite (interval E1 in Piper & Stow, 1991), with a wavy-parallel lamination, in ribbon-bedded radiolarites; note the sharp base with load cast, and the upper gradational limit;
- e) thin section of the turbidite showing an unhomogeneous texture, different degree of recrystallization, and a mm-scale cross-lamination (white arrows).

alternanze ritmiche di selci rosse e verdi e di argilliti, in strati subdecimetrici, corrispondenti alle «Mesozoic ribbon radiolarites» di Jenkyns & Winterer (1982) (fig. 2.13c). A diverse altezze stratigrafiche, associate a queste litologie, si ritrovano selci varicolori (di colore più chiaro) in strati composti (da decimetrici a metrici), con lamine centimetriche ondulate e/o parallele, corrispondenti a torbiditi originariamente carbonatiche (fig. 2.13d). Questo Membro è parzialmente coevo del Membro (4) (vedi cap. 3 e tav. 3.1), da cui differisce per un maggior contenuto di sedimenti terrigeni e di torbiditi carbonatiche (fig. 2.13a).

SPESORE. Lo spessore misurato a Pignola è di circa 59 m.

LIMITI. Attualmente una definizione precisa dei limiti non è possibile, poiché le sezioni stratigrafiche scelte sono interrotte da faglie. A Moliterno il limite inferiore sembra avere le stesse caratteristiche del limite tra il Membro (3) ed il Membro (4) delle successioni più condensate. Il limite superiore è caratterizzato da un aumento dei sedimenti argillosi, come visto nel caso del Membro (4); tuttavia tale aumento è più graduale. Il limite superiore del Membro (5) corrisponde al limite formazionale degli Scisti Silicei delle facies prossimali, come definito da Scandone (1967a).

BIOSTRATIGRAFIA. Una fauna a foraminiferi bentonici ed alghe del Malm proveniente dalla sezione di Pignola è stata descritta da Luperto (1962) (vedi par. 1.4.2).

Nella sezione stratigrafica di Pignola sono state ritrovate faune a radiolari di età compresa tra il Giurassico Medio ed il Giurassico Superiore. L'associazione più antica è attribuita al Baiociano superiore Batoniano medio (UAZ.95 5-6, vedi cap. 3). Le associazioni del Giurassico Superiore sono di età Oxfordiano medio-Kimmeridgiano inferiore (UAZ.95 9-10), del Kimmeridgiano superiore-Titonico inferiore (UAZ.95 11) e del Titonico superiore-Cretacico (?) (UAZ.95 11-14).

ETÀ. Dal Baiociano superiore - Batoniano medio al Titonico superiore-Cretacico basale (?).

Associazioni di facies, variazioni laterali e interpretazione ambientale

Il Membro del Chiatamone è caratterizzato dalla presenza di torbiditi fini silicee, originariamente almeno in parte carbonatiche, che formano strati composti dallo spessore da decimetrico a metrico. Tali torbiditi si ritrovano a diverse altezze stratigrafiche, intercalate nei mudstones silicei e nelle argilliti, e presentano una tipica laminazione centimetrica (litofacies B1), spesso varicolore, ondolato-parallela e/o convoluta. I mudstone silicei a radiolari (litofacies C) possono avere sia stratificazione parallela che ondolata-lenticolare; i livelli argillosi (D1 e D3) diventano frequenti soprattutto nella parte superiore. In questo membro le

modificazioni diagenetiche sono intense e possono portare alla formazione di noduli di dimensioni decimetriche (fig. 2.13b).

Nella sezione di Pignola, è possibile individuare due intervalli principali. I primi 30 m circa della sezione sono costituiti principalmente da mudstone silicei con intercalazioni millimetriche di clayshales; le selci macrolaminate (lit. B1) sono frequenti. Nella parte bassa di questo intervallo sono presenti due livelli di glauconia (fig. 2.14). I successivi 30 m della successione sono caratterizzati dalla comparsa di strati decimetrici di clayshales rosso-bruni (D1), che possono essere parzialmente carbonatici (D3); inoltre le selci macrolaminate tendono a diventare più spesse. Le alternanze ritmiche di selci rosse e verdi e di argilliti, in strati subdecimetrici, corrispondenti alle «Mesozoic ribbon radiolarites» di Jenkyns & Winterer (1982), (cfr. fig. 2.13c) mancano nei primi 15 m della sezione.

Rispetto al Membro (4), questo Membro mostra un maggior apporto torbiditico silico-carbonatico e terrigeno fine; questo si traduce in più alti tassi di sedimentazione (vedi cap. 5). Le forti variazioni di colore che caratterizzano gli strati di questo membro sono correlabili a condizioni di ossido-riduzione variabili durante la diagenesi precoce (Chester, 1990).

Le associazioni di litofacies indicano una sedimentazione emipelagica interrotta da frequenti episodi di risedimentazione torbiditica di tipo distale. Rispetto alle associazioni di litofacies del Membro (4), quelle del Membro (5) suggeriscono una maggiore prossimalità alle aree di alimentazione.

2.3. Ricapitolazione

2.3.1. Interpretazione paleoambientale

Le associazioni di litofacies degli Scisti Silicei sono essenzialmente costituite da sedimenti fini, sia terrigeni che carbonatici, di origine torbiditica (*fine grained turbidites*, Piper, 1978; Piper & Stow, 1991), alternati a depositi emipelagici, in strati generalmente molto sottili. La biofacies dominante è costituita essenzialmente da plancton biosiliceo (radiolari). La bioturbazione è generalmente scarsa od assente ed è costituita da fodichnia (*feeding traces*) di tipo *Chondrites*. In alcune radiolariti la bioturbazione è costituita da endichnia millimetrici, dalla forma irregolare, riempiti da argilla. Poiché *Chondrites* è la sola forma di bioturbazione presente ed interessa meno del 50% del sedimento, è possibile ipotizzare acque disaerobiche al fondo (Bromley, 1990).

E' perciò proponibile un ambiente di deposizione generalmente sfavorevole alla vita bentonica, caratterizzato da bassi tassi di sedimentazione (<1 m/Ma) e da processi di sedimentazione di bassa energia. Un equivalente attuale potrebbe essere rappresentato da aree di mare profondo, di raccordo

tra scarpata continentale e piane abissali (*continental rise*), con apporto torbido sottile (*lobe fringe*) di tipo misto. Nelle aree settentrionali (Sasso di Castalda, Monte Cugnone, Calvello), la presenza di risedimenti carbonatici di taglia arenitico-ruditica, in strati lenticolari, suggerisce che il trasporto in massa è avvenuto lungo canali. Questo indicherebbe una maggiore prossimalità delle aree settentrionali all'area sorgente poiché nei sistemi di conoidi sottomarine, i canali caratterizzano generalmente la parte superiore della conoide (*upper fan*).

2.3.2. Paleobatimetria e CCD

Diversi autori in passato hanno utilizzato la posizione della CCD nel Bacino Lagonegrese per stimarne la paleoprofondità, ricavando valori intorno ai 3000 m o più.

Bosellini & Winterer (1975) e Winterer & Bosellini (1981) hanno calcolato le variazioni della profondità della CCD nella Tetide giurassico-cretacica. Sebbene gli autori avessero chiare le difficoltà ed i limiti delle loro valutazioni, i valori di profondità della CCD sono stati sovraestimati nella letteratura successiva. Uno degli equivoci maggiori è stato il considerare la deposizione dei sedimenti radiolaritici come regolata dalla posizione della CCD. Infatti *la distribuzione dei sedimenti silicei non è una funzione della profondità della CCD* (Baumgartner, 1987), *ma dipende dalla*

produttività biosilicea. Peraltro è molto probabile che la CCD fosse meno profonda nel Mesozoico precretacico e che le acque fossero più ricche in silice rispetto a quelle attuali (Kastner, 1981), poiché i radiolari erano il plancton dominante. E' possibile quindi che i bacini a sedimentazione silicea avessero profondità dell'ordine dei 1500-2000 m (De Wever *et alii*, 1994). Ne consegue che *la posizione del fondo marino rispetto alla CCD non può essere utilizzata come criterio paleobatimetrico*, poiché la profondità della CCD varia e nello spazio e nel tempo. Ad esempio, i dati raccolti durante l'esplorazione dei fondi oceanici dall'O.D.P. indicano che la CCD ha migrato verticalmente di 2-3 km negli ultimi 100 M.a. (Hay, 1987) e che le variazioni non sono state sempre sincrone nei diversi oceani.

Scandone (1972) riconosce un progressivo approfondimento del Bacino Lagonegrese che sarebbe passato da un ambiente neritico del Trias medio (Formazione di Monte Facito) ad un ambiente batiale nel Trias Superiore (Calcarei Con Selce). Nel Giurassico Medio il bacino avrebbe superato la profondità di compensazione della calcite (Scandone, 1972, pag. 261). L'autore, pur riportando i valori attuali di profondità della CCD, compresi tra i 3000-4000 m ed i 7000 m, è cosciente che tali valori non sono necessariamente validi per il passato geologico.

D'Argenio & Alvarez (1980) hanno considerato una profondità intorno ai 4500 m durante la

Fig. 2.14. Livello di glauconia nel Giurassico Medio, sezione di Pignola, (5) Membro Del Chiatamone, Formazione degli Scisti Silicei, Bacino Lagonegrese, Basilicata.

a) Sezione sottile mostrante il contatto della glauconia (D) con la sottostante radiolarite bioturbata (C);

b) particolare della radiolarite (radiolarian mudstone), costituita da radiolari ricristallizzati in quarzo (e subordinamente calcedonio) immersi in una matrice argillosa;

c) particolare del contatto, marcato dalla presenza di microstiloliti (fitted fabric);

d) particolare della glauconia, mostrante i peloidi di glauconite associati a quarzo microcristallino.

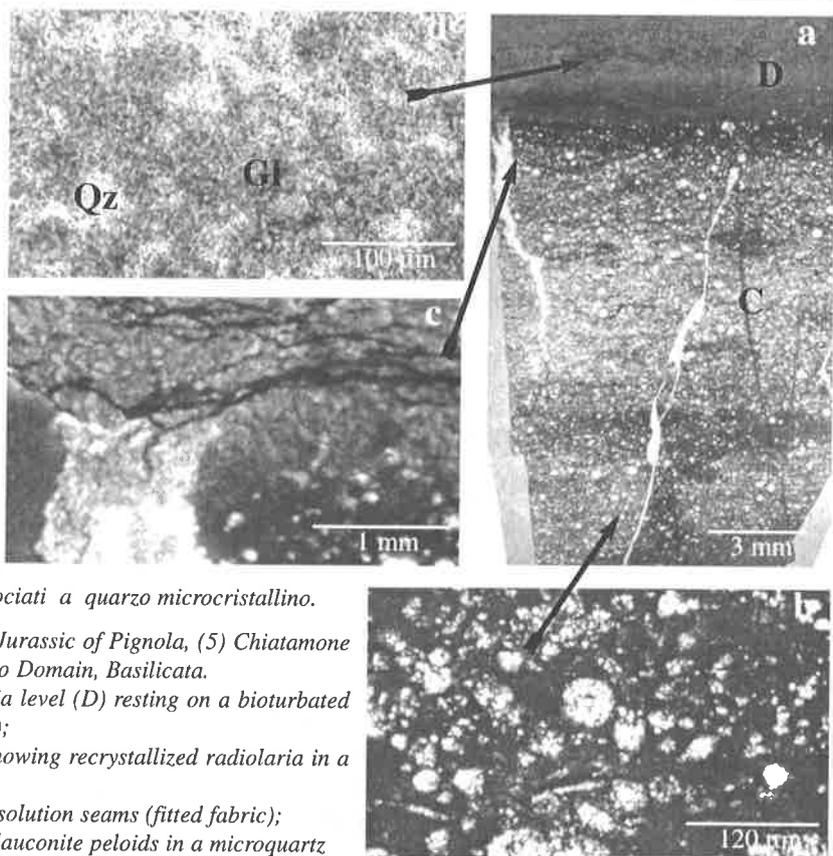
Fig. 2.14 Glauconia level in the Middle Jurassic of Pignola, (5) Chiatamone Membre, Scisti Silicei Fm., Lagonegro Domain, Basilicata.

a) Thin section showing the glauconia level (D) resting on a bioturbated radiolarian mudstone (C, radiolarite);

b) detail of underlying radiolarite, showing recrystallized radiolaria in a clay matrix;

c) close view of the contact, note the solution seams (fitted fabric);

d) close view of glauconia, showing glauconite peloids in a microquartz matrix.



deposizione degli Scisti Silicei. Questa stima è basata sulla considerazione che, al limite Giurassico-Cretacico, la CCD nel Mediterraneo era ad una profondità compresa tra i 4000 ed i 4500 m (Bosellini & Winterer, 1975), quindi i bacini in cui non si depositavano calcari tipo Maiolica (come appunto era il caso del Bacino Lagonegrese) dovevano avere una profondità maggiore. Tuttavia gli autori, confrontando il valore proposto con gli spessori delle piattaforme carbonatiche circostanti, ipotizzano una profondità minore, intorno ai 3000 m.

De Wever & Miconnet (1985) hanno ipotizzato una base diacrona per l'inizio della sedimentazione radiolaritica, dovuta ad un progressivo approfondimento del Bacino Lagonegrese al di sotto della CCD. La CCD è raggiunta nel Norico medio nelle aree più meridionali (Unità di Lagonegro) e nell'Oxfordiano in quelle più settentrionali (Unità di San Fele); il diacronismo rifletterebbe la paleobatimetria del bacino di deposizione. La sedimentazione radiolaritica secondo gli autori termina simultaneamente al limite Giurassico-Cretacico, per un cambiamento nella circolazione oceanica (De Wever et Dercourt, 1985). *Il modello proposto dagli autori si basa sull'assunzione che il limite inferiore degli Scisti Silicei e l'inizio della sedimentazione delle radiolariti siano coincidenti e che siano dovuti ad una deposizione al disotto della CCD.*

Miconnet (1988) ha ricostruito una curva paleobatimetrica per le facie distali del Bacino di Lagonegro, dall'Anisico al Cretacico Inferiore. La curva è costruita a partire dalla profondità della CCD, utilizzando i valori calcolati da Thiebault (1982) per il Pindos; il fondo del bacino lagonegrese sarebbe passato dai 2500 m del Triassico terminale ai circa

3000 m al limite Giurassico-Cretacico. Sottraendo a questa curva lo spessore dei sedimenti compattati, Miconnet (1988) ricava una curva del substrato del bacino che ricalca quella proposta da Bally *et alii* (1981) per i margini passivi con un coefficiente di assottigliamento crostale (β) vicino a 3. Tale valore suggerirebbe l'apparizione di crosta oceanica in settori più meridionali che attualmente non affiorano più. Il metodo utilizzato da Miconnet (1988) è senza dubbio ingegnoso ed elegante; il limite principale in questa procedura risiede nei valori di profondità della CCD utilizzati, poiché si tratta comunque di stime soggettive.

Esistono cinque metodi principali da cui si può ottenere un'idea della paleobatimetria (Stow, in Reading, 1991): (1) presenza di torbiditi, (2) presenza di associazioni bentoniche paragonabili ad associazioni attuali di profondità nota, (3) associazioni di tracce fossili (ichnofacies), (4) geometrie di successioni rocciose con rapporti ben conservati che permettono una misura della paleoproprietà e (5) storia tettonica ben conosciuta che permette di calcolare i tassi di subsidenza. Nel caso degli Scisti Silicei solo la presenza di torbiditi ed il tipo di ichnofacies possono essere utilizzati come criterio paleobatimetrico. La presenza di torbiditi indica soltanto che i sedimenti si sono depositi al di sotto della profondità massima di azione del moto ondoso, mentre il tipo di ichnofacies (*Chondrites*) indica condizioni disaerobiche al fondo (Bromley, 1990), senza alcuna implicazione per la paleoproprietà.

IN CONCLUSIONE, allo stato attuale delle conoscenze non è possibile fare una stima precisa della batimetria del Bacino Lagonegrese durante il Giurassico, però è ragionevole ipotizzare un ambiente batiale o abissale.

- Capitolo 3 -

Analisi biostratigrafiche

3.1. Introduzione

In questo capitolo sono riportati e discussi i dati biostratigrafici raccolti nella Formazione degli Scisti Silicei, riguardanti principalmente le associazioni a radiolari. Poiché il cattivo stato di conservazione della maggior parte dei radiolari non ha permesso la costruzione di una zonazione locale, ci si è riferiti a zonazioni già esistenti. Le stesse zonazioni sono state utilizzate per ridatare le faune a radiolari descritte da De Wever & Miconnet (1985), allo scopo di uniformare i dati biostratigrafici esistenti in letteratura con quelli del presente lavoro. Dove possibile, le informazioni biostratigrafiche sono state integrate con lo studio delle faune a conodonti e delle faune di mare basso rimaneggiate. I livelli più ricchi in sostanza organica sono stati campionati per dinoflagellati, ma ne sono risultati privi; la sostanza organica sembra però avere interessanti associazioni palinologiche. Le metodologie utilizzate sono contenute nell'appendice A2.

I nuovi dati biostratigrafici acquisiti permettono per la prima volta di correlare biostratigraficamente differenti sezioni della Formazione degli Scisti Silicei e di dare una dimensione temporale ai principali cambiamenti sedimentari individuati mediante l'analisi delle litofacies.

3.1.1. Scala cronostratigrafica e geocronologica adottata

TRIASSICO TERMINALE. Una delle controversie ancora

insolite nel campo della Cronostratigrafia è la definizione dei piani del Triassico. Particolarmente spinoso è l'argomento "Retico", le cui differenti definizioni esistenti in letteratura sono schematizzate nella **fig. 3.1**. La scuola americana che fa capo a Tozer (1979, 1994) non riconosce al Retico il valore di piano o sottopiano, poiché nelle successioni del Nord America esso è definito da una sola zona ad ammoniti. La scuola europea invece considera il Retico un piano a se stante (Krystyn, 1987, Dagys, 1988; Dagys & Dagys, 1994) o un sottopiano del Norico (Wiedmann *et alii*, 1979), poiché nelle successioni europee il Retico comprende 2 oppure 3 zone ad ammoniti, a loro volta suddivise in subzone. Nell'agosto del 1992 la I.U.G.S. Subcommission on Triassic Stratigraphy (STS) ha votato per la nuova suddivisione del Triassico (Gaetani, 1992; Gaetani & Baud, 1992). Il Retico è stato accettato come ultimo piano del Triassico; il limite inferiore è stato posto alla base della zona ad ammonite *Sagenites reticulatus*, equivalente alla Zona ad Amoenum di Tozer, 1979. Questa definizione è in pieno accordo con la definizione originaria dello stratotipo del Retico e con lo schema classico dei piani e sottopiani triassici (Dagys, 1988, Dagys & Dagys, 1994). Nel presente lavoro si è quindi adottata la suddivisione del Triassico terminale scelta dalla STS (cfr. fig. 3.1).

GIURASSICO. Il sistema Giurassico è stato suddiviso in 180 unità o subzone, componendo insieme zone e subzone sia di regioni tetidee che boreali (Groupe

| CARTER, 1993 Radiolarian Zones, Queen Charlotte Islands (Canada) | | DAGYS, 1988 DAGYS & DAGYS, 1994 Official S.T.S. Triassic stage nomenclature, 1992 | | | KRYSTYN, 1987 Alps (Tethys) (standard) | | | WIEDMANN <i>et al.</i> , 1979 Alps (Tethys) | | | TOZER, 1979, 1994 North America (Pacific region) | | |
|---|---|--|----------|----------------------------------|--|----------|----------------------------------|---|----------|-------------------------|--|--------------|---------------------------------|
| Stage | Radiolarian Zone | Stage | Subst. | Ammonoid Zone zone subzone | Stage | Subst. | Ammonoid Zone zone subzone | Stage | Subst. | Ammonoid Zone | Stage | Subst. | Ammonoid Zone |
| RHAETIAN | Globolaxorum tozeri Zone | RHAETIAN | | Choristoceras marshi | RHAETIAN | | Choristoceras marshi | NORIAN | RHAETIAN | Choristoceras marshi | NORIAN | | Choristoceras crickmayi |
| | Choristoceras ammonitifforme | | | Choristoceras ammonitifforme | | | | | | | | | |
| NORIAN | Proparvicingula monoliformis Zone | NORIAN | SEVATIAN | Vandaites sturzenbaumi | NORIAN | SEVATIAN | Vandaites sturzenbaumi | NORIAN | RHAETIAN | Choristoceras marshi | NORIAN | UPPER NORIAN | Cochloceras amoenum |
| | "Choristoceras" haueri | | | "Choristoceras" haueri | | | | | | | | | |
| | Betraccium deweveri Zone | | | Sagenites reticulatus | | | Sagenites reticulatus | | | Rhabdoceras suessi | | | Gnomohalorites cordilleranus |
| | | | | Sagenites quinquepunctatus | | | Sagenites quinquepunctatus | | | | | | |

Fig. 3.1. Nomenclatura dei piani del Triassico terminale secondo diversi autori. Nel presente lavoro si è adottata quella scelta dalla Sottocommissione sulla Stratigrafia del Triassico nel 1992 (Dagys & Dagys, 1994). Nella prima colonna a sinistra è riportata la zonazione a radiolari del Triassico terminale utilizzata nel presente lavoro.

Fig. 3.1. Upper Triassic chronostratigraphic nomenclature according to various authors. Standard nomenclature of the Subcommission on Triassic Stratigraphy (Dagys & Dagys, 1994) is adopted here. Upper Triassic radiolarian zonation used here is also showed (first column on the left).

Français d'Etudes du Jurassique, 1991; Gradstein *et alii*, 1994). Nella presente opera si è seguita la suddivisione standard per la Tetide, in cui il limite Giurassico -Cretacico è posto tra i piani Titonico e Berriasiano.

La scala geocronologica qui adottata è quella proposta da Odin (1994), poiché è quella a cui fa riferimento la zonazione a radiolari giurassico-cretacica qui utilizzata (Baumgartner *et alii*, 1995a).

3.2. Tentativo di applicazione della biocronologia a radiolari. Risultati

3.2.1. Zonazioni e criteri biostratigrafici utilizzati

La cattiva conservazione delle faune a radiolari finora ritrovate negli Scisti Silicei del Bacino Lagonegrese non ha permesso di costruire una zonazione locale. Tuttavia è stato possibile attribuire un'età ad una piccola parte (circa il 15%) dei campioni analizzati, grazie al confronto con zonazioni definite in altre località.

Le zonazioni utilizzate sono basate sul Metodo delle Associazioni Unitarie (Guex, 1977, 1991), una procedura quantitativa deterministica che prevede l'utilizzo del programma *BioGraph* (Savary & Guex, 1991).

BIOGRAPH ED IL METODO DELLE ASSOCIAZIONI UNITARIE

E' risaputo che le difficoltà incontrate nel costruire le scale biocronologiche sono in gran parte dovute alla natura discontinua del record fossile (Guex, 1991). Infatti le relazioni tra la prima comparsa (o scomparsa) di differenti specie fossili sono raramente costanti in sezioni stratigrafiche distanti una dall'altra; spesso è estremamente difficile scoprire quali dati o gruppi di specie sono utili per fare correlazioni biocronologiche su grande scala. Tali problemi sono amplificati nel caso dei radiolari, poiché la loro conservazione e l'abbondanza nei campioni fossili sono largamente controllate dalla dissoluzione differenziale prima e dopo la deposizione (Baumgartner, 1984a, b); inoltre la enorme diversità specifica (si pensi che in un campione con faune ben conservate vi sono all'incirca

200 specie diverse) complica ulteriormente la costruzione delle zonazioni e le correlazioni tra successioni diverse. Infatti i campioni con faune scarsamente conservate danno un'informazione biostratigrafica lacunosa, spesso contraddittoria.

Nel 1977 Jean Guex pubblica un modello teorico, il Metodo delle Associazioni Unitarie, che permette di sintetizzare dati biostratigrafici complessi e contraddittori, e ricavare da essi una scala cronologica basata esclusivamente sul contenuto fossile delle rocce sedimentarie. Questa scala cronologica, chiamata «protoreferenziale», è suddivisa in Associazioni Unitarie (A.U.). Le A.U. differiscono l'una dall'altra perché contengono specie mutualmente esclusive; esse sono ordinate in sequenza cronologica in base alla sovrapposizione tra le specie fossili. Ogni Associazione Unitaria è definita dal numero massimo di specie realmente o virtualmente coesistenti in un certo intervallo di tempo. Grosso modo un'A.U. corrisponde alla «Zona di estensione concomitante» ed alla «Zona di Opperl» della stratigrafia classica; tali zone sono unità discrete (cioè non contigue), divise una dall'altra da intervalli di separazione (Guex, 1991).

Successivamente (Guex & Davaud, 1982, 1984) sono state elaborate logiche matematiche che hanno reso possibile l'individuazione delle A.U. mediante sistemi computerizzati. Il Metodo delle Associazioni Unitarie è stato applicato alla biostratigrafia a radiolari da Baumgartner *et alii* (1980), Kocher (1981) e Baumgartner (1984b). Alcuni problemi connessi ai primi programmi sono stati risolti dal programma *BioGraph* (Savary & Guex, 1991). *BioGraph* è stato utilizzato da diversi autori ed ha dimostrato di essere uno strumento efficace per costruire attendibili zonazioni a radiolari (Carter, 1993; Gorican, 1994; Jud, 1994; O'Dogherty, 1994; Baumgartner *et alii*, 1995b).

TRIASSICO

Per il Triassico terminale ci si è riferiti alla zonazione del Nord America (Carter, 1993), riportata nella **fig. 3.2**. Questa zonazione è stata costruita utilizzando il Metodo delle Associazioni Unitarie, ma l'autrice ha comunque definito le biozone (*range zone*) utilizzando dei taxa caratteristici e abbondantemente

Fig. 3.2. Zonazione a radiolari del Triassico terminale utilizzata. La zonazione è stata definita da Carter (1993) nelle Queen Charlotte Islands (Canada); essa è confrontata con le zone ad ammoniti di Tozer (1979) e Krystyn (1983). Da Carter (1993), modificata.

Fig. 3.2. Upper Triassic radiolarian zonation by Carter (1993) used here. The zonation is from the Queen Charlotte Islands (Canada). It is compared with ammonoid zones of Tozer (1979) and Krystyn (1983). After Carter (1993), modified.

| STAGES | AMMONOID ZONES (Krystyn, 1983) | AMMONOID ZONES (Tozer, 1979) | RADIOLARIAN ZONES (Carter, 1993) | |
|--------------|--|------------------------------|-----------------------------------|------------------------------|
| | | | Zones | Assemblages |
| RHAETIAN | Choristoceras marshi Vandaites sturzenbaumi | CRICKMAYI | Globolaxtorum tozeri Zone | Assemblage 3 |
| | Sagenites reticulatus | AMOENUM | Proparvicungula moniliformis Zone | Assemblage 2 Assemblage 1 |
| UPPER NORIAN | Sagenites quinquepunctatus | CORDILLERANUS | Betraccium deweveri Zone | |

presenti nelle associazioni. Si tratta della zonazione piú recente e piú completa finora pubblicata ed è basata su taxa aventi una distribuzione mondiale (pacifico-tetidea).

GIURASSICO

Per il Giurassico si è seguita principalmente la biozonazione **UAZones 95 della Tetide** (Baumgartner *et alii*, 1995a), basata su 127 Associazioni Unitarie raggruppate in 22 zone (UAZ.95 1-22), mostrata nella **fig. 3.3**. Per determinare l'età delle faune a radiolari degli Scisti Silicei sono stati selezionati i taxa in comune con la UAZ.95. Ogni taxa incluso nella UAZ.95 si ritrova in una o piú zone ed ha un range espresso in UAZ (Unitary Association Zones), che corrisponde ad un certo intervallo di tempo (pp. 1069-1090 in Baumgartner *et alii*, 1995). Ad esempio, *Unuma echinatus* va dalla zona 1 alla zona 6 (UAZ 1-6), che corrispondono all'Aaleniano inf. medio - Batoniano medio. L'età di un'associazione di radiolari corrisponderà alla zona o zone di coesistenza dei taxa presenti nell'associazione. In qualche caso sono stati ritrovati insieme taxa che nella UAZ.95 non coesistono.

Oltre alla UAZ.95, è stato utilizzato anche il protoreferenziale NMRD40 (cfr. fig. 3.3). Baumgartner *et alii* (1995) forniscono l'elenco dei taxa usati per costruire il proto-referenziale NMRD40 ed il loro range in A.U. (Appendix 1, pagg. 1044-1046).

Determinazione dell'età dei campioni

Sono state utilizzate due metodologie differenti: a) intervallo di coesistenza delle specie e b) programma BioGraph.

Intervallo di coesistenza delle specie

Per ogni campione sono state selezionate le specie in comune con NMRD40. Si è costruita una tabella in cui vengono riportati il nome ed il codice numerico della specie e la sua distribuzione

secondo NMRD40 (in Associazioni Unitarie). Il gruppo di Associazioni Unitarie in cui siano presenti tutte le specie riconosciute viene considerato come rappresentativo dell'età del campione. L'età viene stabilita in base alle correlazioni della zonazione con i piani cronostatigrafici standard così come sono proposte dagli autori (cfr. fig.3.3).

Individuazione delle Associazioni Unitarie mediante il programma BioGraph

Questa seconda procedura ha permesso di integrare i dati utilizzati per costruire NMRD40 con quelli provenienti dagli Scisti Silicei. Sono state ottenute nuove Associazioni Unitarie che, correlate alle A. U. della zonazione considerata (la correlazione viene fornita dal programma, vedi Correlation Table nell'appendice A2), permettono di attribuire un'età al campione. I dati utilizzati in questa procedura sono elencati nell'appendice A2 a cui si rimanda per ulteriori informazioni.

La zonazione giurassica del Nord America (Pessagno *et alii*, 1993) non può essere utilizzata poiché i taxa scelti dagli autori per definire le unità biostratigrafiche (*primary marker taxa*) sono generalmente assenti; inoltre, la sua applicazione nell'area tetidea origina delle incongruenze (Kito *et alii*, 1990; Bartolini, 1995; Bartolini *et alii*, 1995).

3.2.2. Stato di conservazione dei radiolari

Oltre 200 campioni di mudstones silicei a radiolari sono stati raccolti in diverse sezioni stratigrafiche degli Scisti Silicei ed attaccati con acido fluoridrico diluito. Soltanto il 15% circa ha permesso una determinazione tassonomica, poiché la conservazione dei radiolari è invariabilmente scarsa. I radiolari presentano generalmente lo scheletro ricristallizzato in quarzo microcristallino (tra 5 e 20 micron) e riempito da quarzo grossolano o fibroso (calcedonio); la clorite può costituire parte del riempimento (**fig. 3.4**). Piú raramente lo scheletro è sostituito da carbonati (calcite e/o dolomite) od ossidi di ferro (probabilmente ematite).

Le faune meglio conservate sono quelle in cui lo scheletro è costituito dagli ossidi di ferro (ad es. i radiolari del campione PO 75). Gli ossidi rappresentano verosimilmente il prodotto di alterazione della pirite. Infatti, la piritizzazione sembra essere una trasformazione diagenetica molto precoce, in cui la pirite sostituisce direttamente l'opale dello scheletro, consentendo una perfetta conservazione delle strutture originarie (Braun & Schmidt-Effing, 1993).

Diversi studi condotti sui radiolari indicano che i

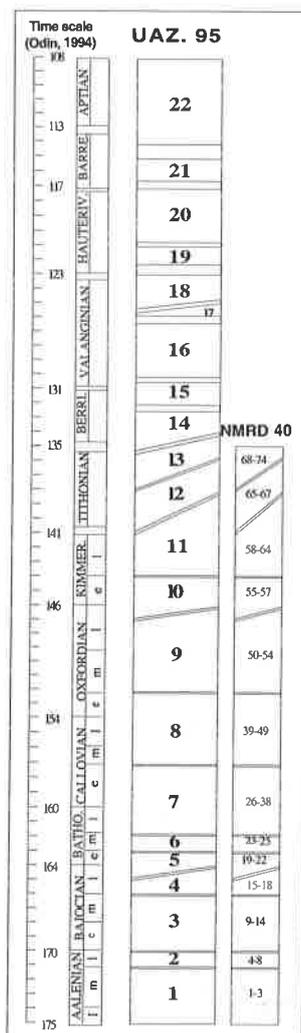


Fig. 3.3. Zonazione a radiolari del Giurassico Medio-Superiore UAZ.95 (Baumgartner *et alii*, 1995a) utilizzata nel presente lavoro. In Baumgartner *et alii* (1995a), semplificata.

Fig. 3.3. Middle-Upper Jurassic radiolarian zonation UAZ.95 (Baumgartner *et alii*, 1995a) used here. After Baumgartner *et alii* (1995a), simplified.

gusci estratti da rocce silicee (selci, mudstone silicei) sono mal conservati rispetto a quelli estratti da rocce carbonatiche (Baumgartner, 1984a-b, 1987a-b, 1992; Blome, 1984; Hull, 1995; Blome & Reed, 1993). Il cattivo stato di conservazione delle faune a radiolari può essere attribuito a due fattori principali: a) diagenesi e b) tecniche di estrazione delle faune mediante HF.

Durante la diagenesi, la conservazione sarebbe favorita dalla presenza di carbonati, da un alto tasso di sedimentazione, da una breve durata del tempo di deposizione e dalla presenza di materiali scheletrici facilmente solubili (Kakuwa, 1984). Nel caso delle radiolariti degli Scisti Silicei evidentemente la bassa percentuale o assenza di carbonati (vedi cap. 4) e i bassi tassi di sedimentazione (vedi cap. 5) hanno determinato una scarsa conservazione delle faune a radiolari.

A ciò si è aggiunta un'ulteriore distruzione dei radiolari durante l'estrazione dai campioni mediante HF. Infatti tale procedimento riduce grandemente l'abbondanza e la diversità faunistica ed influenza l'utilità tassonomica e biostratigrafica dei residui. Le forme robuste che sopravvivono al processo d'estrazione rappresentano solo una piccola porzione della tanatocenosi; inoltre le strutture scheletriche delicate usate per la determinazione specifica, di solito conservate nelle faune a radiolari provenienti dai calcari, sono scarsamente conservate o disciolte dall'acido nei residui provenienti dalle selci (Blome & Reed, 1993).

3.2.3. Età delle associazioni a radiolari

IL TRIASSICO TERMINALE

Associazioni a radiolari del Triassico terminale sono state ritrovate in cinque campioni provenienti da Sasso di Castalda, Monte Cugnone, Madonna di Sirino e Lagonegro. Le associazioni sono attribuibili alla Zona a *Betraccium deweveri* (Norico superiore, Sevatico) e alla Zona a *Proparvicingula moniliformis* (Retico, parte inferiore), sensu Carter (1993). L'ubicazione e l'età dei campioni sono mostrate nella **tav. 3.1**. Le specie riconosciute per ogni campione e le età sono elencate nella **fig. 3.5**. La fauna proveniente dal campione MS1020, a causa del cattivo stato di conservazione, è solo tentativamente assegnata alla

Zona a *Betraccium deweveri* (Norico superiore). La fauna proveniente dal campione LA610 contiene diverse specie del genere *Livarella*, che suggerirebbe il Retico.

IL GIURASSICO

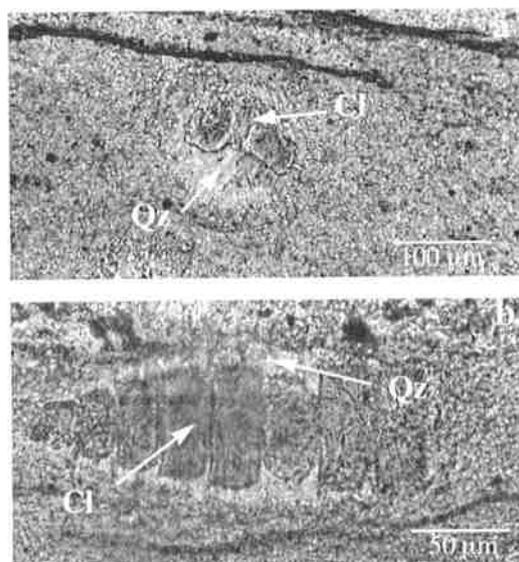
Faune a radiolari giurassiche sono state riconosciute in 21 campioni, provenienti dalla parte superiore degli Scisti Silicei (Membro (4) e Membro (5)). L'ubicazione dei campioni e l'età delle faune è mostrata nella **tav. 3.1**. Le specie riconosciute sono elencate nella **fig. 3.6**. Le età ottenute secondo UAZ.95 e NMRD40 sono riportate nella **fig. 3.7**, insieme alle età probabili qui proposte; esse sono tutte comprese nel Giurassico Medio-Superiore. Nei campioni analizzati è compreso un campione (VS) proveniente dalla parte terminale della Formazione degli Scisti Silicei affioranti al Monte Volturino.

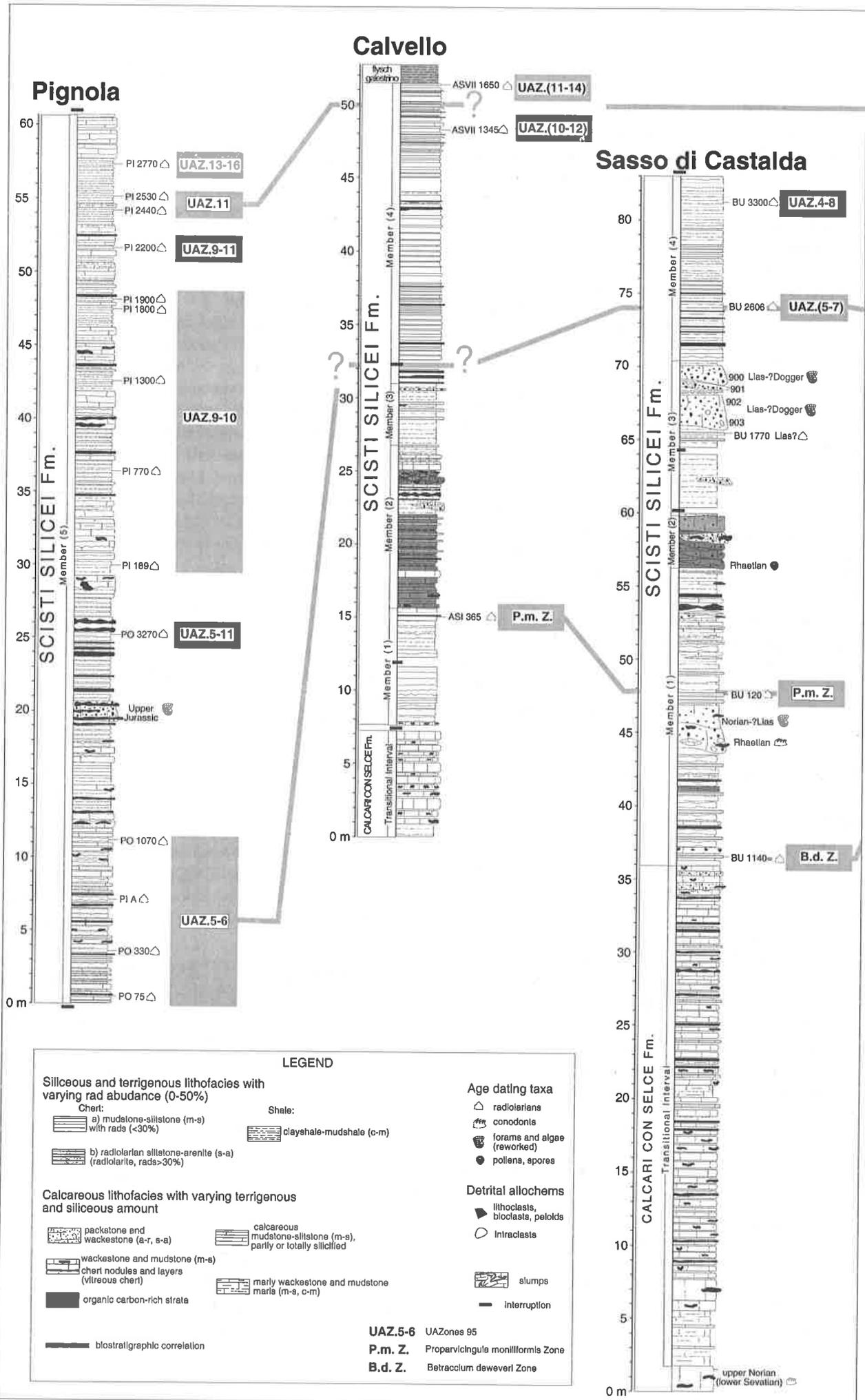
In un solo campione (BU 1770) proveniente dal Membro (3) della sezione di Sasso di Castalda è stata rinvenuta una fauna a radiolari di età probabilmente liassica, contenente: (?) *Mesosaturnalis hexagonus* (YAO), *Orbiculiforma* (?) sp., *Stauracanthocircus* (?) sp., *Pantanellium* sp.

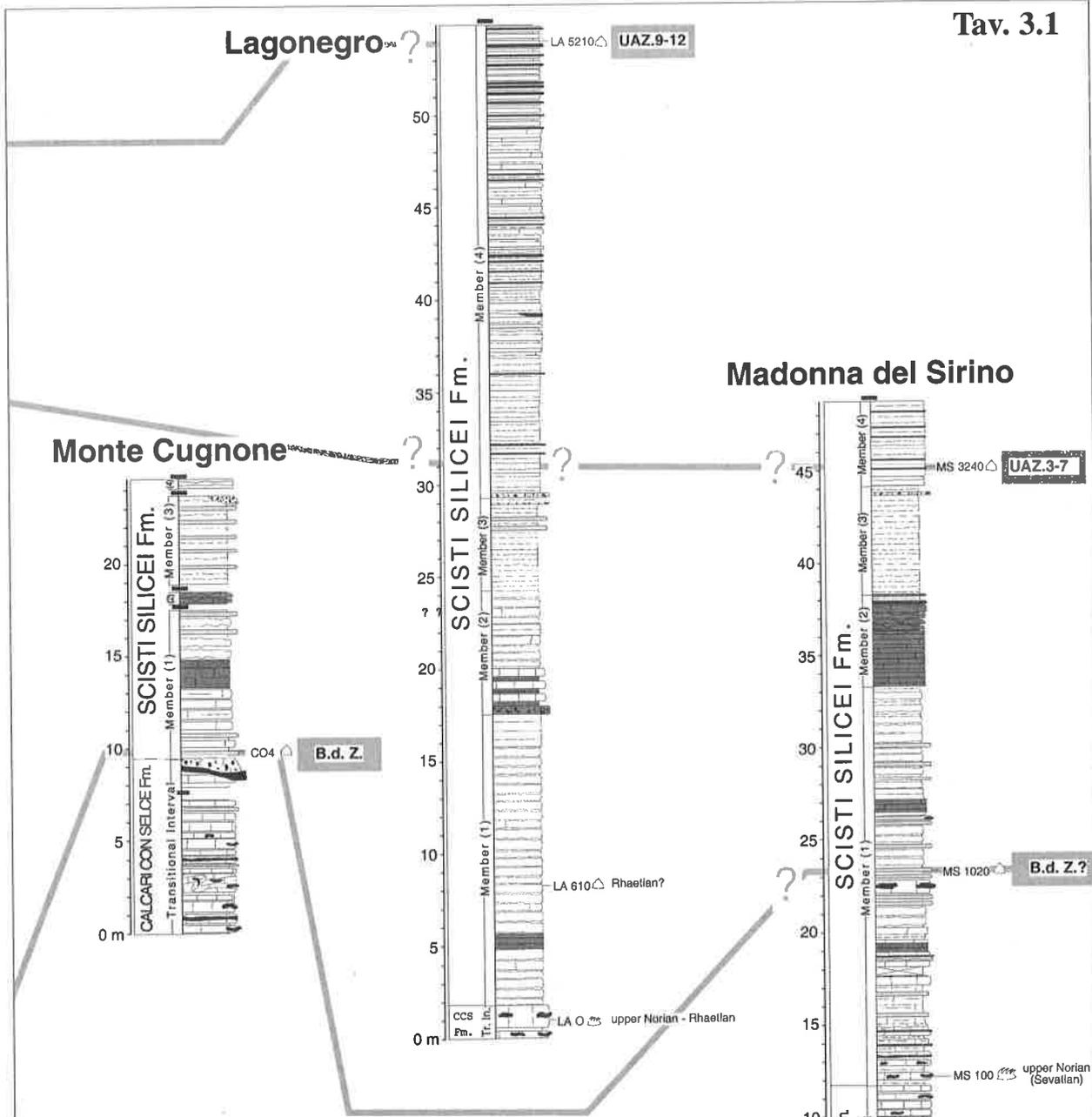
Alcuni campioni (BU 2606, P1 2440, ASVII 1345 e ASVII 1650) presentano in coesistenza due o più specie che, secondo NMRD40, non dovrebbero occorrere insieme (cfr. fig. 3.6). Quando si va ad integrare la banca dati di NMRD40 con quelli provenienti dagli Scisti Silicei, utilizzando il programma BioGraph, vengono definite nuove associazioni unitarie (vedi appendice A2). La posizione di tali A.U. rispetto a quelle già esistenti viene definita dal programma in base a criteri di superposizione ed in base al "peso" esercitato dai taxa presenti. Ad esempio il campione BU 2606 ha due specie che non dovrebbero coesistere con le altre dieci, perché sono più giovani (**fig. 3.8a**); in questo caso, visto che le 12 specie sono insieme nello stesso campione, vuol dire che o le 10 specie più antiche

Fig. 3.4. Foto al microscopio ottico di radiolari in sezione sottile.
a) radiolare, probabilmente *Spumellaria*. Il guscio originario è completamente ricristallizzato in quarzo. La cavità è riempita da quarzo e clorite. NP;
b) radiolare *Nassellaria* in cui il guscio è costituito da quarzo e la cavità è riempita quasi completamente da clorite. NP.

Fig. 3.4. Photomicrograph of radiolarians in thin section.
a) radiolarian, maybe *Spumellaria*. Test recrystallized to quartz, filled with chlorite. PN;
b) radiolarian *Nassellaria*, test is now quartz, filled with chlorite. PN.







UAZ.95
(Baumgartner et al., 1995)

| | | | | |
|----|---|-------|----|-------|
| 10 | e | Kim. | 16 | Val. |
| 9 | i | Oxf. | 15 | |
| 8 | m | Call. | 14 | Berr. |
| 7 | e | | 13 | |
| 6 | i | Bath. | 12 | Tith. |
| 5 | m | | 11 | |
| 4 | e | Baj. | | Kim. |

| STAGES | RADIOLARIAN ZONES (Carter, 1993) |
|--------------|-------------------------------------|
| Rhaetian | Globolaxtorum tozeri Z. |
| | Proparvicingula moniliformis Z. |
| upper Norian | Betraccium deweveri Z. |

Tav. 3.1. Correlazioni biostratigrafiche e ubicazione dei campioni utilizzati, Formazione degli Scisti Silicei e sottostante Formazione dei Calcari Con Selce (parte terminale), Appennino meridionale, Italia.

Tav. 3.1. Location of selected samples for biostratigraphy, Scisti Silicei Formation and underlying Calcari Con Selce Formation (uppermost interval), southern Italy.

scompaiono più tardi, oppure che le due specie più giovani compaiono prima. Visto che le specie più antiche sono in netta maggioranza, è più probabile che il range delle due più giovani sia più ampio e discenda fino a coesistere con le specie più antiche; il programma segue lo stesso ragionamento (fig. 3.8b).

L'applicazione della zonazione UAZ.95 e del protoreferenziale NMRD40 agli Scisti Silicei indica che non vi è sostanziale differenza tra i risultati e quindi NMRD40 non dà una risoluzione migliore rispetto ad UAZ.95. Questo perché il raggruppamento delle A.U. di UAZ.95 e la loro correlazione con la scala cronologica è stata fatta attraverso NMRD40 (Baumgartner et alii, 1995a).

Sezione di Sasso di Castalda, Membro (4)

Campione BU2606

Il campione BU2606 è stato raccolto a 160 centimetri dalla base del Membro (4) ed è a 210 centimetri al di sopra dello strato di calcari allodapici contenente *Palaeodasycladus* sp. (vedere par. 3.3.2). L'associazione a radiolari contiene, oltre a quelli della fig. 3.6: *Amphibrachium* sp., *Archaeospongoprimum* sp., *Gorgansium* sp., *Pantanelium* sp., *Parahsuum* sp., *Parvicingula* sp. C sensu AITA, (?)*Parvicingula* sp., *Sethocapsa* spp., *Tricolocapsa* (?) sp., *Tritribs* sp. RANGE NUMERICO IN A.U. secondo NMRD40. La fig. 3.8a mostra l'estensione delle specie in A. U. secondo il protoreferenziale NMRD40 per la Tetide (Baumgartner et alii, 1995a). Si noti che le specie *Stichocapsa japonica* e *Saitoum trichylum* non si ritrovano insieme alle altre specie presenti. Assumendo corrette le determinazioni, ciò significa che l'associazione del campione BU2606 non permette di distinguere le A. U. dal n. 20 al n. 28. Probabilmente l'età del campione è compresa in questo intervallo e corrisponderebbe quindi al Baiociano superiore - Calloviano inferiore.

RANGE NUMERICO COL PROGRAMMA BIOGRAPH. L'associazione a radiolari del campione è stata immessa nel programma BioGraph insieme a NMRD40. In questo modo il programma ha ricalcolato le A. U. tenendo conto dei nuovi dati, ovvero della coesistenza di specie che in NMRD40 non compaiono insieme. Nella fig. 3.8b sono riportate le nuove A. U., indicate con il simbolo (U.A.), la loro correlazione con NMRD40 e la nuova estensione delle specie in (U.A.)'. Si noti che l'associazione a radiolari del campione corrisponde alla nuova Associazione Unitaria 21, che non ha corrispondente nella zonazione parziale, ma è compresa tra le A.U. 21 e 22 di quest'ultima. Questo indicherebbe un'età Baiociano superiore-Batoniano inferiore.

RANGE IN UAZ.95. Si noti che soltanto *Saitoum trichylum* (UAZ 7-9) è più giovane rispetto a *Unuma echinatus* (UAZ 1-6) e *Unuma latusicostatus* (UAZ 2-5). *Stichocapsa japonica* ha un range molto ampio (UAZ 3-8) rispetto a NMRD40. L'associazione è probabilmente assegnabile alla UAZ 5, che corrisponde al Baiociano superiore-Batoniano inferiore.

ETÀ SECONDO LA ZONAZIONE IN MATSUOKA E& YAO (1986). L'acme di *Unuma echinatus* si verifica nella Zona a *Tricolocapsa plicarum*, però questa specie compare già nella parte superiore della Zona a *Laxtorum* (?) *jurassicum* ed è ancora presente nella parte inferiore della Zona a *Tricolocapsa conexa*; *Dictyomitrella* (?) *kamoensis* ha il suo acme nella Zona a *Tricolocapsa conexa*. *Stichocapsa conexa* e *Stichocapsa japonica* si ritrovano nella Zona a *Tricolocapsa plicarum*. *Stichomitra* (?) *takanoensis* infine

viene segnalata nella Zona a *Tricolocapsa conexa* ed arriva nella zona successiva e quindi normalmente non si ritrova insieme ad *Unuma echinatus*. Questa associazione si può attribuire alla Zona a *Tricolocapsa plicarum* - Zona a *Tricolocapsa conexa*.

ETÀ SECONDO PESSAGNO ET ALII (1993). La presenza dei *Mirifusus* spp. segna l'inizio della Zona 2, subzona 2δ. L'ultima comparsa di *Unuma echinatus* segnerebbe il limite superiore della subzona 2γ. L'associazione si può quindi attribuire alla parte basale della Zona 2, ovvero alle subzone 2γ e 2δ. Queste corrispondono secondo gli autori all'Oxfordiano inferiore-medio.

ETÀ. L'associazione ha probabilmente un'età compresa tra il Baiociano superiore ed il Batoniano inferiore.

Campione BU 3300

Il campione BU3300 è stato raccolto a 280 centimetri dalla base del Membro (4) ed è a 120 centimetri al di sopra del campione BU2606. Oltre alle specie di fig. 3.6, contiene: *Archaeodictyomitra* (?) sp., *Sethocapsa* sp., *Stichocapsa* sp., *Tricolocapsa* sp.

ETÀ. Le specie riconosciute hanno una distribuzione molto ampia. Tutti i metodi utilizzati indicano un intervallo di tempo compreso tra il Baiociano superiore e l'Oxfordiano inferiore. (?)*Stichocapsa himedaruma* dovrebbe indicare la parte superiore del Giurassico Medio-parte inferiore del Giurassico Superiore.

Sezione di Madonna di Sirino, Membro (4)

Campione MS 3240

Le specie riconosciute sono elencate nella fig. 3.6.

ETÀ. La presenza di *Stichomitra* (?) *takanoensis* indicherebbe un'età Baiociano superiore - Calloviano inferiore secondo NMRD40 e Baiociano inferiore-Calloviano inferiore secondo UAZ.95. Nel Bacino Umbro-Marchigiano questa specie si ritrova nel Batoniano (Bartolini et alii, 1995); nel Bacino di Budva è presente nel Baiociano superiore-Batoniano (Goricani, 1994); nel Subbeticco si ritrova in strati ad ammoniti del Batoniano inferiore (O'Dogherty et alii, 1995). E' probabile che l'estensione del range al Calloviano inferiore sia dovuta soltanto alla scarsa calibrazione dell'UAZ.95 per l'intervallo Batoniano superiore-Oxfordiano inferiore. E' possibile quindi che l'età dell'associazione sia Baiociano-Batoniano.

Sezione di Pignola, Membro (5)

La campionatura è stata eseguita nella parte superiore degli Scisti Silicei. L'ubicazione dei campioni è mostrata nella tav. 3.1. Sono stati riportati, in ordine stratigrafico, soltanto i campioni di cui sono state datate le associazioni.

Campione PO 75

Oltre alle specie indicate nella fig.3.6, contiene *Stylocapsa* sp. cf. *S.* (?) *spiralis* MATSUOKA, *Sethocapsa* cf. *S. funatoensis* AITA.

RANGE NUMERICO IN A.U. SECONDO NMRD40. La coesistenza di *Stylocapsula oblungola* (A.U. 26-43) e di *Dictyomitrella* (?) *kamoensis* (A.U. 9-28) limita il campione alle A.U. 26-28, corrispondenti al Batoniano superiore-

Calloviano inferiore.

RANGE NUMERICO COL PROGRAMMA BIOGRAPH. Il programma ha ricalcolato le A.U. ed ha assegnato a questo campione una nuova A.U. che ha posizionato tra le A.U. 24 e 25 del NMRD40. La nuova A.U. è stata creata perché nei dati immessi è presente *Tricolocapsa plicarum* spp.A, che manca dalla banca dati del NMRD40. L'età corrispondente dovrebbe essere Batoniano medio.

RANGE IN UAZ.95. Theocapsomma cucurbiformis (UAZ95 range 6-7), Gongylothorax sp. aff. G. favosus (UAZ 7-8) e Stylocapsula oblungula (UAZ 6-8) sono più giovani di *Tricolocapsa plicarum* spp. A (UAZ 4-5). L'associazione è assegnabile alle UAZ 5-7, che corrispondono al Baiociano superiore-Calloviano inferiore.

ETÀ SECONDO LA ZONAZIONE IN MATSUOKA E& YAO (1986). Questa associazione si può attribuire alla Zona a *Tricolocapsa plicarum* - Zona a *Tricolocapsa conexa*.

ETÀ. L'età è compresa tra il Baiociano superiore ed il Calloviano inferiore, ed è probabilmente Batoniano.

Campione PO330

Oltre alle specie di fig.3.6, contiene: (?)*Parvicingula* sp., (?)*Podobursa* sp.

ETÀ. Le età indicate dai diversi metodi sono coerenti ed indicano un Batoniano inferiore (o medio) - Calloviano inferiore.

Campione PIA

Oltre alle specie di fig.3.6, contiene: *Parahsuum* sp., *Sethocapsa* sp., *Spongocapsula* spp., *Stichomitra* (?) sp. B sensu AITA, (?)*Stylocapsa* sp.

ETÀ. La presenza di *Leugeo hexacubicus* indicherebbe il Baiociano inferiore - Oxfordiano inferiore, sia in NMRD40 che in UAZ.95. Visto che il campione è stratigraficamente sovrapposto al PO 330, l'età di questa fauna si può restringere all'intervallo

Batoniano inferiore-Oxfordiano inferiore.

Campione PO 1070

Oltre alle specie di fig.3.6, contiene: (?)*Podobursa* sp., *Stichocapsa* spp., *Tetraditryma* sp., (?)*Transhuum brevicostatum* gr. (OZVOLDOVA), *Tricolocapsa plicarum* s.l. YAO sensu Baumgartner et alii 1995a, *Tricolocapsa* spp.

RANGE NUMERICO IN A.U. SECONDO NMRD40. La coesistenza di *Stylocapsula catenarum* (A.U. 26-38) indicherebbe il Batoniano superiore-Calloviano inferiore.

RANGE NUMERICO COL PROGRAMMA BIOGRAPH. Il programma attribuisce questa fauna alle A.U. 26-39, che corrisponde al Batoniano superiore-Oxfordiano inferiore.

RANGE IN UAZ.95. *Stylocapsula catenarum* (UAZ 6-8) è più giovane di *Tricolocapsa plicarum* spp. A (UAZ 4-5). L'associazione è assegnabile alle UAZ 5-6, che corrispondono al Baiociano superiore-Batoniano medio.

| genera & species | stratigraphic sections | | | | | | Unitary Associations and Assemblages Carter, 1993 | |
|--|------------------------|---------------|----------------|----------------|----------|-----------|---|-------------|
| | M. Cugrone | M. del Sirino | S. di Castalda | S. di Castalda | Calvello | Lagonegro | Range in U.A. | Assemblages |
| | CO 4 | MS 1020 | BU 1140= | BU 120 | ASI 365 | LA 610 | | |
| <i>Crucella</i> sp. | X | | | | | | - | |
| ? <i>Hagiastrium</i> sp. | X | | | | | | - | |
| <i>Betracium</i> aff. <i>deweveri</i> PESSAGNO and BLOME | X | | | | | | to 1* | |
| ? <i>Syringocapsa</i> sp. | X | X | | | | | - | |
| <i>Betracium deweveri</i> PESSAGNO and BLOME | X | | X | | | | to 1 | |
| <i>Ferrosium</i> spp. | X | X | | ? | X | | - | |
| <i>Betracium</i> cf. <i>macleani</i> PESSAGNO and BLOME | X | | X | | | | to 1* | |
| (?) <i>Bipedis acrostylus</i> BRAGIN | X | | ? | | | | 1 to 27 | |
| <i>Paronaella</i> sp. | ? | | X | ? | | | - | |
| <i>Citriduma</i> sp. A sensu CARTER 1993 | ? | | X | | | | - | |
| <i>Laxtorum</i> spp. | X | X | | | | | - | |
| <i>Pseudohagiastrium</i> spp. | X | X | X | | | | - | |
| <i>Canoplum</i> spp. | X | X | X | X | | | - | |
| <i>Lerisma</i> spp. | X | X | X | X | | | - | |
| ? <i>Hagiastrium</i> spp. | X | | X | | | | - | |
| ? <i>Triassocampe</i> sp. | | X | X | | | | - | |
| <i>Betracium</i> spp. | | X | | | | | - | |
| ? <i>Tetraporobrachia</i> sp. | | | X | | | | - | |
| <i>Platkerium</i> sp. cf. <i>P. thidularium</i> CARTER | | | X | | | | 9 to 24* | A2-A3 |
| <i>Kozurastrum</i> spp. | | | X | | | | - | |
| <i>Canoplum</i> sp. cf. <i>C. farawayense</i> BLOME | | | | X | | | - | |
| <i>Fonthele clara</i> CARTER | | | | X | | | 9 to 26 | A2-A3 |
| <i>Globolaxtorum</i> spp. | | | | X | | | - | |
| ? <i>Kozurastrum</i> sp. | | | | X | | | - | |
| <i>Pantanelium newkuense</i> CARTER | | | | X | | | 7 to 26 | A2-A3 |
| <i>Platkerium</i> sp. | | | | X | | | - | |
| <i>Spongocapsula</i> sp. | | | | X | | | - | |
| <i>Vinassospongia</i> sp. cf. <i>V. transitur</i> KOZUR and MOCK | | | | X | | | - | |
| ? <i>Proparvicingula</i> sp. | | | | X | | | - | |
| <i>Livarella</i> cf. <i>gifuensis</i> YOSHIDA | | | | X | | | - | |
| <i>Tetraporobrachia</i> sp. C sensu CARTER 1993 | | | | X | | | 4 to 13 | A1-A2 |
| <i>Betracium</i> aff. <i>inornatum</i> BLOME sensu CARTER | | | | X | X | | 4 to 24 | A1-A3 |
| <i>Canoplum rhaeticum</i> KOZUR and MOCK | | | | X | X | | - | |
| <i>Squinabolella</i> spp. | | | | X | X | | - | |
| ? <i>Proparvicingula</i> cf. <i>moniliformis</i> CARTER | | | | X | | | - | |
| <i>Livarella</i> cf. <i>longua</i> YOSHIDA | | | | X | X | | - | |
| <i>Livarella</i> cf. <i>densiporata</i> KOZUR and MOSTLER | | | | X | | | - | |
| <i>Paronaella</i> cf. <i>pacofianensis</i> CARTER | | | | X | X | | 3 to 19* | A1-A2 |
| <i>Livarella</i> spp. | | | | X | X | X | - | |
| ? <i>Proparvicingula</i> <i>moniliformis</i> CARTER | | | | X | | | 2 to 21 | A1-A2 |
| <i>Livarella validus</i> YOSHIDA | | | | X | | | 3 to 27 | A1-A3 |
| <i>Paronaella pacofianensis</i> CARTER | | | | X | | | 3 to 19* | A1-A2 |
| <i>Livarella densiporata</i> KOZUR and MOSTLER | | | | X | | | 1 to 27* | |
| ? <i>Epithelium</i> sp. | | | | X | | | - | |
| <i>Orbiculiforma</i> sp. | | | | X | | | - | |
| <i>Risella</i> sp. | | | | X | | | - | |

| Age of samples according to Carter (1993) Zonation | Unitary Associations and Assemblages Carter, 1993 |
|--|---|
| <i>Betracium deweveri</i> Z. uppermost Norian | not included in age determination |
| <i>B. deweveri</i> Z? uppermost Norian? | ? |
| <i>Betracium deweveri</i> Z. uppermost Norian | ? |
| <i>P. moniliformis</i> Z. lower part of Rhaetic | ? |
| <i>P. moniliformis</i> Z. lower part of Rhaetic | ? |
| Rhaetic? | ? |

Fig. 3.5. Elenco dei radiolari del Triassico terminale riconosciuti negli Scisti Silicei. Per ogni specie è indicata la sezione stratigrafica ed il campione in cui è stato ritrovato, il range in Associazioni Unitarie (U.A.) e rispetto agli Assemblages in Carter (1993). Si veda anche la fig. 3.2.

Fig. 3.5. Uppermost Triassic radiolaria from the Scisti Silicei Formation, southern Italy. Stratigraphic section, sample number, and age according to Carter (1992) zonation. See also fig. 3.2.

tra l'Oxfordiano medio ed il Titonico.

Campione P1 2440

Le specie ritrovate sono elencate nella fig.3.6.

RANGE NUMERICO IN A.U. SECONDO NMRD40. *Acanthocircus suboblongus suboblongus* (A.U. 14-57) e *Archaeodictyomitra excellens* (A.U. 65-82) non si ritrovano insieme in NMRD40. L'intervallo di A.U. 57-65 non è riconoscibile in questo campione; l'età della fauna è probabilmente compresa in questo intervallo e corrisponde all'Oxfordiano superiore-Titonico.

RANGE NUMERICO COL PROGRAMMA BIOGRAPH. Il programma attribuisce questa fauna alle A.U. 64-65, che corrispondono al Kimmeridgiano superiore-Titonico.

RANGE IN UAZ.95. La coesistenza di *Acanthocircus suboblongus suboblongus* (UAZ 3-11) e *Archaeodictyomitra excellens* (UAZ 11-22) indica che questa fauna appartiene alla zona 11, corrispondente al Kimmeridgiano superiore-Titonico (parte inferiore-media).

ETÀ. Compresa tra il Kimmeridgiano superiore ed il Titonico (parte inferiore-media).

Campione P1 2530

Le specie ritrovate sono elencate nella fig.3.6.

RANGE IN UAZ.95. La coesistenza di *Archaeodictyomitra*

excellens (UAZ 11-22) e *Zhamoidellum ventricosum* (UAZ 8-11) indica che questa fauna appartiene alla zona 11, corrispondente al Kimmeridgiano superiore-Titonico (parte inferiore-media).

ETÀ. Compresa tra il Kimmeridgiano superiore ed il Titonico (parte inferiore-media).

Campione P1 2770

Le specie ritrovate sono elencate nella fig.3.6.

ETÀ. La presenza di *Canoptum banale* indicherebbe il Titonico superiore - Valanginiano. L'assenza comunque di specie caratteristiche del Cretacico basale suggerisce per questo campione un'età Titonico superiore.

Sezione di Calvello, Membro (4)

Faune a radiolari del Giurassico sono state riconosciute in due campioni provenienti dalla parte terminale della formazione (campioni ASVII 1345 e ASVII 1650).

Campione ASVII 1345

Le specie ritrovate sono elencate nella fig.3.6.

RANGE NUMERICO IN A.U. secondo NMRD40. *Zhamoidellum ovum* (A.U. 50-63) e *Cinguloturris cylindra* (A.U. 66-78) non si ritrovano insieme in NMRD40. L'intervallo di A.U. 63-66 non è riconoscibile in questo campione; l'età della fauna è probabilmente compresa in questo intervallo e corrisponde al Kimmeridgiano superiore-Titonico.

RANGE NUMERICO COL PROGRAMMA BIOGRAPH. Il programma attribuisce questa fauna alle A.U. 65-66, che corrispondono al Titonico.

RANGE IN UAZ.95. *Zhamoidellum ovum* (UAZ 9-11) e *Gongylothorax favosus* (UAZ 8-10) non si ritrovano insieme con *Cinguloturris cylindra* (UAZ 12-17) nell'UAZ.95. L'età della fauna è probabilmente compresa nelle zone 10-12, corrispondenti al Kimmeridgiano-Titonico.

ETÀ. Kimmeridgiano-Titonico, probabilmente Titonico.

| Localities | Samples | Numerical range in U.A. and age assignment of radiolarian assemblages expressed as concurrent range of species in NMRD40 according to Baumgartner et alii (1995a) | Numerical range in U.A. and age assignment of radiolarian assemblages by processing Scoti Silioli data and NMRD40 by BioGraph | Zone and age assignment of radiolarian assemblages expressed as concurrent range of species in UAZ.95 according to Baumgartner et alii (1995a) | Age assignment of radiolarian assemblages in this paper (see text for further explanations) |
|-------------------|----------------------|---|---|--|---|
| Sasso di Castalda | BU 2606 | (20-28) l.Baj.-e.Cal. | 21-22 l.Baj.-e.Bat. | (6 to 7) l.Baj.-e.Cal. | l.Baj.-e.Bat. |
| | BU 3300 | 21-45 l.Baj.-e.Oxf. | 20-45 l.Baj.-e.Oxf. | 4 to 8 l.Baj.-e.Oxf. | l.Baj.-e.Oxf. |
| Madonna di Sirino | MS 3240 | 16-32 l.Baj.-e.Cal. | 18-32 l.Baj.-e.Cal. | 3 to 7 e.Baj.-e.Cal. | Baj.-Bat. |
| Pignola | PO 75 | 26-28 l.Bal.-e.Cal. | 24-25 m.Bat. | (6 to 7) l.Bal.-e.Cal. | Bathonian |
| | PO 330 | 26-30 l.Bal.-e.Cal. | 24-25-30 m.Bal.-e.Cal. | 6 to 7 m.Bat.-e.Cal. | e.m.Bat.-e.Cal. |
| | PI A | 16-48 l.Baj.-e.Oxf. | 26-39 l.Bat.-e.Oxf. | 4 to 9 l.Baj.-e.Oxf. | e.Bat.-e.Oxf. |
| | PO 1070 | 28-38 l.Bat.-e.Cal. | 28-39 l.Bat.-e.Oxf. | 5 to 8 l.Baj.-m.Bat. | (e.-m.) Bathonian |
| | PO 3270 | 26-83 l.Bal.-Tit. | - | 5 to 11 m.Bat.-Tit. | e.m.Bat.-e.Kim. |
| | PI 189 | 62-87 m.Oxf.-Tit. | 51-82 m.-l.Oxf. | 9 to 12 m.Oxf.-Tit. | m.Oxf.-e.Kim. |
| | PI 770 | 50-83 m.Oxf.-e.Tit. | 50-52 m.-l.Oxf. | 9 to 11 m.Oxf.-Tit. | m.Oxf.-e.Kim. |
| | PI 1300 | 35-87 l.Baj.-Tit. | - | 7 to 12 e.Cal.-Tit. | m.Oxf.-e.Kim. |
| | PI 1800 | - | - | 2 to 21 l.Aal.-Ber. | m.Oxf.-e.Kim. |
| | PI 1900 | 16-51 l.Baj.-e.Kim. | 50-62 m.-l.Oxf. | 3 to 10 e.Baj.-e.Kim. | m.Oxf.-e.Kim. |
| | PI 2200 | 52-83 m.Oxf.-e.Tit. | 52-88 m.Oxf.-Tit. | 9 to 11 m.Oxf.-e.Tit. | m.Oxf.-e.Tit. |
| | PI 2440 | (67-66) (l.Oxf.-Tit.) | 64-85 l.Kim.-Tit. | 11 to 11 l.Kim.-e.Tit. | l.Kim.-e.Tit. |
| | PI 2530 | 60-83 m.Oxf.-e.Tit. | 64-86 l.Kim.-Tit. | 11 to 11 l.Kim.-e.Tit. | l.Kim.-e.Tit. |
| PI 2770 | 68-77 Tit.-e.Ber. | 68-77 Tit.-e.Ber. | 13 to 16 l.Tit.-Val. | l.Tithonian | |
| Calvello | ASVII1345 | (63-68) (l.Kim.-Tit.) | 65-88 l.Kim.-Tit. | (10 to 12) l.Kim.-Tit. | Tithonian |
| | ASVII1650 | (83-75) (l.Kim.-e.Ber.) | 67-88 Tit. | (11 to 14) l.Kim.-e.Ber. | Tithonian |
| Lagonegro | LA 5210 | 62-87 m.Oxf.-Tit. | - | 9 to 12 m.Oxf.-Tit. | m.Oxf.-Tit. |
| Monte Volturino | VS | 52-83 m.Oxf.-e.Tit. | 65-88 l.Kim.-Tit. | 9 to 10 m.Oxf.-e.Kim. | m.Oxf.-e.Kim. |

e.-e early; m.-middle; l.-late; Aal.= Aalenian; Baj.= Bajocian; Bat.= Bathonian; Cal.= Calkovian; Oxf.= Oxfordian; Kim.= Kimmeridgian; Tit.= Tithonian; Ber.= Berriasian; Val.= Valanginian; Bar.= Barmian; "-" means "between"; () indicate contradictory data (see text for further explanations)

Fig. 3.7. Età delle faune a radiolari secondo il proto-referenziale NMRD40, secondo la zonazione tetideae UAZones 95 (Baumgartner et alii, 1995a) ed età qui utilizzata per le correlazioni e le interpretazioni. Vedere testo per ulteriori spiegazioni.

Fig. 3.7. Age assignment of radiolarian assemblages according to NMRD40, according to UAZones 95 and age used in correlations. See text for further explanations.

proposte da De Wever & Miconnet (1985). Infatti le distribuzioni temporali di molte specie sono ora meglio conosciute ed hanno un'estensione generalmente maggiore rispetto a quella considerata in passato. Inoltre, alcuni individui figurati in De Wever & Miconnet (1985) sono stati classificati diversamente, il che ha in qualche caso modificato l'età attribuita all'associazione. Allo scopo di uniformare i dati biostratigrafici, l'età di ogni campione è stata ridefinita utilizzando la zonazione tetidea UAZones 95 (Baumgartner *et alii*, 1995a). La **fig. 3.9** mostra l'ubicazione dei campioni, le età secondo De Wever & Miconnet (1985) e le età ottenute utilizzando la zonazione UAZones 95.

Qui di seguito sono riportate le principali associazioni descritte dagli autori e le relative età; i campioni analizzati provengono tutti dalla parte medio-alta della Formazione.

Unità Lagonegro

CAMPIONE RM 7. L'età Oxfordiano non può essere confermata: *Acaeniotyle diaphorogona* e *Obesacapsula morroensis*, le due specie la cui comparsa era datata Oxfordiano inferiore, son presenti già nel Batoniano. Un'età Batoniano superiore-Oxfordiano medio è stata ricalcolata mediante le A.U. La UAZ.95 indica un range molto ampio, dal Baiociano sup. al Barremiano.

CAMPIONI RM 1 e RM 2. L'età Titonico suggerita dagli autori è delimitata inferiormente da individui dubitativamente attribuiti a *Obesacapsula rusconensis*. Se non si tiene conto di questa specie, l'età abbraccia un intervallo molto più ampio, che va dal Batoniano al Titonico per RM 1 e dal Oxfordiano superiore al Kimmeridgiano inferiore per RM 2.

Unità Sasso di Castalda

CAMPIONE 10782. L'età Titonico medio è delimitata inferiormente dalla presenza di *Obesacapsula rusconensis*. L'individuo figurato nella tavola 5, fig. 10 in De Wever e Miconnet (1985), non può essere attribuito alla suddetta specie, trattandosi piuttosto di *Spongocapsula* sp. L'associazione rimanente avrebbe di conseguenza un'età compresa tra l'Oxfordiano medio e il Kimmeridgiano inferiore, per la presenza di *Podocapsa amphitreptera*, *Emiluvia premyogii* e *Transhum brevicostatum* gr.

Unità Pignola-Abriola

CAMPIONE 11482. La ripartizione di *Emiluvia premyogii* e *Foremanella diamphidia* è cambiata, per cui l'età Kimmeridgiano superiore-Titonico inferiore non è più valida. Molto più probabile è un'età Calloviano medio- Kimmeridgiano inferiore.

CAMPIONE 11682 B. Le nuove ripartizioni di *Podocapsa amphitreptera* e *Foremanella diamphidia* suggeriscono un'età Oxfordiano medio - Valanginiano inferiore, più ampia di quella proposta originariamente.

Unità San Fele

CAMPIONE 15181. L'associazione a radiolari comprende *Palinandromeda depressa*, una nuova specie descritta da De Wever & Miconnet. La presenza di questa specie insieme a *Palinandromeda podbielensis* indica un'età compresa tra il Baiociano superiore ed il Calloviano inferiore, probabilmente Batoniano.

CAMPIONE 15081. L'Oxfordiano medio-superiore proposto per questo campione è limitato inferiormente da *Mirifusus chenodes*. Questa specie è presente già nel Batoniano. Un'età compresa tra il Calloviano medio e l'Oxfordiano medio è indicata dalla presenza di *Napora lospensis* e *Higumastra imbricata*.

CAMPIONE 14981. La presenza di *Mirifusus chenodes* e *Mirifusus fragilis* indicherebbero un'età compresa tra Batoniano medio e Oxfordiano inferiore.

Discussione

La revisione delle età dei campioni in De Wever & Miconnet (1985) ha come conseguenza un ampliamento delle età originarie, con due eccezioni: il campione 15181 di San Fele ed il campione 10782 di Sasso di Castalda. Al primo era stata attribuita dagli autori un'età Giurassico Superiore, mentre l'applicazione della UAZ.95 indica che si tratta di Giurassico Medio (forse Batoniano); il secondo, considerato di età Titonico da De Wever & Miconnet (1985), risulterebbe invece di età Oxfordiano medio-Kimmeridgiano. Questo ha due importanti conseguenze: 1) la base delle "radiolariti" di San Fele sembrerebbe avere la stessa età della parte basale del Membro (4) e del Membro (5); 2) il limite formazionale superiore degli Scisti Silicei a Sasso di Castalda sembrerebbe essere antecedente al Titonico.

3.3. Altri dati biostratigrafici

Alcuni campioni provenienti dalla parte inferiore e media degli Scisti Silicei (Membro (1) e Membro (2)) sono stati selezionati per conodonti e palinofossili. La faune di mare basso rimaneggiate nella parte media della successione (Membro (3)) sono state studiate in sezione sottile.

3.3.1. Conodonti

Una decina di campioni provenienti dalla parte basale degli Scisti Silicei sono stati processati con acido acetico diluito. Il residuo è stato trattato con bromoformio per separare gli eventuali conodonti dagli altri grani. Faune a conodonti povere e mal preservate sono state ritrovate a Madonna del Sirino e a Lagonegro; l'ubicazione dei campioni è mostrata nella **tav. 3.1**. Il campione MS 100 proveniente dalla parte basale del Membro (1) di Madonna del Sirino ha fornito alcuni esemplari di *Epigondolella bidentata* (MOSHER), che indicherebbero un'età Norico

superiore. Il campione La 0, proveniente dalla parte basale degli Scisti Silicei di Lagonegro, contiene un esemplare mal preservato di (?)*Misikella hernsteini* (MOSTLER), che indicherebbe il Norico sup.- Retico.

3.3.2. Faune di mare poco profondo rimaneggiate

I dati acquisiti provengono dalla sezione stratigrafica di Sasso di Castalda. Le sezioni sottili provengono da risedimenti carbonatici di mare basso nel Membro (3) (campioni 900, 901, 902-903); l'ubicazione è mostrata nella **tav. 3.1**.

CAMPIONI 903-902: packstone-grainstone a litoclasti e bioclasti (903) passante a packstone-wackestone (902). Tra i litoclasti, clasti micritici con alghe *Cayeuxia* (ambiente lagunare), clasti pelspatitici ricristallizzati (ambiente tranquillo), ooliti micritici con al nucleo foraminiferi. Tra i bioclasti: molte alghe tipo *Cayeuxia*, foraminiferi, echinodermi. Tra i foraminiferi vi sono: *Ophtalmidium martanum* (FARINACCI), *Orbitopsella* sp. (Pliensbachiano, Carixiano-Domeriano), *Paleo-mayncina* sp. (Pliesb., Carix.-Dom.), *Valvulina* sp. di piccole dimensioni, (?)*Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Siphovalvulina* sp. (Giurassico-Cretacico), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI).

CAMPIONE 901A: packstone a bioclasti e peloidi. Tra i bioclasti alghe tipo *Cayeuxia*, foraminiferi,

piastrine di echinodermi. Sono presenti: *Ophtalmidium martanum* (FARINACCI), *Glomospira* sp., *Siphovalvulina* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI).

CAMPIONE 900: packstone a litoclasti e bioclasti (molto ricco in resti di crinoidi). Contiene: *Biokovina* sp. (Carixiano, di laguna, associata ad *Orbitopsella*), *Haurania deserta* HENSON (Sinemuriano-Batoniano), *Lenticulina* sp., *Paleodasycladus* sp., (?)*Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Siphovalvulina* sp.

Ophtalmidium martanum (FARINACCI) si ritrova sempre con altri foraminiferi del Lias medio (Septfontaine, comunicazione personale). Il genere *Paleomayncina* è tipico del Lias medio e si ritrova, insieme al genere *Orbitopsella*, in aree di laguna. Il fatto che non sia in un clasto, ma sia sciolto nel sedimento, indicherebbe che il rimaneggiamento è avvenuto prima della litificazione. *Valvulina* è un genere caratteristico del Dogger, con individui di dimensioni millimetriche; tuttavia esso è presente a partire dal Lias con forme di piccole dimensioni. L'associazione indicherebbe un'età Carixiano-Domeriano.

Due soli individui, dubitativamente assegnati a *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, sono stati individuati nei megastrati 903-902 e 900. La distribuzione di questa specie in Italia sembra essere ristretta all'Aaleniano superiore-Titonico (Tonielli, 1992). Gli individui ritrovati presentano il guscio con

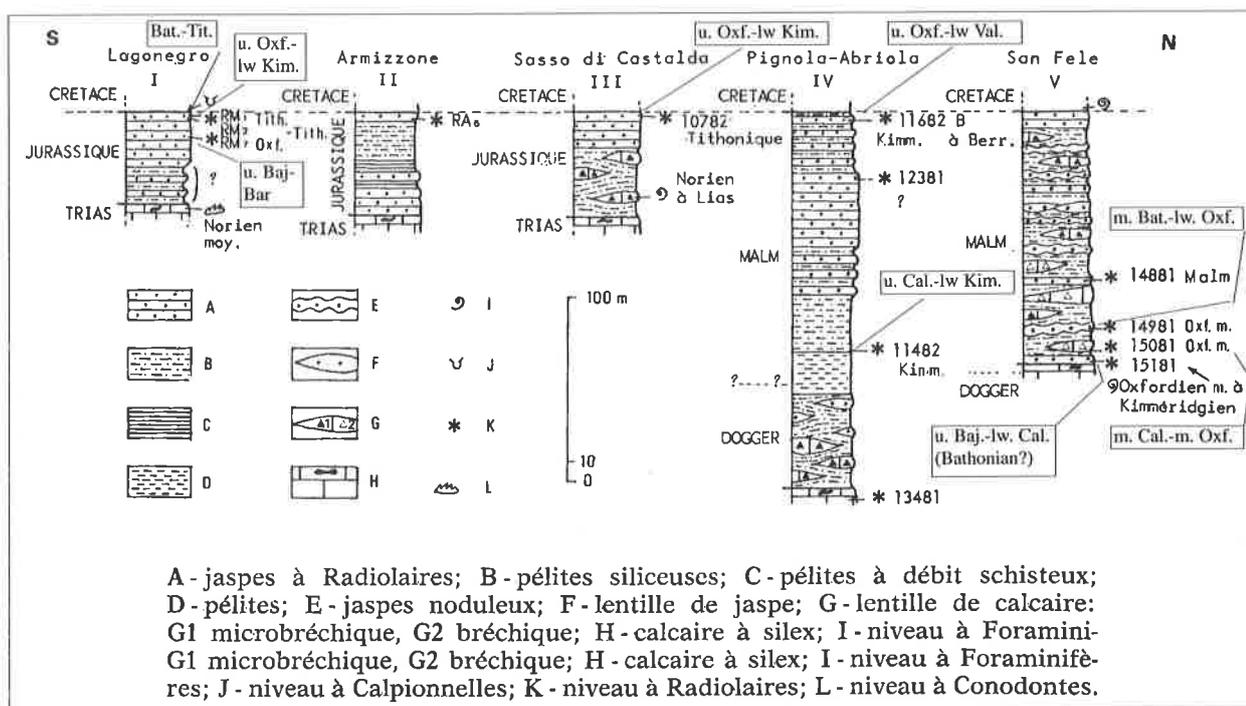


Fig. 3.9. Età delle faune a radiolari descritte in De Wever & Miconnet (1985) e comparazione con le età determinate per confronto con la zonazione tetidea UAZ.95 (nei rettangoli). Si noti che generalmente si assiste ad una estensione dell'età. In De Wever & Miconnet (1985), leggermente modificato.

Fig. 3.9. Age of radiolarian fauna from the Scisti Silicei Formation in De Wever & Miconnet (1985) and age comparison by using UAZ.95 (in rectangles). Note that the second one is usually broader. After De Wever & Miconnet (1985), slightly modified.

doppia parete, ma le due pareti caratteristiche sono invertite. Ciò potrebbe essere legato a modificazioni diagenetiche (De Castro, comunicazione personale). Se la determinazione è esatta, ciò implicherebbe che i foraminiferi e le alghe liassiche ad esso associati sono stati rimaneggiati nel Dogger. D'altro canto, l'origine dei foraminiferi a guscio doppio non è ancora ben conosciuta. Forme simili a *Protopenneroplis* sono presenti anche nel Triassico (Septfontaine, comunicazione personale).

Nello stesso strato dei campioni 903-902, sono stati ritrovati dei conodonti rimaneggiati, tra cui *Metapolygnatus* sp di età Carnico superiore-Norico basale (Amodeo *et alii*, 1993). Ciò implica che la corrente di torbida da cui si è depositato il sedimento ha eroso, durante il tragitto, un substrato di rocce triassiche. Ciò suggerisce l'esistenza di una scarpata carbonatica di tipo *by-pass* o erosivo durante il Giurassico, come già proposto da Marsella (1988) e Pappone (1990).

Origine ed età dei risedimenti

Le associazioni richiamano molto le biofacies descritte da Barattolo *et alii* (1991) nel Liassico medio (Pliensbachiano) della Penisola Sorrentina (Conca dei Marini, Salerno), per la presenza di *Palaeodasycladus*, *Biokovina*, *Palaeomayncina*, *Thaumatoporella*, *Orbitopsella*, che rappresentano i taxa più frequenti. Queste associazioni sono attribuite dagli autori alla Palaeodasycladus mediterraneus range zone; l'ambiente era probabilmente subtidale di moderata energia con episodi intertidali e/o supratidali (op. cit.).

La presenza di (?)*Protopenneroplis striata* WEYNSHENK in associazione con le faune pliensbachiane restringe l'età più antica all'Aaleniano superiore. I risedimenti devono essersi messi in posto non più tardi del Batoniano inferiore, poiché 2.10 m più in alto stratigraficamente è presente un'associazione a radiolari del Baiociano superiore-Batoniano inferiore (campione BU 2606, vedi par. 3.2.3). In conclusione si può affermare che nell'Aaleniano superiore-Batoniano inferiore si è avuta la risedimentazione di strati di età diverse (dal Triassico superiore al Giurassico Medio), con una dominanza di materiale carbonatico di mare basso del Liassico medio (Pliensbachiano).

3.3.3. Palinofossili e dinoflagellati

L'analisi di alcune sezioni palinologiche provenienti dai livelli ricchi in sostanza organica dei Membri (1) e (2) indica che la sostanza organica è composta prevalentemente da inertinite, cioè da detrito di origine continentale (piante superiori), e materia amorfa non identificabile. In un campione (BU 1500), proveniente dal Membro (2) della sezione di Sasso di Castalda, è presente un'associazione di spore e pollini caratterizzata da *Triadispora verrucata*, *Trachysporites fuscus*, *Corollina meyeriana*, *Corollina torosus*,

(?) *Rhaetipollis gumanicus*, *Granuloperculatipollis rudis*, *Todisporites* sp., *Cycadopites* sp.; questa associazione indicherebbe il Retico (dott.ssa Cirilli, com. orale). Gli strati ricchi in sostanza organica analizzati non indicherebbero quindi condizioni anossiche, ma momenti di importante trasporto verso il mare di materiale organico continentale. Negli ambienti attuali, la sostanza organica terrestre, sia disciolta che particellare, è trasportata in mare dai fiumi. In particolare, l'inertinite si ritrova sia sulla piattaforma continentale che nelle torbiditi sottili ricche in carbonio organico che si depositano nelle aree di scarpata (Einsele, 1992, fig. 10.13).

Nei campioni analizzati non sono stati ritrovati dinoflagellati. Questo potrebbe essere spiegato con una percentuale troppo bassa di dinocisti, diluite inoltre dalla sostanza organica di origine continentale, che ne rende raro il ritrovamento; oppure, l'assenza di dinocisti potrebbe indicare un ambiente marino più aperto, di tipo batiale inferiore o abissale. Infatti, nel record fossile, la massima abbondanza di dinocisti si ha in rocce depostesi a profondità comprese tra la parte media dell'ambiente neritico e la parte superiore dell'ambiente batiale; l'abbondanza decresce spostandosi verso costa o verso il largo (Edwards, 1993).

3.4. Correlazioni biostratigrafiche

I dati biostratigrafici acquisiti consentono di correlare le differenti sezioni stratigrafiche (tav. 3.1), mediante biozone a radiolari.

Sono state individuate due zone nel Trias terminale: la Zona a *Betraccium deweveri* del Norico superiore (Sevatico) e la Zona a *Proparvicingula moniliformis* della parte inferiore del Retico. Le due zone sono in sovrapposizione stratigrafica nella sezione di Sasso di Castalda; il limite tra le due zone, corrispondente al limite Norico-Retico, non è stato esattamente individuato.

I dati attualmente a disposizione non permettono di individuare il limite Triassico-Giurassico. Il Giurassico Inferiore è stato riconosciuto con sicurezza soltanto in risedimenti carbonatici di mare basso depostisi nel Giurassico Medio. Questi sedimenti contengono faune pliensbachiane in associazione con foraminiferi bentonici non più antichi dell'Aaleniano (vedi par. 3.3.2). Radiolari di probabile età liassica provengono da un unico campione del Membro (3).

Il Giurassico Medio è stato riconosciuto in tre sezioni stratigrafiche. Le associazioni a radiolari appartengono alle UAZ. 3-7 (cfr. fig. 3.3), corrispondenti al Baiociano inferiore-Calloviano inferiore. Questa correlazione biostratigrafica indica che il cambiamento di litofacies che caratterizza il passaggio dal Membro della Serra (3) al Membro dell'Acqua Sulfurea (4) avviene nel Giurassico Medio, probabilmente nel Baiociano.

La superposizione tra faune del Giurassico Medio e del Giurassico Superiore si ha nella sezione di Pignola. I primi 15 m circa sono attribuibili alle UAZ 5-6 (Baiociano superiore- Batoniano medio). Seguono altri 15 m circa in cui non vi sono dati e poi iniziano le prime associazioni del Giurassico superiore, attribuibili alle UAZ 9-10 (Oxfordiano medio-Kimmeridgiano inferiore). Il Calloviano, se presente, deve essere quindi compreso in questo intervallo litologico privo di dati.

Nel Giurassico Superiore di Pignola è stato possibile distinguere le UAZ 9-10 (Oxfordiano medio-Kimmeridgiano inferiore), la UAZ 11 (Kimmeridgiano superiore- Titonico inferiore) e la UAZ 13 (Titonico superiore-Berriasiano inferiore). Il Giurassico Superiore è inoltre presente a Calvello (UAZ 10-12 e 11-14), a Lagonegro (UAZ 9-12) e al Monte Volturino (UAZ 9-10).

Particolarmente importante è il dato proveniente da Calvello, poiché concerne l'inizio della sedimentazione argilloso-calcareo che caratterizza il flysch galestrino. La fauna è caratteristica del Titonico, ma contiene qualche forma cretacea. Il limite Giurassico-Cretaceo è un momento di importanti cambiamenti microfaunistici nei radiolari (Jud, 1994). Molte forme nuove fanno la loro apparizione e molte di esse sono già presenti nel Titonico superiore.

3.5. Considerazioni paleobiogeografiche

3.5.1. Stato delle conoscenze

Nonostante il gran numero di lavori sui radiolari pubblicati nell'ultimo ventennio, la paleobiogeografia dei radiolari mesozoici non è ancora ben conosciuta. I radiolari del Cenozoico sono stati utilizzati per determinare paleotemperature, sistemi di circolazione oceanica, regioni produttive, paleoprofondità, upwelling ed età delle masse d'acqua. Numerosi studi di sedimenti marini profondi del Neogene e del Quaternario mostrano che le faune a radiolari comprendono specie cosmopolite, specie endemiche caratteristiche di alcune regioni e specie la cui distribuzione è collegata all'upwelling (Nigrini, 1991; Caulet et alii, 1992; Nigrini & Caulet, 1992). Se questi tipi di distribuzione potessero essere riconosciuti con certezza nei sedimenti più antichi, i radiolari potrebbero essere molto più utili negli studi paleobiogeografici e paleoceanografici. Ad esempio, nelle aree tropicali e subtropicali del Cretaceo Superiore, si è visto che l'indice di diversità delle specie di radiolari è direttamente proporzionale alla profondità delle acque (Empson-Morin, 1984).

L'interpretazione dei dati di faune fossili, tuttavia, deve essere fatta con attenzione. Infatti le associazioni a radiolari estratte dalla roccia sono soltanto una piccola parte delle tanatocenosi, poiché sia la

diagenesi, sia i metodi d'estrazione riducono grandemente il numero dei taxa (Baumgartner, 1987a; Blome & Reed, 1993). Inoltre, le tanatocenosi a radiolari, a causa della dissoluzione, sono fortemente impoverite rispetto alle associazioni viventi nella sovrastante colonna d'acqua, mentre le correnti di fondo possono trasportare i resti biosilicei. A ciò si aggiunga che i fenomeni suddetti agiscono in modo selettivo sui diversi taxa. Al fine di evitare conclusioni fuorvianti, i modelli paleobiogeografici dovrebbero essere basati esclusivamente su metodi quantitativi, confrontando faune provenienti da litologie differenti. A tutt'oggi le documentazioni quantitative sono ancora poche (Empson-Morin, 1984; Blome, 1987; Baumgartner, 1992; Hull, 1995). Alcuni autori (De Wever et alii, 1994a) sono molto scettici riguardo ai modelli paleobiogeografici basati sulle faune a radiolari, a causa del miscelamento di faune di diverse profondità e diversa latitudine ritrovate in alcuni sedimenti (Caulet et alii, 1992; De Wever et alii, 1994b).

Finora, i soli tentativi di utilizzare i radiolari come indicatori paleolatitudinali nel Mesozoico sono ad opera di Pessagno & Blome (1986) e Blome (1987b). Entrambi gli autori utilizzano l'abbondanza e la diversità della famiglia Pantanellidae come indicatore di basse latitudini. Ma uno studio successivo quantitativo (Hull, 1995) suggerisce che le fluttuazioni nell'abbondanza e diversità della famiglia Pantanellidae siano controllate largamente dai regimi paleoceanografici, dai processi diagenetici e dal tipo di procedimento utilizzato per estrarre le faune a radiolari. I Pantanellidae potrebbero sia indicare influenza di "acque più calde" (Hull, 1995), sia zone di alta fertilità in aree di upwelling (Baumgartner, 1984b, 1987a). Lo stesso studio conferma invece l'utilità dei Parvicingulidae (*Parvicingula*, *Praeparvicingula* e *Ristola*) come indicatori paleolatitudinali.

Matsuoka (1992) ha raggruppato in due grandi regioni le località fossili dei radiolari giurassici: la Regione Circumpacifica, comprendente Costa Rica, Cordigliera del Nord America, Alaska, Koryak, Sikhote Alin, Giappone, Nord Palawan e Nuova Zelanda, e la Regione Tetidea, che si estende dall'Atlantico Centrale fino al Tibet meridionale ed al Giappone e comprende la Tetide mediterranea ed il Pacifico occidentale (Sito 801 dell'ODP). Si tratta comunque di un raggruppamento qualitativo, di cui l'autore non specifica i criteri diagnostici.

3.5.2. Paleobiogeografia dei radiolari degli Scisti Silicei

Da quanto finora esposto si deduce che un'interpretazione paleobiogeografica delle faune a radiolari, perché sia attendibile, necessita di analisi quantitative. Le associazioni a radiolari degli Scisti Silicei, non possono pertanto essere usate per

ricostruzioni paleobiogeografiche rigorose, poiché le valutazioni quantitative necessarie non sono possibili a causa della cattiva conservazione delle faune. Tuttavia si possono tentare alcune considerazioni di carattere generale.

Riguardo al Triassico terminale, l'unica osservazione che si può fare è che le associazioni a radiolari degli Scisti Silicei sono caratterizzate da taxa riconosciuti in Giappone, Filippine, Russia orientale e Nord America. Molti di essi sono stati descritti da Carter (1993) in successioni delle Queen Charlotte Islands (British Columbia, Canada) e comprendono le specie utilizzate dall'autore per definire la zonazione del Norico superiore-Retico. Ciò conferma la validità della zonazione di Carter (1993) per il dominio lagonegrese.

Nelle faune giurassiche degli Scisti Silicei, i Pantanellidae appaiono essere localmente abbondanti, come ad esempio in qualche campione proveniente dal Membro (3) (Sasso di Castalda, campione BU 1770). Ciò potrebbe indicare momenti di fertilità delle acque per upwelling (Baumgartner, 1987a).

Nella suddivisione proposta da Matsuoka (1992), le faune a radiolari giurassiche degli Scisti Silicei appartengono alla Regione Tetidea; l'abbondanza di piccole nassellarine con terminazione che tende a restringersi (es. i generi *Stichocapsa*, *Unuma*, *Tricolocapsa*, etc.) indica una forte somiglianza con le associazioni provenienti dal Giappone (Matsuoka & Yao, 1986) e dal Pacifico occidentale (Matsuoka, 1992). Una tale somiglianza è stata già riconosciuta nelle faune permiane della Sicilia (Catalano *et alii*, 1991).

La somiglianza delle faune potrebbe in parte essere condizionata dal tipo di litologia e dai metodi di estrazione. Hull (1995) ha mostrato che le litologie silicee sono più povere in Spumellaria rispetto alle litologie calcaree; ciò è dovuto sia a fenomeni diagenetici che ai processi d'estrazione delle faune. Sia le faune giapponesi che quelle del Bacino Lagonegrese provengono da strati silicei ed entrambe sono state estratte mediante HF diluito, quindi è logico aspettarsi che gli Spumellaria siano poco abbondanti rispetto ai Nassellaria.

Conclusione

Da quanto detto si ricava immediatamente che fare considerazioni paleogeografiche in base ai radiolari può essere molto pericoloso. Si può comunque affermare che nelle faune Triassico terminale-Giurassico del dominio lagonegrese sono presenti taxa cosmopolita e non sembrano essere presenti fenomeni di endemismo. Le faune giurassiche sono paragonabili alle associazioni dei domini oceanici (Giappone e Pacifico), ma questa somiglianza è almeno in parte dovuta alle litologie simili ed agli stessi processi di estrazione.

3.6. Ricapitolazione e conclusioni

3.6.1. Sintesi dei dati biostratigrafici

I nuovi dati biostratigrafici, insieme alla litostratigrafia, permettono di correlare le sezioni stratigrafiche e di dare una dimensione temporale all'evoluzione sedimentologica del Bacino Lagonegrese nel Triassico terminale - Giurassico. I dati e le correlazioni biostratigrafiche sono riportati nella **tav. 3.1**.

Associazioni a radiolari

La cattiva conservazione delle faune a radiolari provenienti dagli Scisti Silicei non ha permesso la costruzione di una zonazione locale, ci si è quindi riferiti a zonazioni già esistenti. La zonazione di Carter (1993) è stata presa come riferimento per il Triassico terminale, mentre la zonazione della Tetide UAZones 95 (Baumgartner *et alii*, 1995a) è stata scelta per il Giurassico. Entrambe le zonazioni utilizzate sembrano essere valide per il Bacino Lagonegrese.

Le associazioni a radiolari hanno permesso di individuare il Norico superiore, il Retico, il Giurassico Medio ed il Giurassico Superiore in diverse sezioni stratigrafiche. Sei campioni contengono associazioni a radiolari del Triassico terminale (Norico superiore e Retico inferiore) e provengono dalla base o parte inferiore della Formazione (Membro 1); ventuno campioni contengono associazioni a radiolari del Giurassico Medio-Superiore (Batoniano-Titonico) e provengono dalla sua parte superiore (Membro 4 e Membro 5).

Norico superiore

Le associazioni a radiolari del Norico superiore appartengono alla Zona a *Betraccium deweveri* e contengono, oltre a *Betraccium deweveri*, *Betraccium cf. maclearni*, *Bipedis acrostylus*, *Citriduma* sp. A sensu Carter e *Icrioma* spp.

Retico

Le associazioni del Retico appartengono alla Zona a *Proparvicungula moniliformis* e contengono, oltre alla specie caratteristica della zona, differenti specie di *Livarella* e diverse specie di *Canoptum*, tra cui *Canoptum rhaeticum*.

Giurassico medio

Le associazioni a radiolari del Giurassico medio appartengono alle UAZones 5-6 (Baiociano superiore-Batoniano medio) e 5-7 (Baiociano superiore-Calloviano inferiore). I taxa caratteristici sono *Unuma echinatus*, *Unuma latusicostatus*, *Stichomitra* (?) *takanoensis* e *Tricolocapsa plicarum plicarum*.

Giurassico superiore

Nel Giurassico Superiore sono state individuate associazioni appartenenti alle UAZones 9-10 (Oxfordiano medio-Kimmeridgiano inferiore), UAZ 11 (Kimmeridgiano superiore-Titonico inferiore) e

UAZ 13 (Titonico superiore-?Berriasiano). Taxa caratteristici sono *Archaeodictyomitra apiarium*, *A. excellens*, *A. minoensis*, *Podocapsa amphitreptera*, *Zhamoidellum ovum* e *Z. ventricosum*. Il Titonico-?Berriasiano è caratterizzato dalla presenza di *Canoptum banale*, *Cinguloturris cylindra* e *Sethocapsa zweilii*.

Paleobiogeografia

Le faune Triassico terminale-Giurassico del dominio lagonegrese contengono taxa cosmopolita e sono paragonabili alle associazioni dei domini oceanici (Giappone e Pacifico); questa somiglianza è almeno in parte dovuta alle litologie simili ed agli stessi processi di estrazione.

Conodonti

Nella parte basale degli Scisti Silicei di Madonna del Sirino è stata ritrovata una fauna contenente *Epigondolella bidentata*, che indicherebbe un'età Norico superiore. Nella parte basale degli Scisti Silicei di Lagonegro è stato ritrovato un esemplare mal preservato di (?) *Misikella hernsteini*, che indicherebbe il Norico sup.- Retico.

Faune di mare poco profondo rimaneggiate

Nella sezione stratigrafica di Sasso di Castalda, nei risedimenti carbonatici di mare basso del Membro (3), sono presenti foraminiferi bentonici del Pliensbachiano, tra cui *Biokovina* sp., *Orbitopsella* sp. e *Paleomayncina* sp., in associazione con (?) *Protopenneroplis striata*. Sono inoltre presenti molte alghe tipo *Cayeuxia*, *Paleodasyclus* sp. e *Thamatoporella parvovesiculifera*, oltre a conodonti del Trias Superiore. La presenza di (?) *Protopenneroplis striata* indica che non prima dell'Aaleniano superiore si è avuta la risedimentazione di strati di età diverse (dal Triassico superiore al Giurassico Medio), con una dominanza di materiale carbonatico di mare basso del Liassico medio (Pliensbachiano). Poiché i risedimenti sono sottoposti stratigraficamente a faune a radiolari del Baiociano superiore-Batoniano inferiore, l'evento non può essere più recente del Batoniano inferiore.

Palinofossili e dinoflagellati

Nella sezione stratigrafica di Sasso di Castalda, nei risedimenti carbonatici ricchi in sostanza organica del Membro (2), è presente un'associazione di spore e pollini del Retico, caratterizzata da *Triadispora verrucata*, *Trachysporites fuscus*, *Corollina meyeriana*, *Corollina torosus*, (?) *Rhaetipollis gumanicus*, *Granuloperculatipollis rudis*, *Todisporites* sp., *Cycadopites* sp. L'analisi preliminare di sezioni palinologiche provenienti dai livelli neri dei Membri (1) e (2) indica che la sostanza organica è di origine continentale e non indica quindi condizioni anossiche al fondo. I dinoflagellati sono assenti, il che suggerirebbe un ambiente marino batiale inferiore o abissale.

3.6.2. Età dei limiti formazionali

LIMITE INFERIORE

I dati biostratigrafici indicano che nelle successioni più condensate ("facies distali"), la base della Formazione giace nel Norico superiore, sia nelle aree meridionali (Madonna del Sirino) che nelle aree settentrionali (Sasso di Castalda e Monte Cugnone). Nelle successioni più spesse ("facies prossimali"), questo limite giace nel Retico (Amodeo et alii, 1993). Il limite inferiore è quindi diacrono.

Il diacronismo era già stato ipotizzato da De Wever & Miconnet (1985) ed interpretato come dovuto ad un progressivo approfondimento del Bacino Lagonegrese al di sotto della CCD. L'età della diacronia ringiovaniva progressivamente andando verso nord e passava dal Norico medio nelle aree più meridionali (Unità di Lagonegro) all'Oxfordiano in quelle più settentrionali (Unità di San Fele); il diacronismo rifletteva quindi la paleobatimetria del bacino di deposizione. Questa ricostruzione non può essere accettata per diversi motivi. Innanzitutto i nuovi dati biostratigrafici e la revisione delle faune a radiolari in De Wever & Miconnet (1985) confutano il progressivo ringiovanimento verso nord; inoltre il limite inferiore formazionale scelto da Miconnet (1983) per le unità Pignola-Abriola e San Fele e riportato in De Wever & Miconnet (1985), non corrisponde all'inizio della sedimentazione radiolaritica: i "calcarei con selce" sottostanti sono in realtà imponenti risedimenti carbonatici intercalati nelle radiolariti e nei mudshale silicei della Formazione degli Scisti Silicei (Selli, 1962; Scandone, 1967; Marsella, 1988).

Altro punto fondamentale che va sottolineato nella ricostruzione proposta da De Wever & Miconnet (1985) è che essa si basa sull'assunzione che il limite inferiore degli Scisti Silicei e l'inizio della sedimentazione delle radiolariti siano coincidenti e che siano dovuti ad una deposizione al disotto della CCD. Nel capitolo delle analisi litostratigrafiche si è visto che i sedimenti silico-argillosi e le radiolariti, caratteristici degli Scisti Silicei, sono già presenti nella parte superiore dei Calcari Con Selce (intervallo di transizione), per cui il limite inferiore degli Scisti Silicei non coincide con l'inizio della sedimentazione delle radiolariti. Il limite inferiore della formazione coincide piuttosto con un decremento dell'apporto carbonatico (torbido), che predomina invece nei sottostanti Calcari Con Selce (vedi capitolo 2). La diminuzione di apporto carbonatico non può essere spiegata mediante la subsidenza del bacino relativamente alla CCD (vedi anche par. 2.3.2). Contemporanei cambiamenti di facies nelle aree sorgenti (piattaforma carbonatica) spiegherebbero meglio la riduzione di apporto calcitorbido e di periplatform ooze e sarebbero la causa di una risalita della CCD.

Concludendo, il limite inferiore:

- a) è diacrono, dal Norico superiore (Sevatico) al Retico,
- b) non mostra una direzione preferenziale delle variazioni di età.
- c) corrisponde ad una brusca diminuzione dell'apporto carbonatico nel bacino.

LIMITE SUPERIORE

I dati biostratigrafici del limite formazionale superiore sono meno precisi. Secondo De Wever & Miconnet (1985), la sedimentazione radiolaritica

sarebbe terminata simultaneamente in tutto il bacino al limite Giurassico-Cretacico, per un cambiamento nella circolazione oceanica (De Wever et Dercourt, 1985). I dati qui raccolti e la revisione dei dati in De Wever & Miconnet (1985) indicano che anche questo limite è diacrono, dal Kimmeridgiano (Sasso di Castalda e Monte Volturino) al Titonico (Calvello). Il diacronismo potrebbe riflettere il progressivo progredire di facies terrigene argillose (flysch galestrino) nel bacino a discapito della sedimentazione biosilicea.

- Capitolo 4 -

Analisi mineralogiche e geochemiche

4.1. Introduzione

La Formazione degli Scisti Silicei, nelle sezioni analizzate, è in gran parte formata da sedimenti di taglia lutitica, corrispondenti a mudstone, mudshale e clayshale silicei (cfr. cap. 2). In questo tipo di rocce, i minerali argillosi rappresentano la componente principale. Per definire meglio la composizione mineralogica, per caratterizzare la frazione argillosa ed individuarne eventuali trend evolutivi si è eseguita un'analisi diffrattometrica su 42 campioni (di cui 38 provenienti dagli Scisti Silicei, 2 dal flysch galestrino e 2 dai Calcari Con Selce). Le metodologie utilizzate sono descritte nell'appendice A 4.

La campionatura è avvenuta in due fasi. Nella prima fase sono stati prelevati 20 campioni in diverse sezioni e a diverse altezze stratigrafiche, allo scopo di avere un quadro generale; i campioni sono elencati nell'appendice A 5, i risultati sono riportati nel par. 4.2 e nelle appendici A 7 ed A 8. Su questi stessi campioni si è eseguita la fluorescenza ai raggi x, per caratterizzare dal punto di vista geochemico i litotipi e per individuare la presenza o meno di attività idrotermale; i risultati sono riportati nel par. 4.3 e nell'appendice A 10.

Successivamente, all'interno della Formazione degli Scisti Silicei, sono stati selezionati 22 campioni nella parte medio-superiore del (4) Membro Dell'Acqua Sulfurea, nella sezione stratigrafica di Calvello, allo scopo di avere maggiori informazioni riguardo al cambiamento mineralogico che si verifica al passaggio tra gli Scisti Silicei ed il flysch galestrino. I risultati riguardanti questo secondo gruppo di campioni, elencati nelle appendici A 6, A 12 ed A 13, sono trattati nel par. 4.4.

Su alcuni campioni significativi si è eseguita un'analisi ai raggi infrarossi o con Camera Gandolfi, allo scopo di verificarne la composizione mineralogica; i risultati sono discussi nei par. 4.2.3 e 4.4.3, i dati sono elencati nelle appendici A 9 ed A 14.

4.1.1. Studi precedenti

Le prime analisi diffrattometriche su argilliti provenienti dalla successioni lagonegresi sono state eseguite da Mattavelli & Novelli (1968), su sette campioni provenienti dalla parte medio-superiore della Formazione degli Scisti Silicei in località San Fele (2° membro e 3° membro degli Autori). Di questi, tre campioni provenienti dalla parte intermedia sono costituiti prevalentemente da illite (60 - 100%) e subordinatamente da clorite e caolinite (da 0 a 20%); quattro campioni provenienti dalla parte superiore contengono notevoli quantità di montmorillonite (dal

30 al 55%) e illite (25-70%), associate o meno a caolinite (fino a 20%) e clorite (25%). I valori sono approssimati a $\pm 10\%$.

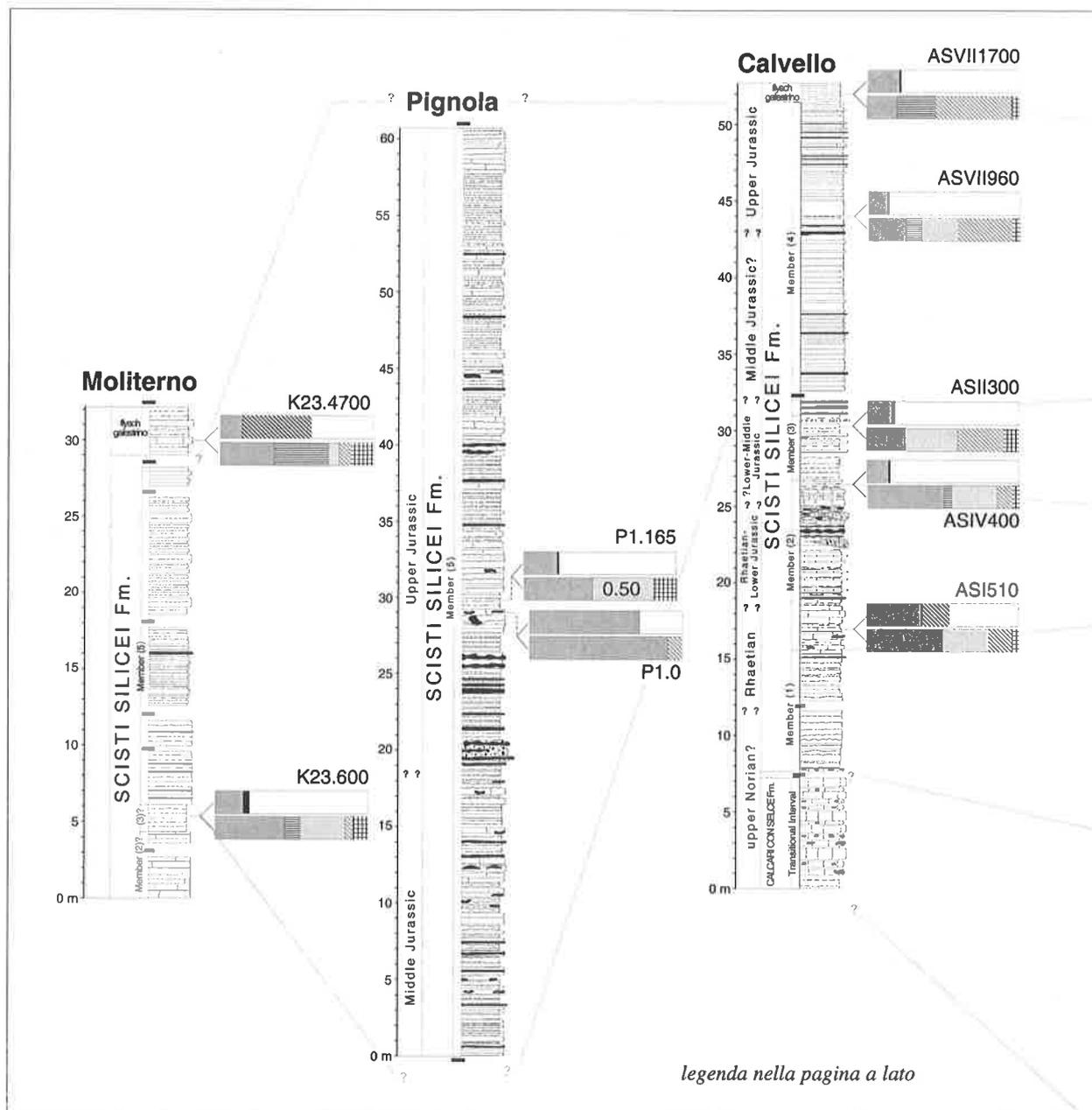
Pozzuoli *et alii* (1977) analizzano 54 campioni provenienti da tre successioni diverse dei Calcari Con Selce e la Formazione di Monte Facito (Pignola, Armizzone e Lagonegro). La frazione argillosa è costituita principalmente da illite (> 80%) e clorite, la caolinite e la smectite sono assenti. Gli autori ipotizzano che il contenuto in Mg delle cloriti sia influenzato dalla distanza dall'area sorgente (Piattaforma Campano-Lucana), mentre la taglia dei cristalli di illite e clorite, l'indice di cristallinità dell'illite e il grado di paragonitizzazione sembrerebbero controllati dalla tettonica.

Miconnet (1983) esegue un'analisi su un numero limitato (12) di campioni provenienti dai Calcari Con Selce, gli Scisti Silicei ed il flysch galestrino. Secondo l'autore, i Calcari Con Selce sarebbero caratterizzati da illite e clorite, gli Scisti Silicei da illite, clorite e smectite, il flysch galestrino da clorite ferrifera, illite e interstratificati. Questo cambiamento nelle associazioni mineralogiche rifletterebbe trasformazioni che avvengono nell'area sorgente: i minerali argillosi presenti deriverebbero da un massiccio cristallino giovane nel Trias Medio, che acquista una copertura pedogenetica nel Giurassico Superiore. Inoltre, le argille al passaggio Giurassico-Cretacico rappresenterebbero l'eco di avvenimenti orogenici importanti che non riguardavano direttamente il Bacino di Lagonegro.

Come vedremo in seguito, fare interpretazioni paleogeografiche, paleotettoniche e/o paleoclimatiche utilizzando le associazioni argillose di un numero limitato di campioni può essere fuorviante. Inoltre, le analisi contenute nel presente lavoro indicano che non è possibile caratterizzare in modo univoco le associazioni argillose delle diverse formazioni del Bacino Lagonegrese.

4.2. Analisi mineralogica: diffrattometria ai raggi X

Una serie di 20 campioni è stata prelevata in sei delle sette sezioni stratigrafiche; la loro posizione stratigrafica è mostrata nella **fig. 4.1**. La maggior parte di essi proviene da rocce argillose (litofacies D1, D3 e C3, cfr. fig. 2.2); per confronto sono state analizzate una radiolarite (litofacies C1) ed un diaspro a radiolari (litofacies B). Su questi campioni sono stati eseguiti anche la fluorescenza ai raggi X (su roccia totale) e l'analisi EDX (vedi par. 4.3). I risultati delle analisi



diffattometriche sono riportati nelle appendici A7 e A8. Nella fig. 4.1, per ogni campione è riportata la composizione mineralogica della roccia totale e della frazione $<2\mu$, come % in peso dei minerali presenti.

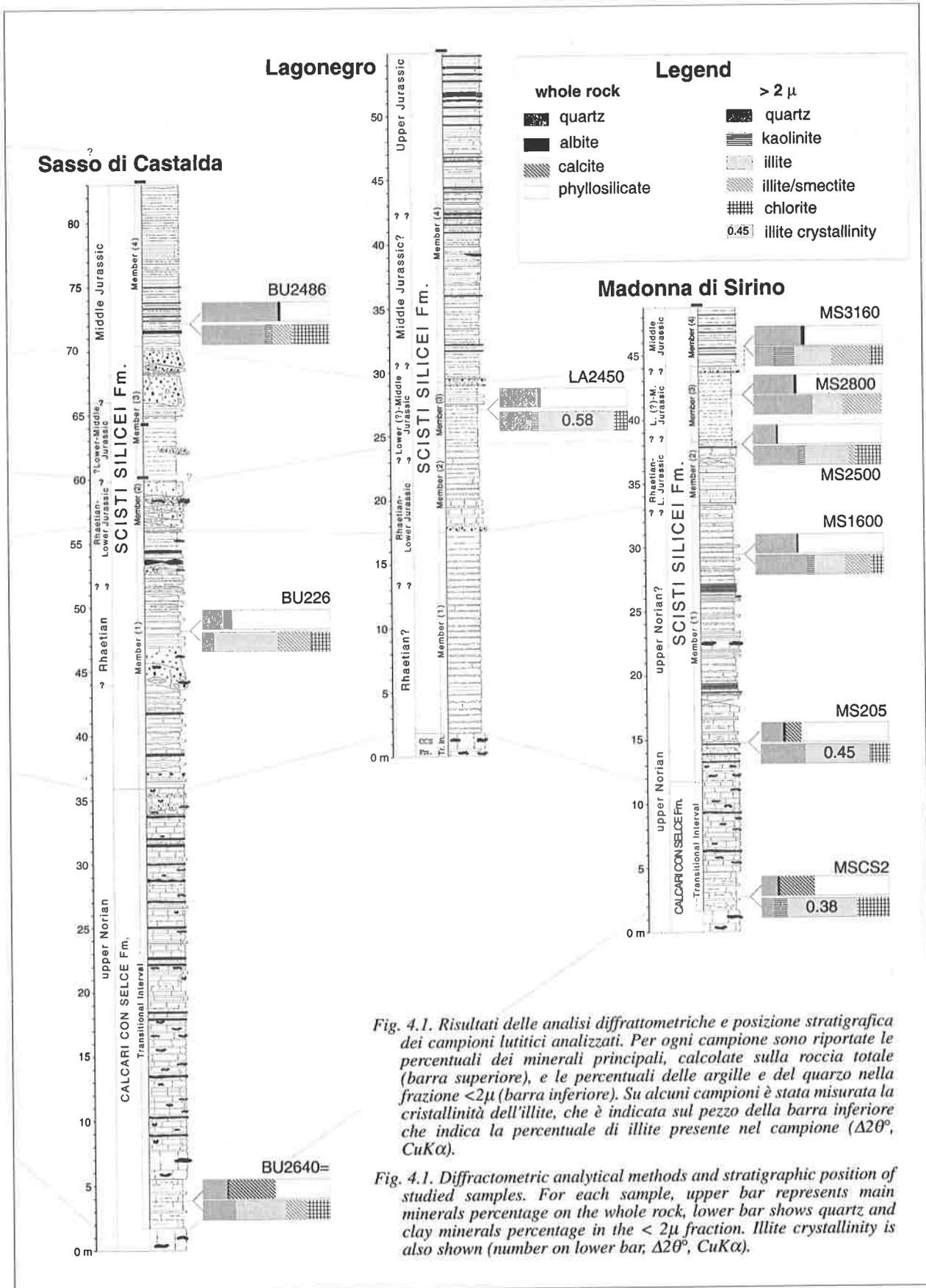
4.2.1. Diffattometria sulla roccia totale

La diffattometria su polveri di roccia permette di stimare in modo semiquantitativo (in wt%) le fasi mineralogiche presenti. Nei campioni analizzati (cfr. fig. 4.1) il quarzo ed i fillosilicati sono i costituenti principali (maggiori del 25%). I carbonati (calcite) sono generalmente assenti, ma possono costituire un componente secondario (tra 10 e 25%) o addirittura principale, come nel caso dei campioni provenienti dai Calcari Con Selce e dal flysch galestrino. Piccole percentuali di albite possono essere presenti.

La percentuale di quarzo varia da un minimo di

10% ad un massimo di oltre 70%; nei campioni argillosi non supera il 40%. I due campioni più ricchi in quarzo sono il BU 2486 che è una radiolarite (contiene cioè almeno il 30% di radiolari) ed il P1.0, un diaspro a radiolari (rad bearing chert) che proviene da una torbidite fine. In BU 2486 la matrice è costituita da minerali argillosi e ossidi di Fe; in P1.0 la matrice è costituita da quarzo microcristallino di origine diagenetica che ha verosimilmente sostituito una lutite carbonatica, infatti alla catodoluminescenza il quarzo è totalmente nero (se fosse di origine detritica dovrebbe essere leggermente luminescente).

I carbonati possono essere assenti o raggiungere il 44%. I campioni più ricchi in carbonati appartengono ai Calcari Con Selce, al flysch galestrino, e al Membro (2) degli Scisti Silicei (ASI 510). Minori quantità sono presenti in alcuni campioni provenienti dal Membro



(1) (MS 205, BU 226) ed in un campione dubitativamente assegnato al Membro (3) proveniente

da Pignola. Tutti gli altri campioni provenienti dagli Scisti Silicei ne sono quasi sempre privi.

I fillosilicati vanno dal 29% all'86%. Questa percentuale viene calcolata sommando le percentuali precedenti e sottraendole a 100. Di essi si parlerà in dettaglio nel paragrafo successivo.

I dati diffrattometrici sono stati proiettati in un diagramma ternario quarzo-fillosilicati-carbonati, mostrato nella **fig. 4.2**. I campioni argillosi provenienti dalla Formazione degli Scisti Silicei (corrispondenti alle litofacies D1 e C3), cadono in prossimità del polo dei fillosilicati, mentre quelli provenienti dai Calcari Con Selce ed il flysch galestrino sono spostati verso il polo dei carbonati. Una composizione mineralogica intermedia si ritrova in due campioni provenienti dalla base del Membro (1) e dal Membro (2) degli Scisti Silicei. Si noti che la radiolarite ed il diaspro hanno una composizione mineralogica simile, in cui il quarzo è il componente più abbondante.

4.2.2. Diffrazione sulla frazione <math><2\mu</math>

Le analisi diffrattometriche sulla frazione <math><2\mu</math>, permettono di valutare in modo semiquantitativo il tipo di minerali argillosi presenti. Nei campioni analizzati sono presenti i seguenti fillosilicati: clorite, illite, caolinite e l'interstratificato illite-smectite (cfr. **fig. 4.1**). Ad essi si aggiunge il quarzo, generalmente abbondante. L'illite e l'interstratificato illite/smectite sono presenti in quasi tutti i campioni e sono generalmente i più abbondanti.

L'illite è verosimilmente di origine detritica (vedi par. 4.5.1). La percentuale dell'illite varia dal 10% al 60%, con una media del 35%; è invece assente in tre campioni, tra cui vi sono le litologie più ricche in quarzo (P1.O e BU 2486).

L'interstratificato illite-smectite è un minerale argilloso costituito dall'alternanza di livelli illitici e smectitici. Si tratta probabilmente di un'argilla di neof ormazione derivante dalla cannibalizzazione della smectite (vedi par. 4.5.1). L'illite/smectite è presente

in percentuali comprese tra il 5% ed il 50%, con una media del 20%. La percentuale di smectite all'interno dell'interstratificato è compresa tra il 15% ed il 30%; la struttura, ovvero il modo in cui le lamine illitiche e smectitiche si alternano tra loro, è disordinata (R_0).

La clorite presente nei campioni non supera il 30%, con una media del 10%. Si presenta leggermente gonfiante ed è generalmente ricca in Fe. In un solo caso (BU 2486) è presente della clorite con probabile interstratificazione di vermiculite; quest'ultima è probabilmente un prodotto d'alterazione della clorite.

La caolinite è presente solo in alcuni campioni. Da notare che le concentrazioni più alte si trovano nei campioni provenienti dal flysch galestrino (K23 4700, AS VII 1700).

Il quarzo <math><2\mu</math> si aggira in media intorno al 30-40%; il campione P1.O rappresenta l'unica eccezione, con circa il 90%. La differenza di percentuale rispetto alla roccia totale, quando non rientra nell'incertezza della misura, è dovuta al cambiamento nel rapporto quarzo-fillosilicati nella frazione <math><2\mu</math>.

Nella **fig. 4.3** sono riportati alcuni diagrammi binari di correlazione tra i minerali argillosi ed alcuni elementi che li caratterizzano. Poiché i campioni analizzati hanno una composizione mineralogica molto semplice (vedi par. precedente), è logico supporre che alcuni elementi come l'Al ed il K siano contenuti esclusivamente o quasi nei minerali argillosi, poiché i feldspati sono assenti o molto scarsi. Il diagramma 1 della **fig. 4.3** mostra infatti una correlazione positiva tra la percentuale in peso dei minerali argillosi e quella dell'Al. La correlazione diventa meno evidente se si considera un solo minerale argilloso (diagr. 2), perché le proporzioni relative dei minerali argillosi variano a seconda dei campioni (cfr. **fig. 4.1**), ed anche perché la misura dei minerali argillosi è semiquantitativa.

Nei minerali argillosi, il K è un elemento caratteristico degli interlayer sites dell'illite, quindi

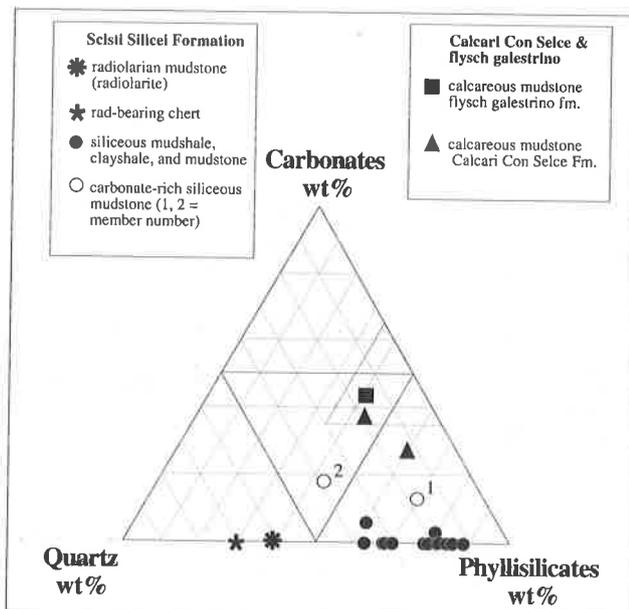


Fig. 4.2. Mineralogia dei campioni delle successioni lagonegresi nel diagramma ternario quarzo (QTZ) - fillosilicati (PHYLLO) - carbonati (CC), secondo i dati diffrattometrici su roccia totale. Il triangolino col puntinato indica il campo composizionale delle marne. Si noti che, rispetto alle argilliti dei Calcari Con Selce e del flysch galestrino, le argilliti degli Scisti Silicei sono prive di carbonato. Un arricchimento relativo in carbonati presentano invece i campioni provenienti dalla parte basale del Membro (1) e dal Membro (2) della Formazione degli Scisti Silicei.

Fig. 4.2. Lagonegro Domain samples mineralogy in a ternary diagram quartz (QTZ) - phyllosilicates (PHYLLO) - carbonates (CC), according to the whole rock diffractometry data. Small triangle corresponds to the marl compositional field. Compared to the Calcari Con Selce and flysch galestrino shales, the Scisti Silicei ones commonly lack carbonates. Carbonate-rich shales are from the basal part of Member (1), and Member (2) of the Scisti Silicei Fm.

dovrebbe esistere una correlazione positiva tra illite e K; nei campioni analizzati questa correlazione esiste (diagr. 4) ma non è molto accentuata.

Il Mg ed il Fe sono elementi che si ritrovano principalmente nei siti ottaedrici della clorite e della smectite, nonché dell'illite. Nei campioni analizzati, il Mg può in parte appartenere alla porzione calcarea (quando presente); a sua volta il Fe può appartenere agli ossidi. Questo spiegherebbe perché non sembra esserci una correlazione evidente tra questi elementi ed i minerali argillosi che li contengono (diagr. 5 e 6).

4.2.3. Analisi diffrattometriche con Camera Gandolfi

Questo tipo di analisi permette di stabilire con certezza la natura di minerali di dubbia interpretazione al microscopio ottico; è sufficiente una piccolissima quantità che si può asportare direttamente dalle sezioni sottili. La Camera Gandolfi è stata utilizzata su due campioni, allo scopo di confermare o meno la presenza di glauconite. La tabella con i risultati delle analisi è riportata nell'Appendice A9.

Uno dei due campioni è la radiolarite (BU 2486) proveniente dal Membro (4), nella sezione di Sasso di Castalda, su cui è stata eseguita l'analisi

diffrattometrica ai raggi x (vedi sopra). L'analisi ha riguardato il riempimento del guscio dei radiolari ed indica che si tratta di clorite (frammista a quarzo).

L'altro campione (P1A) proviene da un livello verde della parte inferiore (Giurassico Medio) del Membro (5) della sezione di Pignola (cfr. cap. 3). I risultati indicano che si tratta di glauconite; per il suo significato paleoambientale si rimanda al par. 4.5.2.

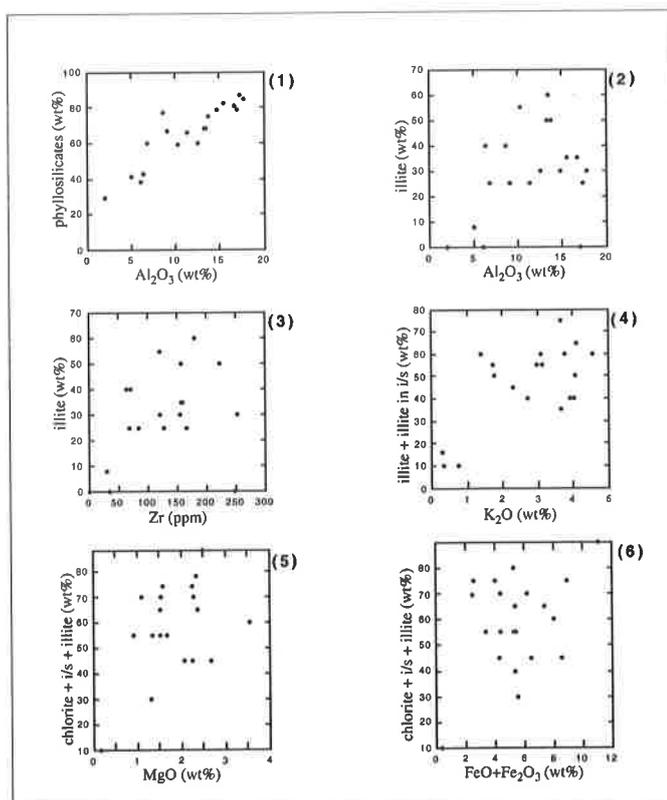
4.2.4. Cristallinità dell'illite

Con il termine «cristallinità dell'illite» si indica la larghezza del picco di diffrazione a 10 Å, a metà altezza, in gradi $\Delta 2\theta^{\circ}\text{CuK}\alpha$; questa misura è chiamata anche «Larghezza di Scherrer» (L.S.). Si è osservato che, durante il seppellimento, la L.S. diminuisce all'aumentare della temperatura (Kübler, 1987, 1990 e riferimenti ivi contenuti). Kübler ha proposto tre intervalli di valori, corrispondenti alla diagenesi, all'anchizona e all'epizona; per i campioni misurati a Neuchâtel (Svizzera) il limite tra diagenesi e anchizona è stato posto a $0.42^{\circ}2\theta^{\circ}\text{CuK}\alpha$, mentre quello tra anchizona ed epizona è stato posto a $0.25^{\circ}2\theta^{\circ}\text{CuK}\alpha$.

La L.S. sembra quindi essere un buon indicatore del grado di metamorfismo subito dalle rocce. Questa a

Fig. 4.3. Diagrammi binari di correlazione tra le argille ed alcuni elementi. La percentuale in peso dei fillosilicati (wt%) è calcolata mediante diffrattometria sulla roccia totale nel diagramma 1 e mediante diffrattometria sulla frazione <2μ per gli altri diagrammi, mentre le percentuali in peso o in ppm degli elementi derivano dalla fluorescenza ai raggi x su roccia totale. La correlazione tra Al₂O₃ ed i fillosilicati è diretta (diagr. 1), poiché l'Al si ritrova essenzialmente nei minerali argillosi; quando si considera invece un solo minerale argilloso (ad es. diagr. 2), la correlazione è meno forte ma è ancora positiva. Una debole correlazione positiva esiste tra illite e Zr (diagr. 3) e sarebbe in accordo con un'origine detritica dell'illite. Se si confrontano alcuni minerali argillosi con alcuni elementi costituenti (diagr. 4, 5 e 6), si dovrebbe ottenere una correlazione positiva. Questo non avviene a) perché le percentuali dei minerali argillosi sono state misurate sulla frazione <2μ, mentre quelle degli elementi sono state misurate sulla roccia totale, b) perché i minerali argillosi possono contenere percentuali variabili degli elementi considerati, e c) nel diagr. 6 non si è tenuto conto del Fe contenuto negli ossidi di Fe presenti nei campioni (il K-feldspato è invece assente).

Fig. 4.3. Correlation binary diagrams among clays and various elements. Phyllosilicates wt% is calculated from whole rock diffractometry in diagram 1, from <2μ fraction in the other diagrams; wt% and ppm values of elements are from whole rock x-ray fluorescence. Positive correlation exists between Al₂O₃ and phyllosilicates (diagr. 1) as they are the only Al-bearing minerals in the studied samples. When correlating Al with a single clay mineral (diagr. 2), positive correlation is less strong, as clay minerals percentage varies depending on samples. A direct correlation between Zr and illite (diagr. 3) is in agreement with a detrital origin of the illite. When correlating some clay minerals with some constituent elements (diagr. 4, 5 and 6), you would expect a strong positive correlation. The lack of clear correlation may be due to the different type of measurement (whole rock for elements versus <2μ fraction for clay minerals), to the variable percentage of elements in the minerals, and, for diagram 6, to the presence of Fe-oxides in the samples.



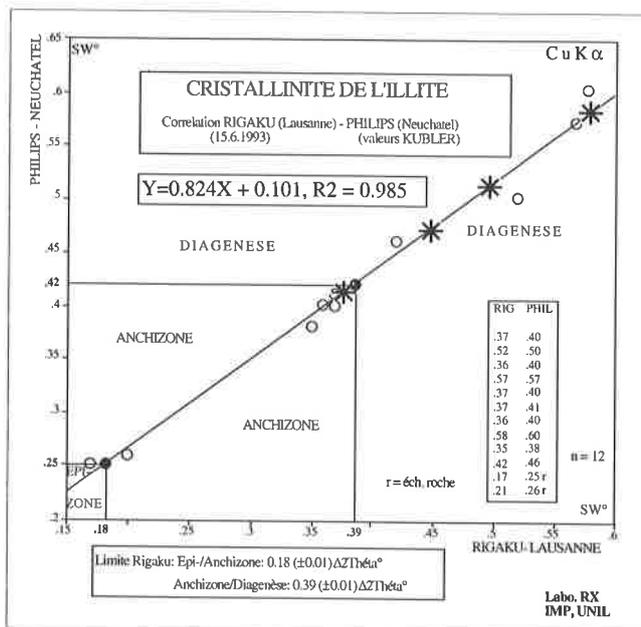


Fig. 4.4. Cristallinità dell'illite (o larghezza di Scherrer, L.S.) di alcune argilliti del Dominio Lagonegrese (asterischi), nel diagramma di correlazione tra i valori della cristallinità dell'illite (cerchi) misurati in due laboratori diversi. Tale diagramma è utilizzato come riferimento per la definizione dei limiti diagenesi-anchizone-epizone dal laboratorio di Diffrazione RX dell'Università di Losanna (cfr. Jaboyedoff et al., 1991, per dettagli), dove sono stati analizzati i campioni. Il numero esiguo delle misure non permette di fare considerazioni sul seppellimento subito dalle successioni, ma i valori ritrovati suggerirebbero essenzialmente una diagenesi più o meno profonda. Nel caso l'illite sia detritica, un'ipotesi alternativa è che si tratti di valori ereditati. L'ubicazione dei campioni analizzati è mostrata nella fig. 4.1.

Fig. 4.4. Illite crystallinity of some shales from the Lagonegrese Domain (asterisks). The diagram represents illite crystallinity values (circles) in an interlaboratory correlation. It is used for defining diagenesis-anchizone-epizone limits by the Lausanne University RX Diffractometry Laboratory, where the samples have been analysed. The number of measurements is not enough for interpretation; despite this, a more or less deep diagenesis can be suggested. Alternatively, if illite is detrital, values can be inherited. For samples location see fig. 4.1.

patto che vengano rispettate alcune condizioni. In generale, la L.S. è funzione di tre parametri principali: a) presenza di interstratificati, b) taglia dei grani su cui si esegue la misura, c) distorsioni o difetti del reticolo cristallino (Jaboyedoff et alii, 1991). A questi si aggiunge la variabilità delle misure dovuta ai metodi e agli strumenti utilizzati. Bisogna infine tener presente che l'illite può essere detritica e che quindi il valore misurato può essere «ereditato». Di tutto questo si deve tener conto quando si vanno ad interpretare i valori ottenuti.

Nei campioni delle successioni lagonegresi qui analizzati, l'illite è generalmente associata all'interstratificato illite/smectite, tranne in quattro campioni (MS 205, MSCS2, P1.165, LA 2450; cfr. fig. 4.1). Soltanto questi ultimi sono stati selezionati per misurare la L.S., allo scopo di evitare l'influenza degli interstratificati sulla misura. Le procedure di preparazione seguite sono quelle utilizzate dal Laboratorio di Diffrazione dei Raggi X di Losanna, descritte in Jaboyedoff et alii (1991) (cfr. appendice A 4). I valori ritrovati sono stati proiettati su un diagramma di riferimento standard (fig. 4.4), in cui le misure eseguite a Losanna sono correlate con quelle di Neuchâtel (utilizzate da Kübler). La L.S. dei campioni analizzati cade nel campo della diagenesi, tranne un campione (MSCS2) la cui LS cade al limite con l'anchizone. Poiché questo campione è nella stessa sezione stratigrafica del campione MS205, che ha una L.S. più elevata, e poiché i due campioni distano all'incirca 11 m (cfr. fig. 4.1), è probabile che la L.S. di MSCS2 non rifletta una differenza reale nella «cristallinità dell'illite» e quindi nel grado metamorfico, ma che sia dovuto alla variazione di altri parametri.

Il numero di misure eseguito è troppo esiguo per

fare considerazioni generali sul seppellimento subito dalle successioni, tuttavia, i valori della L.S. misurati cadono nel campo della diagenesi. Ciò indicherebbe che l'illite presente nei campioni non è stata sottoposta a metamorfismo. Se l'illite è di neoformazione, ovvero si è formata durante la diagenesi, allora essa registra l'evoluzione delle condizioni chimico-fisiche della roccia in cui si trova. Se invece è di origine detritica, come è plausibile nel caso dei campioni analizzati (vedi parr. 4.5.1 e 4.5.2), allora la L.S. misurata dipende dalle condizioni chimico-fisiche in cui l'illite si trovava nel luogo di origine. Comunque è possibile che anche l'illite detritica subisca una riorganizzazione del reticolo cristallino durante la diagenesi (Jaboyedoff, com. orale, 1996).

In conclusione, i valori della L.S. ottenuti non dipendono necessariamente dalla storia diagenetica dei campioni analizzati, e potrebbero essere ereditati. Come sarà discusso in seguito (vedi parr. 4.5.1 e 4.5.2), le associazioni di minerali argillosi riconosciute nelle successioni lagonegresi sono caratteristiche di un ambiente diagenetico relativamente profondo, il che non è in contrasto con i dati ricavati dalla cristallinità dell'illite.

4.2.5. Sintesi dei dati diffrattometrici

I dati mineralogici raccolti possono essere così sintetizzati:

- i campioni analizzati sono costituiti principalmente da fillosilicati e quarzo, con percentuali variabili di carbonati (cfr. figg. 4.1 e 4.2);
- fillosilicati sono costituiti principalmente da illite e l'interstratificato illite-smectite, e subordinatamente da clorite e caolinite (cfr. fig. 4.1); le percentuali relative dei minerali argillosi sono

- variabili;
 c) la cristallinità dell'illite (cfr. fig. 4.4) indicherebbe condizioni di seppellimento diagenetiche e non metamorfiche.

4.3. Geochimica: fluorescenza ai raggi X

Le caratteristiche geochimiche dei sedimenti silicei, insieme ai caratteri sedimentologici, rappresentano un importante mezzo per definire meglio le caratteristiche dell'ambiente di deposizione e definire le condizioni paleogeografiche. L'obiettivo principale è quello di discriminare il segnale detritico, legato agli elementi trasportati nelle matrici cristalline o in materiali litogeni, da quello non detritico. Nei sedimenti marini attuali, quest'ultimo è costituito dalla somma dei seguenti segnali (Chester, 1990, pag. 597): a) *biogenico*, cioè il materiale che costituisce i gusci degli organismi; b) *autigeno*, ovvero gli elementi che derivano in modo inorganico da materiale disciolto nell'acqua marina; c) *idrotermale*, che dipende dall'emissione di soluzioni di alta temperatura alla sommità delle dorsali; d) *diagenetico*, e cioè un segnale riciclato che riguarda elementi sensibili al redox (ad es. il Mn); ed infine e) *contaminante*, rappresentato dall'introduzione di materiale antropogenico negli oceani. In questo senso esiste un'ampia letteratura, sia sui fondi oceanici attuali (ad es. Böstrom, 1973; Karl, 1982; Karl *et alii*, 1992) che su quelli fossili, cioè le successioni ofiolitiche (ad es. Bonatti *et alii*, 1976; Barret, 1981; Karpoff *et alii*, 1988). Gli elementi utilizzati come indicatori ambientali comprendono Si, Fe, Mn, Mg, Al, B, P, Ba, Cu, La e Ce. Alcuni di questi sono caratteristici di più ambienti deposizionali, così sono stati proposti rapporti ed equazioni tra i diversi elementi. Ad esempio, i rapporti Alluminio-metallo, proiettati in appositi diagrammi, aiutano ad individuare le sorgenti detritiche e metallifere dei sedimenti (Böstrom, 1973; Karpoff *et alii*, 1988).

Nel presente studio sono stati selezionati 20 campioni (cfr. appendice A5), provenienti da differenti sezioni stratigrafiche (cfr. fig. 4.1), allo scopo di avere un quadro generale delle caratteristiche geochimiche delle litologie silico-argillose negli Scisti Silicei e di verificare l'esistenza o meno di un segnale non detritico di tipo idrotermale. Il numero limitato di campioni non consente di fare considerazioni sull'evoluzione del regime sedimentario oppure su variazioni areali all'interno del bacino di deposizione, ma rappresenta un campionario significativo delle principali litofacies presenti nelle successioni studiate. I risultati delle analisi sono riportati nell'appendice A 10.

4.3.1. Elementi e correlazioni

La composizione degli elementi maggiori evidentemente riflette la composizione mineralogica

dei campioni analizzati: tra gli elementi maggiori dominano il Si, l'Al ed il Fe, mentre il Ca è importante solo nei campioni provenienti dai Calcari Con Selce (MSCS2, BU 2640=) e dal flysch galestrino (K23.4700). Tra gli elementi in traccia dominano Zr, Rb, V e Ba. Qui di seguito verranno analizzati alcuni elementi particolarmente significativi nel discriminare il segnale detritico da quello non detritico.

ORIGINE E SIGNIFICATO DI SI, AL, FE, MN, CO, NI, CU, ZN, PB, LA E CE

Silicio. Negli oceani attuali, le due sorgenti principali della silice sono gli alluminosilicati detritici (sia terrigeni che vulcanoclastici) ed i gusci degli organismi biosilicei (principalmente radiolari, diatomee, silicoflagellati e spicole di spugna) (Heath, 1974; Berger, 1976). Contributi minori provengono dall'alterazione di argille e vetro vulcanico e dalle emanazioni idrotermali (Rona *et alii*, 1980).

Nei sedimenti della Formazione degli Scisti Silicei su cui è stata fatta l'analisi geochimica, la silice è contenuta nei fillosilicati e nel quarzo. L'analisi al microscopio ottico e alla catodoluminescenza indica che il quarzo è diagenetico e non detritico (cfr. cap. 2); esso ha sostituito i gusci opalini dei radiolari e/o un preesistente sedimento carbonatico. L'origine della silice in questo caso è chiaramente biogenica. La silice contenuta nei fillosilicati rappresenta invece la frazione detritica, poiché i minerali argillosi sono di origine detritica, come verrà discusso in seguito.

Per calcolare le proporzioni relative della sorgente biogenica e di quella detritica sono stati utilizzati i rapporti e le equazioni proposte da Heath & Dymond (1977) e Bishoff *et alii* (1979). La tabella della **fig. 4.5** mostra che la silice di origine idrotermale è assente; i valori negativi sono dovuti al fatto che la formula è stata proposta per sedimenti oceanici metalliferi in cui il Fe deriva principalmente dalle attività idrotermali dei ridge oceanici ed in cui l'Al è scarso. La silice detritica è stata calcolata utilizzando una proporzione tra SiO_2 e Al_2O_3 di 1:3.3; nel caso dei campioni analizzati si tratta evidentemente di un valore approssimativo, poiché la proporzione Si:Al varia all'interno dei minerali argillosi. Ad esempio, nella caolinite è di 1:1, nelle miche diottaedriche varia da 1:1 a 4:1, nella clorite è 2:1 e nelle smectiti di tipo montmorillonitico è 4:1.67 (Chamley, 1989, pp. 7-14). Se si confronta la silice biogenica calcolata con i dati geochimici con il quarzo misurato con la diffrazione ai raggi x (cfr. par. 4.2.1), si ottiene una correlazione diretta (**fig. 4.5b**); tuttavia questa correlazione diventa meno evidente all'aumentare delle percentuali di silice presente, probabilmente perché aumenta l'errore di calcolo della silice biogenica. Nei campioni analizzati, la percentuale di quarzo presente è quindi un buon indicatore della silice biogenica.

Alluminio. Nei sedimenti marini, l'alluminio deriva principalmente da sorgenti detritiche per oltre

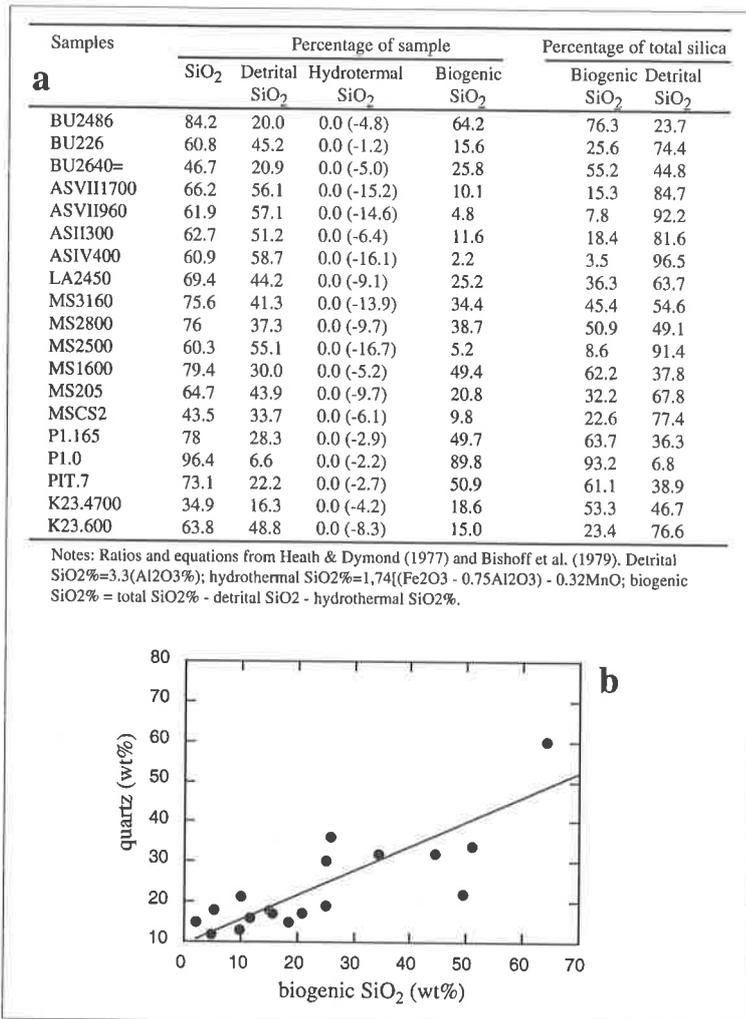


Fig. 4.5. Percentuali in peso di silice detritica e biogenica nei campioni delle successioni lagonegresi. Per ulteriori informazioni vedere il testo. a) Tabella dei contenuti in silice (in wt%). b) Diagramma di correlazione tra la silice biogenica (dati geochimici) e il quarzo (dati diffrattometrici).

Fig. 4.5. Detrital and biogenic silica weight percent in Lagonegro Domain samples. See text for further explanations. a) Table of silica contents (in wt%). b) Correlation diagram between biogenic silica (geochemical data) and quartz (diffractometry data).

vamente abbondante. Il rapporto Fe/Mn è molto maggiore di 3, il che indica che la maggior parte del Fe è di origine detritica. Non si può comunque escludere che parte del Mn originariamente presente sia migrato durante la diagenesi, giacché il Mn è molto mobile negli ambienti riducenti e, rispetto al Fe, precipita in ambienti più ossidanti.

Cobalto, Nichel, Rame, Zinco e Piombo. Negli ambienti «hydrogenous», in cui si è relativamente lontani dall'influenza diretta dell'attività vulcanica ed idrotermale delle dorsali, i sedimenti sono arricchiti in Co, Ni, Cu, Zn e Pb (Bonatti, 1981). In questo tipo di ambiente, all'interfaccia acqua-sedimento, si formano depositi argillosi ricchi nei metalli suddetti.

Nei campioni argillitici degli Scisti Silicei qui analizzati, questi metalli mostrano concentrazioni comparabili con quelle nei fanghi costieri (tabella 4.1).

Rispetto alle argille oceaniche dell'Atlantico e del Pacifico, le argilliti degli Scisti Silicei sono impoverite

l'80% (Chester, 1990, pag. 604). Nei campioni delle successioni lagonegresi qui analizzati, si ritrova essenzialmente nei minerali argillosi (cfr. par. 4.2.2 e fig. 4.3). La sua percentuale è quindi direttamente proporzionale alla quantità di minerali argillosi presenti.

Ferro e Manganese.

Nei fondi oceanici attuali, alte concentrazioni di Fe e Mn autigeni caratterizzano i sedimenti degli ambienti idrotermali degli spreading ridges (Bonatti, 1981). In tali sedimenti il rapporto Fe/Mn si approssima a 3 (Böstrom, 1973; Bishoff et alii, 1979). Nelle altre aree dei fondi oceanici, mentre il Mn conserva il suo carattere autigeno, il Fe è per circa l'80% di origine detritica (Chester, 1990, pag. 604).

Nei campioni delle successioni lagonegresi analizzati, il tenore in Mn è molto basso (<0.1), mentre il Fe è relati-

| Trace elements | Near-shore mud | Deep-sea carbonate | Atlantic deep-sea clay | Pacific deep-sea clay | Active ridge sediment | Fe-Mn nodules | Scisti Silicei shale* |
|----------------|----------------|--------------------|------------------------|-----------------------|-----------------------|---------------|-----------------------|
| Cr | 100 | 11 | 86 | 77 | 55 | 10 | 79 |
| V | 130 | 20 | 140 | 130 | 450 | 590 | 104 |
| Ga | 19 | 13 | 21 | 19 | ----- | 17 | 17 |
| Cu | 48 | 30 | 130 | 570 | 730 | 3300 | 37 |
| Ni | 55 | 30 | 79 | 293 | 430 | 5700 | 66 |
| Co | 13 | 7 | 38 | 116 | 105 | 3400 | 33 |
| Pb | 20 | 9 | 45 | 162 | ----- | 1500 | 9 |
| Zn | 95 | 35 | 130 | ----- | 380 | 3500 | 88 |

*mean from 11 samples (ASII 300, LA 2450, MS 1600, MS 3160, MS 2500, MS 2800, ASVII 960, ASVII 1700, ASIV 400, PI.165, K23.600)

Tabella 4.1. Concentrazione di alcuni elementi in traccia nei depositi di mare profondo e nelle argilliti degli Scisti Silicei (in p.p.m.). I dati dei depositi di mare profondo provengono da Chester & Aston (1976), in Chester (1990).

Table 4.1. The concentrations of some trace elements in deep-sea deposits and in the Scisti Silicei shales (in p.p.m.). Data for deep-sea deposits after Chester & Aston (1976), in Chester (1990).

in Cu, Ni, Co, Pb e Zn, ma la differenza è meno accentuata nei confronti delle argille atlantiche. Queste ultime presentano concentrazioni abbastanza prossime a quelle dei fanghi costieri, se si eccettua Cu e Zn; ciò è dovuto ad un maggior apporto detritico nell'Atlantico rispetto al Pacifico (Chamley, 1989).

Dalla tabella 4.1 si evince che nelle argilliti degli Scisti Silicei manca il segnale autigeno, rappresentato da Cu, Ni, Co, Pb e Zn.

Lantanio e Cerio. L'abbondanza di La nelle rocce sedimentarie riflette l'abbondanza totale delle terre rare (REE), perché quest'ultime hanno proprietà chimico-fisiche molto simili (Henderson, 1984). La sorgente delle terre rare nei sedimenti di mare profondo è controversa, ma generalmente si assume che sia principalmente non detritica (Piper, 1974; Karl et alii, 1992). Nei sedimenti pelagici di mare profondo, il Ce è tipicamente impoverito rispetto alle altre terre rare, mentre non lo è nei sedimenti terrigeni di mare poco profondo (Murray et alii, 1990), né nei sedimenti pelagici eolici (Olivarez et alii, 1991).

Nei campioni delle successioni lagonegresi, il Ce mostra concentrazioni all'incirca doppie rispetto al La. Come si vedrà in seguito, questi elementi, insieme a diversi altri, sono strettamente correlati in modo positivo con l'Al (cfr. fig. 4.9). Questo indicherebbe che la loro origine, nei campioni analizzati, è detritica e non autigena.

CONFRONTO CON ALTRI SEDIMENTI SILICEI

Il rapporto $Al / (Al + Fe + Mn)$ è un indice della componente detritica argillosa, e generalmente un valore maggiore di 0.4 viene interpretato come un'indicazione di sorgente detritica nei sedimenti marini (Boström, 1973). Questo rapporto è stato utilizzato per costruire un diagramma (fig. 4.6) per rappresentare i contributi relativi degli elementi terrigeni (Al, Fe, Ti) ed idrotermali (Fe, Mn) nei sedimenti pelagici (Boström, 1973). I dati provenienti dalle successioni lagonegresi sono stati plottati in questo diagramma. La maggior parte cade in prossimità della curva ideale di miscelamento tra sedimenti idro-

termali (come definiti nell'East Pacific Rise da Boström, 1973) e media dei sedimenti terrigeni, in prossimità dei fanghi silicei e dei materiali terrigeni. In questo diagramma sono stati proiettati anche i dati provenienti dai mudstone silicei delle selci giurassiche dell'Appennino settentrionale associati alle ofioliti (Complesso di Vara, Barret, 1981). I mudstone e mudshale degli Scisti Silicei sono composizionalmente paragonabili ai mudstone silicei non immediatamente sovrastanti le ofioliti.

In conclusione la figura 4.6 mostra che i campioni analizzati non mostrano influenza di attività idrotermale e che il segnale geochimico dominante è di tipo detritico.

CALCOLO ED INTERPRETAZIONE DELLE CORRELAZIONI TRA GLI ELEMENTI

Nei paragrafi precedenti abbiamo visto che alcuni elementi rappresentano essenzialmente un segnale detritico (ad es. Al), altri un segnale autigeno-idrotermale (Mn, Co, Ni etc.), altri ancora li possono

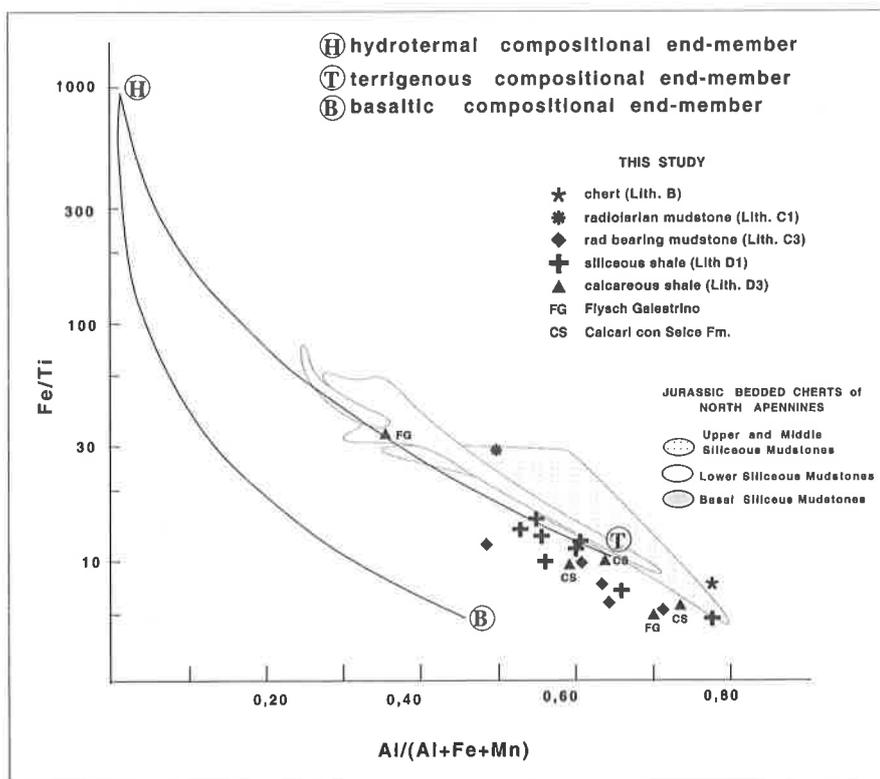


Fig. 4.6. Diagramma binario di Boström (1973) per rappresentare i contributi relativi degli elementi terrigeni (Al, Fe, Ti) ed idrotermali (Fe, Mn) nei sedimenti pelagici. I dati provenienti dai campioni analizzati cadono in prossimità dei fanghi silicei e dei materiali terrigeni. I mudstone e mudshale degli Scisti Silicei sono composizionalmente paragonabili ai mudstone silicei delle selci giurassiche dell'Appennino settentrionale non immediatamente sovrastanti le ofioliti appenniniche (Complesso di Vara, Barret, 1981). La figura mostra che i campioni analizzati non rivelano influenza di attività idrotermale (da Barret, 1981, modificato).

Fig. 4.6. Boström (1973) diagram of terrigenous (Al, Fe, Ti) versus hydrothermal (Fe, Mn) elements, in pelagic sediments. Analyzed samples from the Scisti Silicei Fm. do not show a hydrothermal influence, moreover they are similar to the Jurassic bedded cherts of Northern Apennines not directly overlying the pillow lavas (Vara Complex, Barret, 1981). After Barret, 1981, modified.

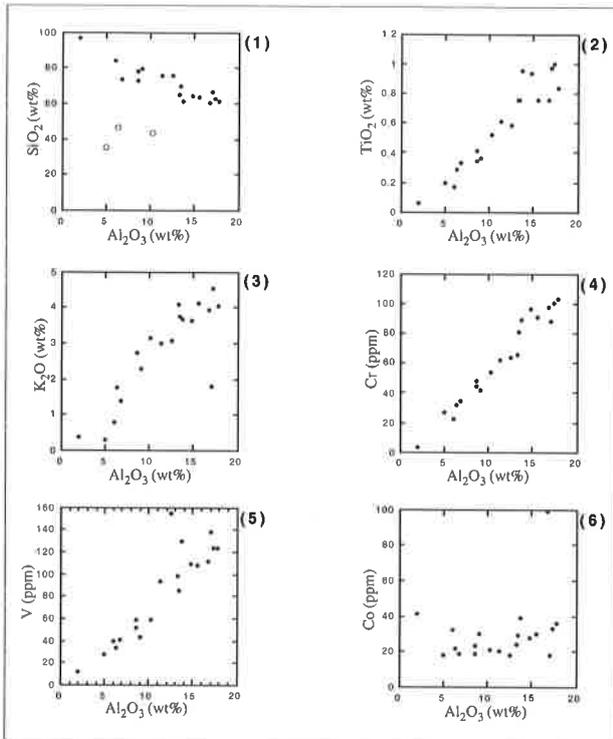


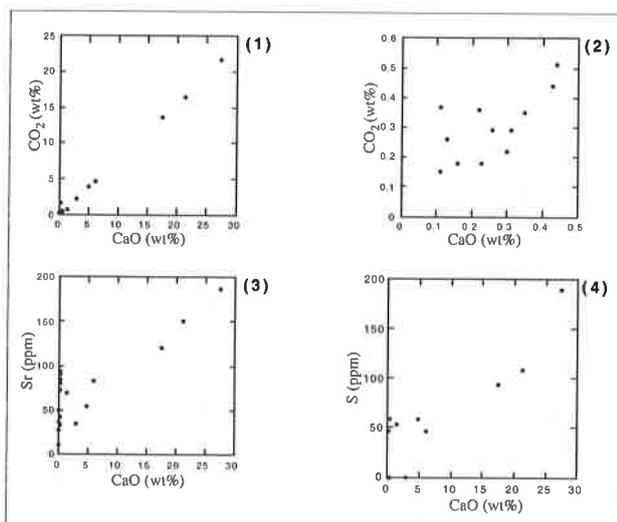
Fig. 4.7. Diagrammi binari di correlazione tra Al_2O_3 ed alcuni elementi. Il diagramma 1 mostra una correlazione inversa tra Al e Si, se si escludono i cerchi vuoti. Questi ultimi indicano i campioni provenienti dal flysch galestrino e dai Calcari Con Selce, caratterizzati da tenori in $SiO_2 < 50\%$ (e tenori di $CaO > 15\%$). La correlazione inversa indica che la Si non è di origine detritica, ma biogenica. Una forte correlazione diretta esiste invece tra Al_2O_3 e molti altri elementi, come ad esempio TiO_2 (diagr. 2), K_2O (diagr. 3), Cr (diagr. 4) e V (diagr. 5), il che suggerisce che siano anch'essi di origine detritica. Alcuni elementi non mostrano invece alcuna correlazione con Al_2O_3 , come ad esempio il Co (diagr. 6).

Fig. 4.7. Correlation binary diagrams between Al_2O_3 and some elements. Diagram 1 shows a negative correlation between Al and Si, except for empty circles. These represent samples from flysch galestrino fm. and Calcari Con Selce Fm., with $SiO_2 < 50\%$ (and $CaO > 15\%$). Negative correlation indicates that Si is biogenic and not detrital. A strong positive correlation does exist between Al_2O_3 and many other elements, like TiO_2 (diagr. 2), K_2O (diagr. 3), Cr (diagr. 4), and V (diagr. 5), suggesting a detrital origin. Some other elements are not correlated with Al_2O_3 , e.g. Co (diagr. 6).

rappresentare entrambi (ad es. Fe, Si). In generale, se in una popolazione di campioni, due elementi variano statisticamente allo stesso modo, è possibile che essi abbiano una comune origine. Per individuare eventuali correlazioni tra gli elementi, si sono costruiti dei diagrammi binari, si è calcolata la matrice di correlazione lineare e le componenti principali. Tutti questi metodi permettono di suddividere gli elementi in tre gruppi, interpretabili come il segnale di tre differenti sorgenti dei sedimenti.

Diagrammi binari. Sia gli elementi maggiori che gli elementi in traccia sono stati confrontati con l' Al_2O_3 , poiché, come già detto, l'Al nelle rocce sedimentarie, insieme al Fe, è per oltre l'80% di origine detritica. Alcuni di questi diagrammi sono mostrati nelle figg. 4.7 e 4.8.

I diagrammi della fig. 4.7 mettono a confronto l'Al



con alcuni elementi. Una buona correlazione positiva esiste tra Al e gli elementi in traccia Zr, Rb, Ga, Cr (diagr. 4), V (diagr. 5), Ce, Ba, e La. Il fatto che questi elementi siano in covarianza con l'Al suggerisce che siano anch'essi di origine detritica. Invece Zn, Cu, Ni e Co (diagr. 6) non mostrano alcuna correlazione con l'Al; questo ben si accorda con un'origine hydrogenous (cfr. par. 4.3.1) di questi elementi. Nel diagramma 1 della fig. 4.7, se si considerano tutti i dati, la SiO_2 non mostra alcuna correlazione con l' Al_2O_3 ; se invece si escludono i campioni contenenti i carbonati, allora si nota una correlazione inversa. Ciò indica che la silice rappresenta principalmente un segnale diagenetico-biogenico.

Lo Sr e lo S, insieme al C, sono invece positivamente correlati con il Ca (fig. 4.8). La correlazione tra C, Sr e Ca dipende dalla struttura mineralogica della calcite, mentre non è chiaro perché lo S sia correlato con il Ca.

Matrice di Pearson. Le correlazioni esistenti tra i diversi elementi possono essere espresse numericamente mediante i coefficienti di correlazione, riportati nell'appendice A 11. Più il coefficiente di correlazione si avvicina all'unità, più la correlazione è alta; il segno meno indica che la correlazione è inversa. Evidentemente queste correlazioni sono in

Fig. 4.8. Diagrammi binari di correlazione di CaO con alcuni elementi. La correlazione positiva con CO_2 (diagr. 1 e 2) e con Sr (diagr. 3) dipende dalla composizione mineralogica della calcite. Una correlazione positiva esiste anche tra CaO e S (diagr. 4).

Fig. 4.8. Correlation binary diagrams among CaO and various elements. Positive correlation with CO_2 (diagr. 1 e 2) and Sr (diagr. 3) depends on mineralogic composition of calcite. CaO and S correlate positively too (diagr. 4).

accordo con quanto già visto con i diagrammi binari. La matrice mostra che Al, Ti, K, H, Zr, Cr, Ba, Ce e La hanno indici di correlazione superiori a 0.8 e sono quindi fortemente correlati fra loro. Non esiste invece alcuna correlazione tra Si e Al. Una forte correlazione esiste tra Ca, C, Sr e S. Si noti infine che Co, Ni, Cu e Zn non si correlano né tra loro né con altri elementi.

Componenti principali. Un modo alternativo di rappresentare le correlazioni esistenti tra i diversi elementi è mostrato nella **fig. 4.9**. Questa rappresentazione grafica, ottenuta processando i dati col metodo delle componenti principali (cfr. app. A 4) permette di individuare dei gruppi all'interno degli elementi; ogni gruppo è costituito da elementi geneticamente correlati tra loro. Nella figura 4.9 si riconoscono tre gruppi: 1) gruppo comprendente Ti, Al, Na, K, Zr, Rb, Ga, Cr, V, Ce, Ba, e La; 2) gruppo del Ca, C, Sr e S; 3) gruppo composto solo dal Si. Le informazioni sono esattamente le stesse che si ricavano dai diagrammi binari e dalla matrice di correlazione, ma il metodo delle componenti principali ha il vantaggio di riassumerle in forma grafica e di immediata lettura.

Riassumendo, in base alle correlazioni calcolate, gli elementi chimici si possono così separare: 1) Ti, Al, Na, K, Zr, Rb, Ga, Cr, V, Ce, Ba, e La; 2) Ca, C, Sr e S; 3) Si. I primi due gruppi comprendono elementi correlati positivamente tra di loro; al loro interno le concentrazioni degli elementi variano in modo direttamente proporzionale tra loro.

INTERPRETAZIONE. I tre gruppi individuati corrispondono alle tre componenti mineralogiche principali dei campioni: 1) la componente argillosa (fillosilicati), costituita dagli elementi chimici del gruppo dell'Al (Ti, Al, Na, K, Zr, Rb, Ga, Cr, V, Ce, Ba, e La), rappresenta il segnale detritico-terrigeno; 2) la componente carbonatica (essenzialmente calcite), costituita dal gruppo del Ca (Ca, C, e Sr), rappresenta il segnale detritico-carbonatico; 3) la componente

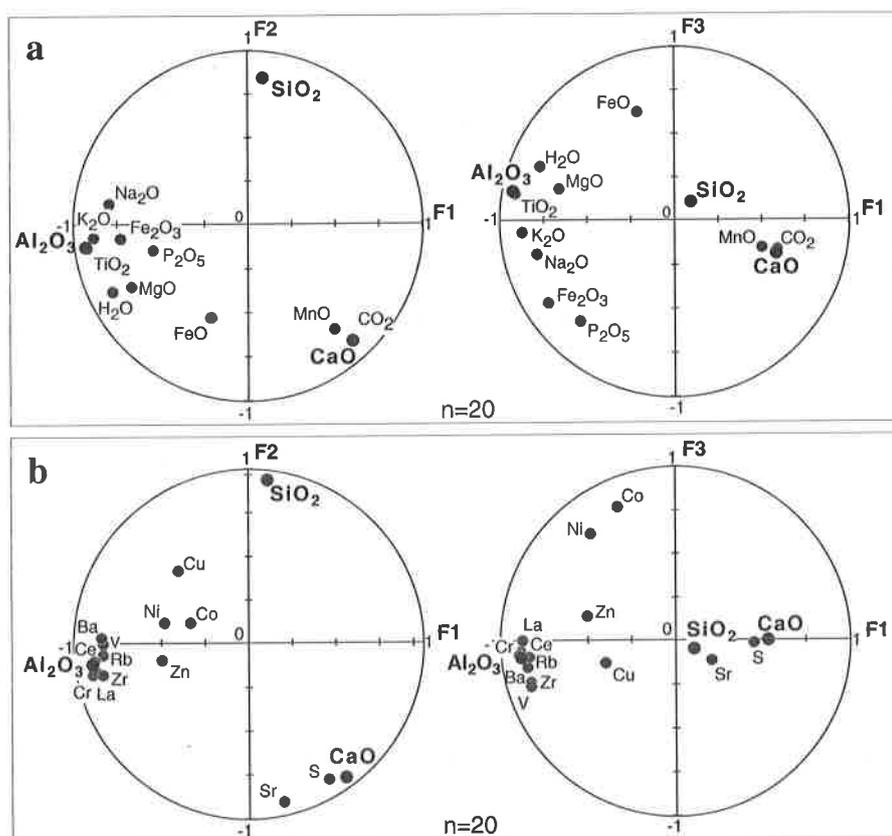


Fig. 4.9. Componenti principali degli elementi chimici; a) elementi maggiori, b) elementi in tracce. I vettori F1, F2 e F3 sono calcolati mediante l'analisi delle componenti principali; ognuno di essi è costituito da più variabili aventi caratteristiche comuni tra loro e diverse rispetto a quelle delle variabili costituenti gli altri vettori. Quanto più gli elementi cadono verso l'esterno, tanto più sono correlabili tra loro. Gli elementi concentrati in una stessa area sono geneticamente legati e sono riconducibili ad uno stesso processo geologico. Sono individuabili tre gruppi: 1) gruppo dell'Al₂O₃, 2) gruppo del CaO e 3) SiO₂. Il primo gruppo rappresenta l'apporto terrigeno, il secondo gruppo l'apporto carbonatico, ed il terzo l'apporto biosiliceo e/o la silicizzazione durante la diagenesi.

Fig. 4.9. Principal components of elements; a) major elements, b) trace elements. Vectors F1, F2 e F3 are calculated by principal components analysis. Al₂O₃ group represents the detrital input, CaO group is the carbonate sedimentation and SiO₂ biosiliceous input and/or diagenetic silicification.

silicea (quarzo diagenetico derivante da silice biogenica), costituita dal Si, rappresenta il segnale diagenetico-biogenico.

Queste tre componenti sono state utilizzate per costruire un diagramma triangolare (**fig. 4.10**) in cui sono proiettati i campioni. Tutti i campioni provenienti dagli Scisti Silicei cadono in una stessa area, molto prossima al polo SiO₂, mentre i campioni provenienti dai Calcari Con Selce e dal flysch galestrino cadono verso il polo del CaO. Evidentemente questo diagramma è equivalente al diagramma triangolare della **fig. 4.2**, poiché SiO₂, Al₂O₃ e CaO sono essenzialmente l'equivalente geochimico di quarzo, fillosilicati e carbonati.

4.3.2. Sintesi dei dati geochimici

Le analisi geochimiche possono essere riassunte nei seguenti punti:

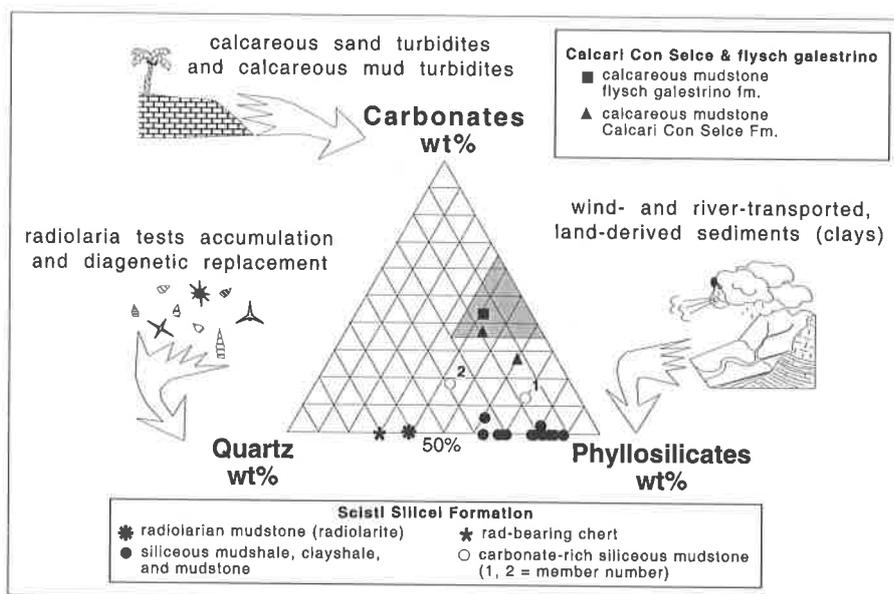


Fig. 4.10. Diagramma triangolare $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$. La SiO_2 va da 50% a 100%, CaO e Al_2O_3 da 0% a 50%. I punti spostati verso il polo CaO sono campioni appartenenti ai Calcarei Con Selce ed al flysch galestrino. Tutti i campioni degli Scisti Silicei sono dominati dalla componente silicea.

Fig. 4.10. Diagram $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$. SiO_2 range is from 50% to 100%, CaO and Al_2O_3 ranges are from 0% to 50%. Samples from Calcarei Con Selce and flysch galestrino are next to CaO pole. All Scisti Silicei samples are silica-dominated.

a) i campioni della Formazione degli Scisti Silicei sono caratterizzati da un chiaro segnale detritico, rappresentato dall'Al e dagli elementi ad esso correlati, associato ad un segnale diagenetico-biogenico, rappresentato dal Si; il Ca è assente o comunque inferiore a quello contenuto nei Calcarei Con Selce e nel flysch galestrino (cfr. figg. 4.9 e 4.10);

b) gli elementi come Mn, Pb, Zn, Cu, Ni, e Co, che caratterizzano ambienti idrotermali o hydrogenous, sono scarsi. Dominano gli elementi di origine detritica come Zr, Rb, V e Ba. La composizione geochimica è comunque paragonabile sia ai fanghi costieri che ai sedimenti terrigeni oceanici (cfr. tabella 4.1).

4.4. Minerali argillosi della sezione di Calvello

Dall'analisi mineralogica di 20 campioni delle successioni lagonegresi, discussa nel par. 4.2, è emerso che i campioni provenienti dal flysch galestrino sono più ricchi in caolinite rispetto a quelli provenienti dagli Scisti Silicei e dai Calcarei Con Selce (cfr. fig. 4.1). La variazione di caolinite all'interno di una successione sedimentaria può rappresentare un segnale paleoclimatico e/o paleogeografico (Chamley, 1989). Per verificare quindi se esisteva un incremento in caolinite nella parte terminale della Formazione degli Scisti Silicei, si è deciso di campionare in dettaglio l'affioramento di Calvello, poiché è l'unico in cui affiora il passaggio al flysch galestrino. Per le analisi diffrattometriche sono stati selezionati 22 campioni provenienti soprattutto dagli intervalli argillosi, sono inoltre stati prelevati alcuni campioni anche dalle altre litologie presenti. Su tali campioni, elencati nell'appendice A 6, è stata eseguita l'analisi diffrattometrica sulla roccia totale e sulla frazione $<2\mu$. Alcuni campioni sono stati selezionati per analisi diffrattometrica sulla frazione compresa tra 2 e 16μ e

per analisi agli infrarossi. Le percentuali dei minerali presenti sono riportate nelle appendici A12 e A13. Nella fig. 4.11 è rappresentata l'ubicazione dei campioni nella colonna stratigrafica e la composizione mineralogica della roccia totale e quella dei minerali argillosi della frazione $<2\mu$.

4.4.1. Diffrattometria sulla roccia totale

Nei campioni analizzati, provenienti dal Membro (4) della Formazione degli Scisti Silicei, i fillosilicati sono sempre un componente principale (maggiori del 25%), mentre il quarzo è un componente principale soltanto nei mudstone a radiolari e nei diaspri (litofacies C e B). Piccole percentuali di albite possono essere presenti. I carbonati sono tipicamente assenti.

I fillosilicati vanno dal 29% al 98% (si ricorda che questa percentuale è calcolata sommando le percentuali precedenti e sottraendole a 100); saranno trattati in dettaglio nel paragrafo successivo.

La percentuale di quarzo varia da un minimo del 2% ad un massimo di 70%. Le litologie argillose (litofacies D) hanno percentuali in quarzo comprese tra 2 e 25%, mentre le litologie silicee hanno un contenuto compreso tra il 40 ed il 70%. I due campioni più ricchi in quarzo sono il B2105 (un diaspro) ed il B2510 (una calcilutite totalmente silicizzata a laminazione parallela).

La composizione mineralogica è stata proiettata in un diagramma ternario quarzo-fillosilicati-albite, mostrato nella fig. 4.12. In questo diagramma sono ben differenziate le diverse litologie. Evidentemente i campioni più argillosi (litofacies D) cadono in prossimità del polo dei fillosilicati, mentre i diaspri (litofacies B) cadono verso il polo del quarzo. I mudstone a radiolari (litofacies C) hanno valori intermedi. La litofacies B mostra una più alta percentuale di quarzo rispetto alla litofacies C perché sia la matrice che i grani sono quasi interamente

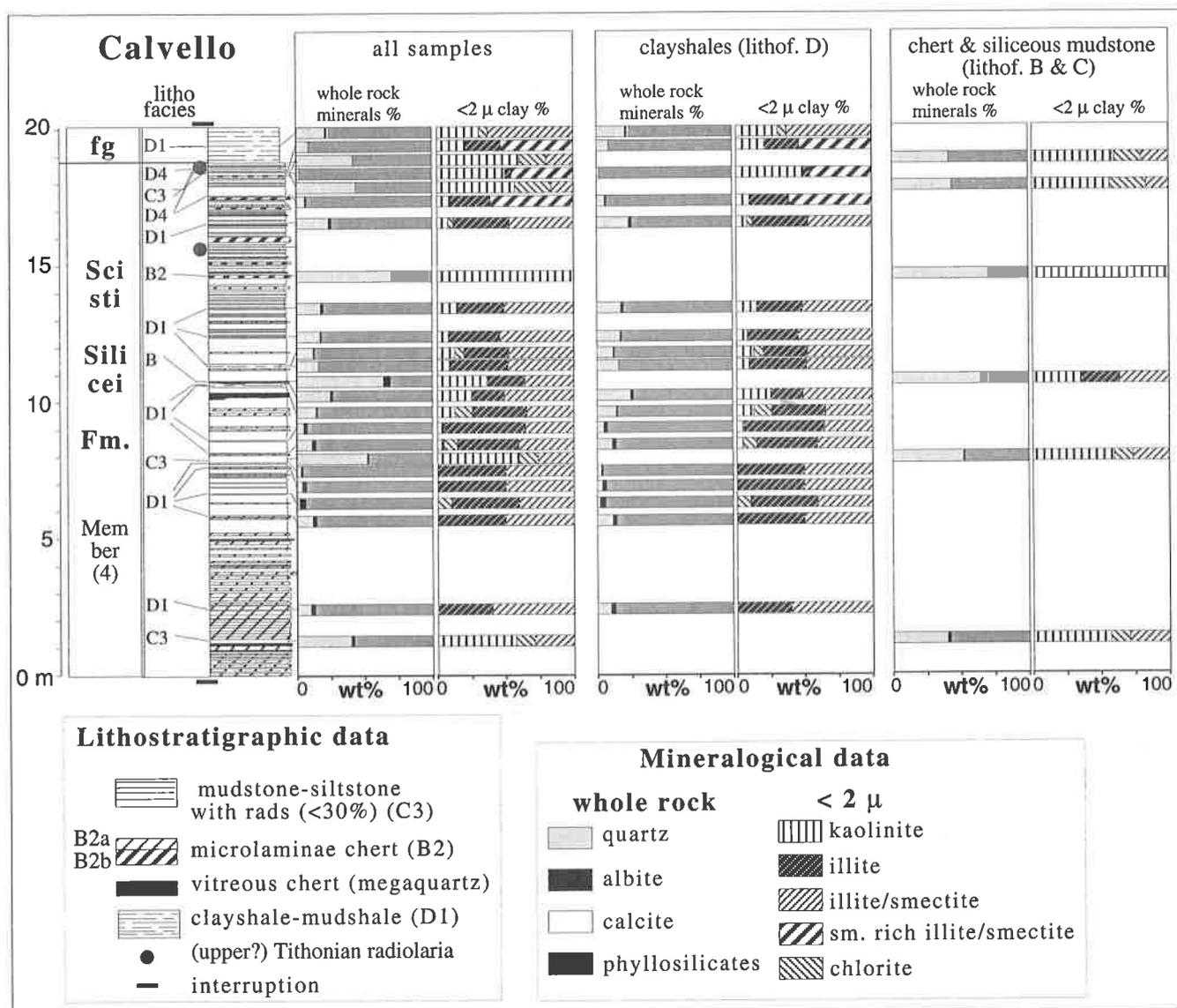


Fig. 4.11. Composizione mineralogica e minerali argillosi di lutiti silicee (mudstones e clayshales), Membro (4) della Formazione degli Scisti Silicei, sezione di Calvello.

Fig. 4.11. Mineralogic composition and clay minerals of siliceous mudstones and clayshales, Member (4), Scisti Silicei Formation, Calvello section.

costituiti di quarzo diagenetico; il contenuto in quarzo nella litofacies C dipende dalla quantità di radiolari presenti, poiché la matrice è essenzialmente argillosa.

4.4.2. Diffrazione sulla frazione <2μ

Anche nei campioni provenienti dal Membro (4) della sezione di Calvello sono presenti i fillosilicati clorite, illite, caolinite e l'interstratificato illite-smectite, a cui può essere associato o meno il quarzo. Le percentuali relative dei diversi costituenti sono fortemente dipendenti dalle litofacies.

Nella fig. 4.11, i dati diffrattometrici sono stati rappresentati in forma grafica. La prima coppia di colonne comprende tutti i campioni analizzati, la seconda coppia contiene soltanto le litofacies argillose (quarzo < 25%), la terza quelle silicee. Come si può

constatare confrontando le colonne della frazione <2μ fra loro, le associazioni di minerali argillosi delle litologie silicee hanno una composizione (al 100% di minerali argillosi) più costante rispetto a quelle argillose. In particolare i mudstone a radiolari (litofacies C3, 4 campioni) è caratterizzata da caolinite, illite/smectite e clorite; l'illite è assente. La calcilutite silicizzata contiene soltanto caolinite, mentre il diaspro (litofacies B) contiene caolinite, illite e illite/smectite. Quest'ultimo ha una composizione paragonabile a quella delle litofacies argillose.

Le argilliti (litofacies D) mostrano una maggiore variabilità nella composizione. I clayshale-mudshale silicei (litofacies D1) della parte bassa della sezione sono caratterizzati da illite e illite/smectite, piccole quantità di clorite e assenza di caolinite. A partire dal campione B1840, la caolinite è sempre presente e

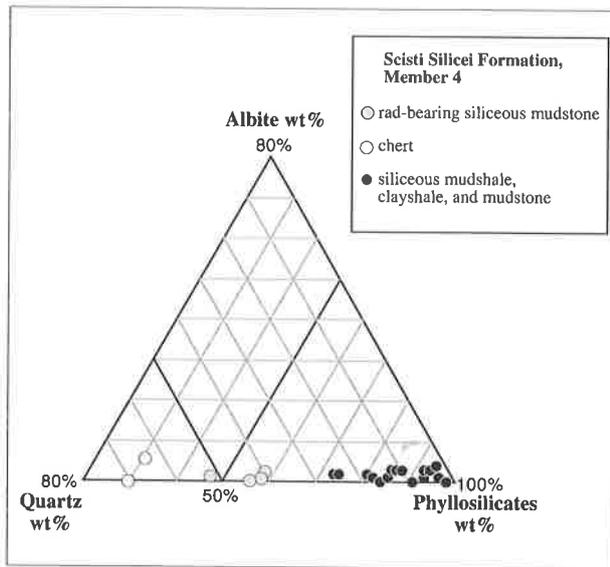


Fig. 4.12. Mineralogia dei campioni del Membro Dell'Acqua Sulfurea (4), Formazione degli Scisti Silicei, nel diagramma ternario quarzo (QTZ) - fillosilicati (PHYLLO) - albite (AB), secondo i dati diffrattometrici su roccia totale (wt%). Per l'ubicazione dei campioni si veda la fig. 4.11.

Fig. 4.12. Scisti Silicei Fm., Member (4). Samples mineralogy in a ternary diagram quartz (QTZ) - phyllosilicates (PHYLLO) - albite (AB), according to the whole rock diffractometry data (wt%). Location of samples in fig. 4.11.

tende ad aumentare verso l'alto. Nella parte terminale della sezione sono presenti tre livelli di argilla plastica verdastra, tipo bentonite (litofacies D4); si contraddistingue per l'abbondanza di illite/smectite ricca in smectite e per una struttura semiordinata ($R > 0.5$, secondo Moore & Reynolds, 1989), abbondanza di caolinite e presenza di illite.

4.4.3. Analisi diffrattometriche ai raggi infrarossi

Ai fini interpretativi, è importante distinguere il tipo di smectite contenuto nell'interstratificato e l'origine detritica o diagenetica della caolinite. Questo è possibile mediante l'utilizzo della diffrattometria ai raggi infrarossi. A tale scopo sono stati selezionati un campione ricco in smectite (B2798) ed uno ricco in caolinite (B2894) e su di essi si è eseguita un'analisi ai raggi infrarossi. L'interpretazione degli spettrogrammi ottenuti (appendice A 14) è stata fatta seguendo Wilson (1994).

Il diffrattogramma riguardante la smectite è di difficile interpretazione poiché la smectite non è pura, ma è presente come interstratificato nell'illite/smectite; l'andamento suggerisce che potrebbe trattarsi di montmorillonite (Wilson, 1994, pp. 24-26); in questo caso potrebbe essere il prodotto d'alterazione sottermarina di materiali vulcanici.

Nelle rocce sedimentarie, la caolinite è princi-

palmente di origine detritica (Hower et alii, 1976), tuttavia essa può formarsi per caolinitizzazione della smectite durante la diagenesi precoce (Ahn & Peacor, 1987). Nel campione analizzato, la caolinite presenta il diffrattogramma tipico della struttura disordinata; questo indica che la caolinite è di origine detritica.

4.4.4. Sintesi dei dati diffrattometrici della sezione di Calvello

I dati mineralogici raccolti possono essere così sintetizzati:

a) i campioni analizzati sono costituiti da fillosilicati e quarzo, i carbonati sono assenti (cfr. figg. 4.11 e 4.12);

b) il tipo di fillosilicati presenti dipende fortemente dalle litofacies;

c) i campioni silicei (litofacies B e C) mostrano una composizione relativamente costante, con caolinite ed illite/smectite; l'illite è generalmente assente (cfr. fig. 4.11);

d) i campioni argillosi (litofacies D) sono costituiti principalmente da illite, l'interstratificato illite-smectite, caolinite e subordinatamente da clorite (cfr. fig. 4.11); le percentuali relative dei minerali argillosi sono variabili;

e) nelle litofacies argillose, la caolinite tende ad aumentare spostandosi verso il passaggio stratigrafico con il flysch galestrino (cfr. fig. 4.11); i raggi infrarossi indicano che si tratta di caolinite di origine detritica (cfr. app. A 14);

f) in alcuni campioni, poco prima del passaggio al flysch galestrino, alcuni campioni contengono illite/smectite ricca in smectite (cfr. fig. 4.11); i raggi infrarossi indicano che si tratta probabilmente di montmorillonite (cfr. app. A 14).

4.5. Discussione sui minerali argillosi

4.5.1. Significato paleoclimatico e paleotettonico delle argille

Minerali argillosi e clima

La caolinite, la smectite, l'illite e la clorite sono i componenti dominanti nei sedimenti oceanici attuali e possono fornire utili indicazioni climatiche. Generalmente la caolinite si forma in condizioni di intensa alterazione e dilavamento, in suoli acidi, con clima caratterizzato da temperature elevate e abbondanti precipitazioni. Negli oceani attuali la caolinite raggiunge la sua massima concentrazione alle basse latitudini, e diminuisce rapidamente allontanandosi dalle piattaforme continentali (Griffin et alii, 1968). La clorite invece caratterizza le alte latitudini, mentre l'illite e la smectite hanno una distribuzione più complessa. La formazione dell'illite probabilmente non ha un significato climatico particolare

(Hallam et alii, 1991), ma qualche autore (Singer, 1984) considera l'illite con alta cristallinità come formatasi in condizioni fredde o secche con un'idrolisi minima. Abbondanti quantità di clorite indicherebbero invece un weathering minimo, ad esempio con alterazione subaerea di rocce metamorfiche in zone a forte pendenza (Chamley, 1989).

Semplificando molto, si può dire che la caolinite si forma a causa di intensa degradazione in climi tropicali (caldi e umidi), mentre l'illite e la clorite si originano da un weathering moderato, in climi più temperati. Questo tuttavia è vero soltanto se le terre emerse hanno il tempo di equilibrarsi con le condizioni climatiche: nel caso di sollevamento rapido e in aree di forte pendenza la degradazione intensa non è possibile, anche se ci si trova in un clima caldo-umido. Oltre alla tettonica, anche il trasporto può indebolire o cambiare il segnale originario. Uno dei motivi è la tendenza della caolinite a depositarsi velocemente, contro la tendenza della smectite a rimanere in sospensione e a depositarsi più al largo (Darsac, 1983). Peraltro una volta depostesi, le argille possono essere rielaborate dalle correnti di fondo e ulteriormente trasportate.

Processi diagenetici

Si ritiene che i minerali argillosi trasportati nei bacini non subiscano cambiamenti mineralogici durante il tragitto (Millot, 1964). Le trasformazioni si verificano principalmente durante la diagenesi

profonda: la trasformazione più importante è l'illitizzazione della smectite. All'aumentare della profondità di seppellimento, la smectite assorbe K dal K-feldspato trasformandosi nell'interstratificato disordinato illite/smectite. Contemporaneamente si ha la formazione di clorite e consunzione del K-feldspato. La trasformazione comincia intorno ai 2 Km di profondità e si completa intorno ai 3-4 Km (Hower, 1981).

4.5.2. Origine e diagenesi dei minerali argillosi degli Scisti Silicei

Le associazioni argillose identificate nel presente studio sono quelle comunemente presenti nelle successioni marine (Chamley, 1989). La frazione argillosa <2µ è costituita da illite, clorite, caolinite, e l'interstratificato illite-smectite. Per quanto detto sopra, tali associazioni si possono considerare di origine detritica, e parzialmente modificate dalla diagenesi.

La fig. 4.13 riassume gli ambienti di origine delle argille, il tipo di processo dai cui si sviluppano ed il tipo di informazioni che si possono trarre. Come si vede dal diagramma, illite, illite-smectite e clorite possono avere sia un'origine detritica che diagenetica.

Nei campioni analizzati, la presenza di due tipi di illite -un'illite pura ed una interstratificata- e l'assenza di smectite pura (generalmente presente in questo tipo di associazioni) suggeriscono due origini differenti.

| | | main processes | genesis environment | clay minerals | informations on | | | | | | | | | | | | |
|---|---|----------------|---|---------------|---|---|---|---|---|---|---|-----|-----|---------------------|---------------|------------------|--------------------------|
| common minor kaolinite illite smectite chlorite glauconite Illite/smec. transport | <table border="1"> <tr><td></td><td>K</td></tr> <tr><td></td><td>I</td></tr> <tr><td>s</td><td>S</td></tr> <tr><td>c</td><td>C</td></tr> <tr><td>g</td><td>G</td></tr> <tr><td>i/s</td><td>I/S</td></tr> </table> | | K | | I | s | S | c | C | g | G | i/s | I/S | mechanical heritage | emerged lands | K I S C g i/s | - climate - tectonics |
| | | | K | | | | | | | | | | | | | | |
| | I | | | | | | | | | | | | | | | | |
| s | S | | | | | | | | | | | | | | | | |
| c | C | | | | | | | | | | | | | | | | |
| g | G | | | | | | | | | | | | | | | | |
| i/s | I/S | | | | | | | | | | | | | | | | |
| sea | shallow | G | - climate - water circulation - bottom topography | | | | | | | | | | | | | | |
| | | neoformation | deep | g | | | | | | | | | | | | | |
| | | | submarine high (partly confined) | G | - chemical and physical characteristics of sediment-water interface | | | | | | | | | | | | |
| | | | hydrogenous | s | | | | | | | | | | | | | |
| | | transformation | low T | s | | | | | | | | | | | | | |
| | | | hydrothermal | c | | | | | | | | | | | | | |
| | | | high T | | | | | | | | | | | | | | |
| | | diagenesis | early | s | - burial | | | | | | | | | | | | |
| | | | late | I/S I C | | | | | | | | | | | | | |

Fig. 4.13. Origine ed interpretazione dei minerali argillosi degli Scisti Silicei. Sono indicati gli ambienti di origine, il tipo di processo da cui si originano le argille ed il tipo di informazioni che tali argille possono dare. Si veda il testo per ulteriori spiegazioni.

Fig. 4.13. Origin and interpretation of clay minerals found in the Scisti Silicei Fm. See text for further explanations.

L'interstratificato illite-smectite, dalla struttura disordinata e con più del 65% di illite, avrebbe un'origine diagenetica, con l'illitizzazione della smectite a spese del K-feldspato e produzione di illite, clorite e quarzo. L'illite pura avrebbe invece un'origine detritica.

La clorite è un componente secondario (10%) e di origine parzialmente diagenetica, poiché si ritrova come costituente o riempimento dei gusci dei radiolari; la sua percentuale coincide con quella che può originarsi durante la diagenesi (Chamley, 1989).

La caolinite è essenzialmente di origine detritica, e nei campioni analizzati mostra una forte variabilità, che dipende anche dalle litofacies. Nella parte superiore degli Scisti Silicei, nella sezione di Calvello, nelle litofacies più argillose la caolinite mostra una tendenza all'aumento.

Aumento di caolinite nelle argilliti della parte terminale degli Scisti Silicei

L'aumento in caolinite che caratterizza la parte terminale degli Scisti Silicei è stato riconosciuto nella sezione di Calvello. I dati biostratigrafici (cfr. cap. 3 e tav. 3.1) indicano un'età Titonico per gli ultimi strati formalmente attribuiti agli Scisti Silicei. La comparsa e aumento di caolinite inizia a circa 10 m dal limite formazionale. Se si considera un tasso di sedimentazione di 1 m/Ma (vedi cap. 5), i dieci metri rappresentano almeno 10 Ma. Poiché la durata del Titonico è di circa 6 Ma (vedi fig. 5.1), la ricomparsa della caolinite deve essere avvenuta non più tardi del Kimmeridgiano.

La natura detritica della caolinite è confermata dalle analisi agli infrarossi (cfr. par. 4.4.3). L'aumento di caolinite nella frazione argillosa può essere dovuta sia ad una variazione dell'apporto terrigeno nel bacino, sia ad un cambiamento mineralogico dell'area di alimentazione. Nel primo caso, l'arricchimento in caolinite indicherebbe una progradazione verso il bacino di facies più prossimali. Trend simili sono stati osservati nell'Oxfordiano del Giura svizzero (Gygi & Persoz, 1986) e nei calcari titonico-berriasiani del dominio voconziano in Francia (Geyer, 1992). Nel caso invece che si tratti di cambiamento mineralogico nell'area di alimentazione, l'apporto di caolinite potrebbe rappresentare un segnale climatico, nell'ipotesi che la caolinite trasportata nel bacino si sia formata penecontemporaneamente sulle terre emerse.

I sedimenti argillosi del Giurassico terminale nei bacini di Pindos-Olonos e Beozia mostrano delle associazioni mineralogiche differenti (Thiebault *et alii*, 1986, 1994), mancanti di caolinite e ricche in smectite. Anche nel Bacino Lombardo (Deconinck & Bernoulli, 1991, fig. 3) si registra, nel Titonico terminale, un arricchimento in smectite, mentre la caolinite è assente o presente in quantità inferiori al 5%. In Sicilia, nella zona di Sclafani, nessun arricchimento in caolinite è stato ritrovato nel Titonico superiore (Deconinck *et alii*, 1986). Infine, i

cambiamenti mineralogici al limite Giurassico-Cretacico in Inghilterra e Francia (Hallam *et alii*, 1991) indicano un passaggio da sedimenti ricchi in caolinite ed illite a sedimenti con abbondante smectite.

E' possibile che l'arricchimento in caolinite nel Titonico del Bacino Lagonegrese sia precedente al Titonico terminale, poiché la risoluzione biostratigrafica è limitata. Il Titonico superiore è un periodo caratterizzato da un basso livello marino, che termina con un'importante regressione; il clima è generalmente caldo ed arido - semiarido (Fourcarde *et alii*, 1993). Tuttavia la presenza di bauxiti in Dalmazia, nell'Isola Serbo-Pelagoniana, a sud del Massiccio centrale e nelle Bihor Mountains suggerisce che alcune aree erano caratterizzate da un clima caldo-umido di tipo tropicale (Fourcarde *et alii*, 1992, p. 124). L'aumento di apporto terrigeno fine nel Bacino Lagonegrese si può collegare con una maggiore capacità erosiva dei corsi d'acqua (clima più umido con maggiori precipitazioni?). La caolinite trasportata nel Bacino Lagonegrese potrebbe essere collegata alla formazione delle bauxiti oppure potrebbe essere anteriore al Titonico superiore, e quindi erosa da livelli più antichi.

Livelli montmorillonitici di Calvello

Negli ultimi strati del Membro (4) di Calvello, al passaggio tra Scisti Silicei e flysch galestrino, vi sono tre livelli di argilla plastica. Le analisi mineralogiche indicano la presenza di interstratificati molto ricchi in smectite di tipo montmorillonitico (cfr. par. 4.4.3), interpretati come smectiti d'alterazione sottomarina di ceneri vulcaniche (bentoniti), parzialmente illitizzate durante la diagenesi. Probabilmente questi livelli sono correlabili con quelli descritti da Mattavelli & Novelli (1968) nella parte superiore degli Scisti Silicei di San Fele; purtroppo la posizione stratigrafica esatta non è stata indicata dagli autori.

Livelli simili sono stati descritti nel Rosso ad Aptici del Bacino Lombardo (Bernoulli, 1980), e correlati con altri livelli presenti nella Formazione di Fonzaso del Plateau di Trento (Bernoulli & Peters, 1970, 1974; Deconinck & Bernoulli, 1991). Studi stratigrafici successivi (Martire, 1992; Baumgartner *et alii*, 1995) indicano che i livelli bentonitici del Plateau di Trento sono presenti sicuramente nell'Oxfordiano medio e che non sono più giovani del Kimmeridgiano inferiore; mentre i livelli bentonitici del Bacino Lombardo sarebbero più recenti, poiché nella sezione stratigrafica della Breggia sono compresi tra l'Oxfordiano medio-superiore ed il Titonico inferiore (ovvero tra le UAZ.95 10 ed 11, Baumgartner *et alii*, 1995a, p. 1135).

I livelli bentonitici degli Scisti Silicei di Calvello sono associati a faune a radiolari attribuibili alle UAZ.95 11-14 (vedi capitolo 3) e probabilmente di età Titonico. Potrebbero quindi essere coevi ai livelli descritti nella sezione della Breggia del Bacino Lombardo.

Livello glauconitico nel Giurassico Medio di Pignola

Nella sezione stratigrafica di Pignola (cfr. fig. 4.1) è stato riconosciuto un livello centimetrico di glauconia (sensu Odin & Matter, 1981) sotto forma di peloidi immersi in una pasta di quarzo microcristallino (cfr. fig. 3.13). Il tempo necessario per formare una glauconia nascente è probabilmente 1000-10.000 anni, mentre una glauconia altamente evoluta (o mica glauconitica) richiede circa 100.000 anni (Odin & Stephan, 1981). La glauconitizzazione può avvenire quindi soltanto in aree di mare aperto, lontano da apporti terrigeni significativi. La glauconia degenera quando entra in contatto con acque altamente ossigenate, specialmente alle latitudini tropicali. Nei sedimenti recenti la glauconia si forma nella parte esterna della piattaforma continentale, a profondità comprese tra i 60 ed i 500 m, dove vi è un tasso di sedimentazione basso e Fe, K, Al e Si disponibili. L'ambiente di formazione della glauconia è un microambiente semiconfinato (ad es. gusci, fecal pellets, etc.) in cui ci sia sufficiente sostanza organica per conservare condizioni riducenti. Questo microambiente si trova in un ambiente ossidante ed ha un pH compreso tra 7 e 8 (Weaver, 1989; pag. 391). La maggioranza dei depositi glauconitici si ritrova tra i 100 e i 200 m, con un picco intorno ai 200 m (Odin & Matter, 1981). Tuttavia dei grani verdi a profondità superiori ai 1000 m sono stati dragati in diverse parti del mondo (Collet, 1908, *vide* Odin & Stephan, 1981). In alcuni luoghi si tratta semplicemente di glauconie risedimentate, ma in altre parti, come ad esempio nel Pacifico orientale (Leg 66 dell'ODP), l'origine autigena è evidente (Odin & Stephan, 1981).

Due ipotesi sono state avanzate per spiegare la presenza di glauconie in acque profonde: (1) subsidenza tettonica rapida del margine continentale e (2) genesi ad una profondità maggiore di quella generalmente assunta. L'origine della glauconia è tuttora una questione aperta. Diversi meccanismi sono stati proposti (Weaver, 1989; pag. 389-390): formazione a partire da gel, ricristallizzazione di coproliti (fecal pellets), alterazione di grani di biotite, formazione a partire da silicati degradati per assorbimento simultaneo di Fe e K, precipitazione diretta o sostituzione di altri minerali. Qualunque sia il meccanismo, esso non esclude la genesi in acque profonde. Di conseguenza, la presenza di glauconia autigena nel Giurassico Medio di Pignola non implica necessariamente specifiche paleoproprietà. Sicuramente essa corrisponde ad una fase di basso tasso di sedimentazione, probabilmente associata a trend trasgressivi.

DIAGENESI DEGLI SCISTI SILICEI

Le associazioni argillose possono dare utili informazioni sul tipo di seppellimento subito dai sedimenti che le contengono (Kubler *et alii*, 1979). La smectite, come abbiamo già visto, durante la diagenesi

si trasforma nell'interstratificato illite/smectite fino a divenire illite nell'anchizona. Quest'ultimo viene a sua volta trasformato in altri minerali se le successioni incontrano condizioni di tipo metamorfico. La caolinite invece diventa instabile a condizioni di T-P più basse e sparisce già in condizioni di diagenesi profonda. Studi successivi (Jaboyedoff & Thélin, 1996) indicano tuttavia che la caolinite è ancora presente anche nella diagenesi profonda. Riguardo alle successioni studiate, la presenza di caolinite e dell'interstratificato illite/smectite, nonché l'assenza di smectite pura suggeriscono che il seppellimento è avvenuto in condizioni diagenetiche, e che le rocce non hanno sperimentato condizioni metamorfiche. Questa interpretazione è suffragata dai valori della cristallinità dell'illite, caratteristici della diagenesi (cfr. par. 4.2.4).

4.6. Conclusioni delle analisi composizionali

Le analisi mineralogiche e geochimiche qui fatte riguardano un numero limitato di campioni. I risultati ottenuti e la loro interpretazione hanno quindi un significato relativo ai campioni stessi, che possono avere o meno un valore più ampio. Di conseguenza, le considerazioni a carattere generale hanno un carattere ipotetico e come tali vanno valutate.

I risultati ottenuti indicano che gli Scisti Silicei sono costituiti in maniera predominante da minerali argillosi di origine detritica, parzialmente trasformati durante la diagenesi, e da quarzo diagenetico, derivante dalle trasformazioni di silice biogenica. Le associazioni mineralogiche sono paragonabili a quelle che comunemente si ritrovano nei bacini marini e sono costituite da illite, clorite, interstratificato illite/smectite e caolinite, in percentuali variabili. Queste percentuali variano anche in funzione dei litotipi.

Il tipo di associazioni mineralogiche e la cristallinità dell'illite indicherebbero che i sedimenti hanno subito una diagenesi da seppellimento più o meno profondo (Kubler *et alii*, 1979; Jaboyedoff & Thélin, 1996).

Nel Titonico della sezione di Calvello si assiste ad un aumento in caolinite nella frazione argillosa che sembra essere peculiare del Bacino Lagonegrese. Esso potrebbe essere il risultato di cambiamenti paleoclimatici e legato all'istaurarsi di un clima più umido.

Alcuni livelli ricchi in montmorillonite rinvenuti a Calvello, testimonierebbero attività vulcanica nel Titonico, correlabile forse con i livelli presenti nel Bacino Lombardo.

La sola traccia di argille autigene non diagenetiche è rappresentata da un livello glauconitico riconosciuto a Pignola. Poiché le glauconie autigene possono formarsi anche a profondità maggiori di 1000 m (vedi

par. 4.5.2), la presenza di glauconite nella successione di Pignola non indica necessariamente specifiche profondità.

Nei campioni analizzati, la scarsa percentuale di elementi in traccia come Mn, Pb, Zn, Cu, Ni, e Co, che caratterizzano ambienti hydrogenous, indica che essi non hanno subito alcuna influenza di attività idrotermale. Dominano invece gli elementi di origine detritica come Zr, Rb, V e Ba. Questo tuttavia non esclude che tracce di attività idrotermale possano essere presenti nel bacino, poiché i pochi campioni analizzati non sono sicuramente rappresentativi dell'intera successione. In altri termini, questi risultati

non possono essere utilizzati per decidere se i sedimenti si siano depositi o meno in un ambiente di tipo oceanico. Infatti le tracce di attività idrotermale legate ai ridge oceanici sono molto localizzate e sui fondi oceanici dominano i minerali argillosi di origine detritica (Chamley, 1990; Chester, 1990). In effetti, la composizione geochemica dei campioni analizzati si può paragonare ai fanghi silicei ed ai sedimenti terrigeni oceanici (cfr. fig. 4.6). I dati geochemici indicano inoltre che la silice è essenzialmente di origine biogenica e che la frazione di quarzo detritico è trascurabile.

approssimare l'età Norico terminale a quella del limite Norico-Retico e l'età Baiociano superiore-Batoniano inferiore a quella del limite Baiociano-Batoniano.

L'intervallo di tempo compreso tra questi due limiti corrisponde a 40 Ma nella scala di Gradstein *et alii* (1994), da cui si deduce un tasso di sedimentazione di **0.9 m/Ma** per la parte inferiore-media degli Scisti Silicei, senza considerare i processi di costipamento dei sedimenti. Nella scala di Odin (1994), il limite Norico-Retico non è definito, mentre il limite Baiociano -Batoniano è posto a 165 Ma. Se usiamo l'età di Gradstein *et alii* (1994) per il Norico-Retico, si ottiene un tasso di sedimentazione di **0.8 m/Ma**.

MADONNA DI SIRINO

I primi 33 m della Formazione degli Scisti Silicei hanno un'età compresa tra il Norico superiore ed il Baiociano-Batoniano. In Gradstein *et alii* (1994), il

Norico dura 10 Ma (220-210), mentre il Baiociano -Batoniano abbraccia 11 Ma (176-165). Assumendo che il Norico superiore non inizi prima di 215 Ma, l'età assoluta dell'intervallo considerato va da un minimo di 34 Ma ad un massimo di 50 Ma, il che, per 33 m di spessore indicherebbe un tasso di sedimentazione (spessore attuale) compreso **tra 0.7 e 1 m/Ma**. Applicando la scala di Odin (1994), si ottengono valori inferiori di circa il 10%.

PIGNOLA

La sezione stratigrafica è compresa tra il Batoniano ed il Titonico superiore. I 57 m che separano il Batoniano dal Titonico superiore rappresentano dai 18 ai 25 Ma secondo Gradstein *et alii* (1994), da cui si ricava un tasso di sedimentazione compreso **tra 2.3 e 3.2 m/Ma**. Secondo Odin (1994), invece, i 57 m corrispondono a 22-30 Ma e cioè ad un tasso di sedimentazione di **1.9-2.6 m/Ma**.

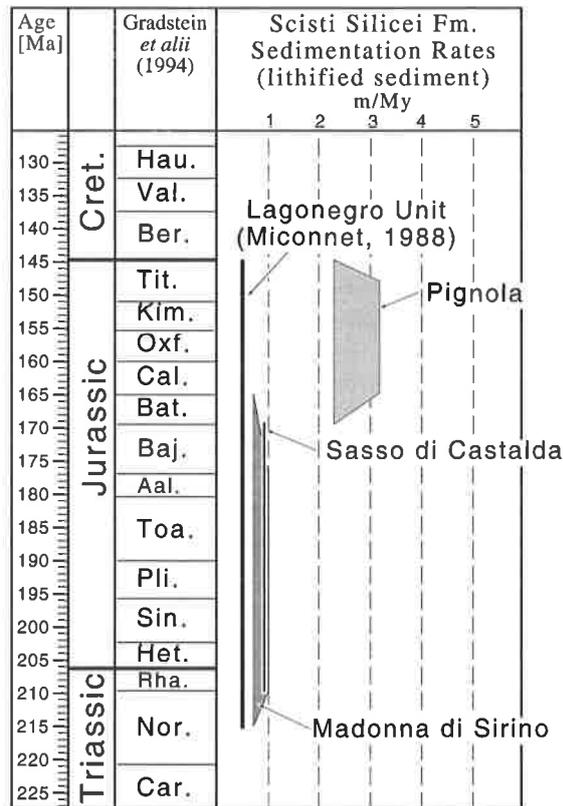


Fig. 5.2. Tassi di sedimentazione del sedimento litificato, espressi in m/Ma, nella Formazione degli Scisti Silicei. I poligoni rappresentano la variazione del tasso di sedimentazione (in ascisse) in funzione dell'intervallo di tempo considerato (in ordinate). I tassi sono stati calcolati utilizzando la scala geocronologica di Gradstein *et alii* (1994).

Fig. 5.2. Sedimentation rates (lithified sediment, m/Ma), Scisti Silicei Formation. Poligons show sedimentation rate variation (x axis) as a function of chosen time interval (y axis). Rates are calculated according to Gradstein *et alii* (1994) geochronologic scale.

5.3. Ricapitolazione dei risultati e comparazione con sedimenti attuali

Una sintesi dei tassi di sedimentazione calcolati è mostrata nella **fig. 5.2**. Nel Triassico terminale - Giurassico medio, i tassi di sedimentazione del sedimento litificato variano da un minimo di 0.7 m/Ma ad un massimo di 1 m/Ma secondo la scala di Gradstein *et alii* (1994), mentre si ottengono valori inferiori del 10% circa se si applica la scala geocronologica di Odin (1994). Questi valori sono paragonabili con quello calcolato da Miconnet (1988) per gli Scisti Silicei dell'Unità di Lagonegro (0.5 m/Ma). Bisogna sottolineare che questo valore si riferisce alle successioni "distali" (sensu Scandone, 1967). Nelle successioni più prossimali, come ad esempio calcolato nel Giurassico Medio-Superiore di Pignola, i tassi di sedimentazione sono all'incirca di 2-3 m/Ma. I tassi di sedimentazione della sottostante Formazione dei Calcari Con Selce sono di un ordine di grandezza maggiori e sono compresi tra i 10 ed i 40 m/Ma; infatti la Formazione va dal Carnico inferiore al Norico Superiore ed ha uno spessore variabile tra i 150 ed i 500 m circa.

I valori ottenuti sono paragonabili a quelli calcolati per le radiolariti giurassiche delle Alpi orientali (0.7 a 1.0 m/Ma in Garrison & Fischer, 1969) e della zona Pindos-Olonos (1.4 m/Ma in De Wever & Cordey, 1986; De Wever, 1989; 1 a 2 m/Ma in Gorican, 1994).

5.3.1. Decompattazione

La comparazione con i tassi di sedimentazione attuali comporta una ulteriore incertezza. De Wever *et alii* (1994) hanno calcolato che, a seconda della scala geocronologica e del fattore di decompattazione, la stima del tasso di sedimentazione originario delle radiolariti mesozoiche varia di un fattore di 2,2. A

seconda della composizione chimica della roccia, per le successioni emipelagiche bisogna considerare un fattore di decompattazione compreso tra 3.2 e 5 (Isaacs *et alii*, 1983). Ne consegue che, ad esempio, per la successione di Sasso di Castalda, si ottengono valori compresi tra 2.88 e 4.5 m/Ma:

| Sasso di Castalda | |
|--|------------------------------------|
| Età: dal Norico terminale al Baiociano sup. - Batoniano inf. | |
| Coefficiente di decompattazione | Spessore 57 m Tempo min (18 Ma) |
| 3.2 | 2.88 m/Ma |
| 5 | 4.5 m/Ma |

I valori di tempo utilizzati si riferiscono alla scala di Gradstein *et alii* (1994).

Per il Giurassico Medio-Superiore di Pignola si ottengono tassi di sedimentazione per il sedimento non compattato compresi tra 7.4 e 16 m/Ma:

| Pignola | | |
|-------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| Età: Batoniano - Titonico superiore | | |
| Coefficiente di decompattazione | Spessore 57 m Tempo min (18 Ma) | Spessore 57 m Tempo max (25 Ma) |
| 3.2 | 10.2 m/Ma | 7.4 m/Ma |
| 5 | 16 m/Ma | 11.5 m/Ma |

5.3.2. Confronto con ambienti attuali

I tassi di sedimentazione su sedimento non compattato così ottenuti sono stati plottati in uno schema semilogaritmico dei tassi di sedimentazione di alcuni ambienti attuali (dati in Einsele, 1992) riportato nella **fig. 5.3**. E' interessante notare che i tassi di

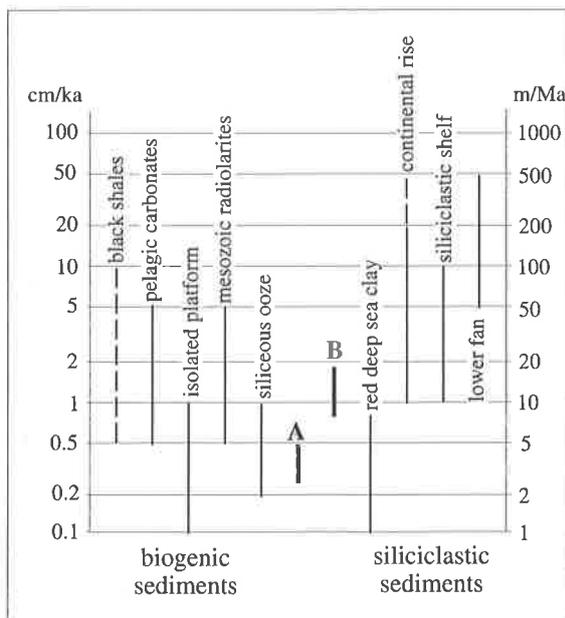
sedimentazione nel Triassico terminale-Giurassico Medio sono molto bassi rispetto a quelli delle radiolariti mesozoiche; tuttavia sono paragonabili a quelli dei fanghi silicei e delle argille rosso-brune dei fondi oceanici. Ad esempio, valori da 1 a 5 m/Ma sono stati calcolati per la velocità di accumulo dei fanghi a radiolari attuali nelle aree di *upwelling* (Kling, 1978; De Wever & Origlia-Devos, 1982).

I tassi di sedimentazione del Giurassico Medio-Superiore provengono da una sezione stratigrafica diversa, caratterizzata da maggior apporto sedimentario ("facies prossimale" in Scandone, 1967; Unità Pignola in Miconnet, 1983), paragonabile a quelli delle radiolariti mesozoiche. Bisogna sottolineare che in questa successione, almeno il 50% dei sedimenti è costituito da risedimenti carbonatici, più o meno ricchi in spicole di spugna, provenienti da aree di mare basso, il che giustifica i tassi di sedimentazione all'incirca doppi rispetto a quelli delle facies distali.

Questi risultati confermano che nel Bacino Lagonegrese il controllo principale sui tassi di sedimentazione è esercitato dall'apporto carbonatico. Le facies più distali sono condensate e probabilmente lacunose e sono comparabili ad ambienti attuali di mare profondo, lontani dall'influsso degli apporti carbonatici detritici, in cui si ha essenzialmente sedimentazione pelagica.

Fig. 5.3. Confronto tra tassi di sedimentazione negli Scisti Silicei e tassi di sedimentazione in diversi ambienti sedimentari. I valori si riferiscono al sedimento non compattato; per gli Scisti Silicei si è utilizzato un coefficiente di decompattazione variabile da 3.2 a 5. A) Dati provenienti dal Triassico terminale-Giurassico Medio di Sasso di Castalda, B) dati provenienti dal Giurassico Medio-Superiore di Pignola. Gli altri dati sono tratti da Einsele (1992).

Fig. 5.3. Comparison among Scisti Silicei Fm. sedimentation rates and different environments ones. Values refer to uncompacted sediment; decompattation coefficient for Scisti Silicei Fm. is between 3.2 and 5. A) data from uppermost Triassic-Middle Jurassic of Sasso di Castalda, B) data from Middle-Upper Jurassic of Pignola. Other data from Einsele (1992).



- Capitolo 6 -

Evoluzione sedimentaria triassico-giurassica del Bacino Lagonegrese e confronto con altri domini paleogeografici tetidei

6.1. Nozioni e concetti su cui si basano le interpretazioni

Le correlazioni lito-biostratigrafiche individuate all'interno della Formazione degli Scisti Silicei (vedi fig. 2.5 e tav. 3.1) consentono di proporre una possibile ricostruzione della storia sedimentaria del Bacino Lagonegrese nel Triassico terminale-Giurassico e di correlarla con quella di altri domini paleogeografici dell'area tetidea. La ricostruzione si basa sul riconoscimento di eventi sedimentari nelle sezioni studiate e della loro presenza in altre sezioni del Dominio lagonegrese o in altri domini paleogeografici.

La fig. 6.1 mostra l'ubicazione delle sezioni considerate, in cui sono comprese anche alcune (San Fele, Vietri, Valle dell'Orso) non analizzate nel presente lavoro, ma i cui dati sono disponibili in letteratura. Il confronto tra l'evoluzione sedimentaria del Bacino Lagonegrese e quella di altri domini paleogeografici si basa su dati bibliografici; nella fig. 6.2 viene proposta una correlazione litostratigrafica tra il Bacino Lagonegrese ed altri domini paleogeografici bacinali dell'area tetidea.

Come si deduce dalle analisi litostratigrafiche (cfr. cap. 2 e log sedimentologici allegati), i cambiamenti di facies osservati negli Scisti Silicei sono regolati principalmente dalle variazioni nell'apporto detritico carbonatico nel bacino proveniente da aree meno profonde, di natura discontinua e con alti tassi relativi di sedimentazione, e secondariamente dall'apporto terrigeno fine e biosiliceo. Prima di passare alla discussione degli eventi sedimentari, cercherò di dare un quadro sintetico dei possibili meccanismi che

possono aver regolato tali variazioni all'interno del bacino.

6.1.1. Confronto degli eventi sedimentari individuati con le variazioni del livello marino

Nella fig. 6.3, gli eventi riconosciuti vengono confrontati con le variazioni relative del livello marino e con i cambiamenti climatici del Triassico-Giurassico tratti dalla letteratura, oltre che con alcuni eventi tettonici riportati in letteratura, allo scopo di individuare possibili legami tra le variazioni climatico-eustatiche e le variazioni di apporto carbonatico, argilloso e biosiliceo nel bacino. Questo confronto è speculativo, perché le età degli eventi non sono ben calibrate, eccetto nel Triassico Superiore dove, peraltro, la curva eustatica è mal definita. Teoricamente questo confronto potrebbe aiutare a restringere l'età possibile di alcuni eventi sedimentari legati a variazioni del livello marino, come ad esempio le principali variazioni dell'apporto carbonatico. In realtà questi legami, se esistono, non sono sempre univoci. Basti pensare che non è facile stabilire se l'aumento di apporto carbonatico nel bacino corrisponda ad una fase di stazionamento alto del livello marino o *highstand* (Eberli & Ginsburg, 1989; Bosence & Waltham, 1990), oppure di stazionamento basso o *lowstand* (Vail & Sangree, 1988; Sarg, 1988). Nel primo caso si tratterebbe di sedimento in eccesso trasportato dalla piattaforma nel bacino da correnti di torbida ("torbiditi fisiologiche" sensu Masetti & Bianchin, 1987; Bosellini, 1989). Nel secondo caso i risedimenti carbonatici deriverebbero dall'erosione di materiale già litificato ("brecce patologiche" sensu Masetti & Bianchin, 1987; Bosellini, 1989), depositato preferenzialmente in prossimità della base di scarpata (Masetti *et alii*, 1991), concorrendo alla formazione di un "*allocthonous lowstand wedge*". A ciò si aggiunge la difficoltà di individuare l'originaria area neritica da cui provenivano i materiali carbonatici per la mancanza di una sicura ricostruzione paleogeografica di riferimento.

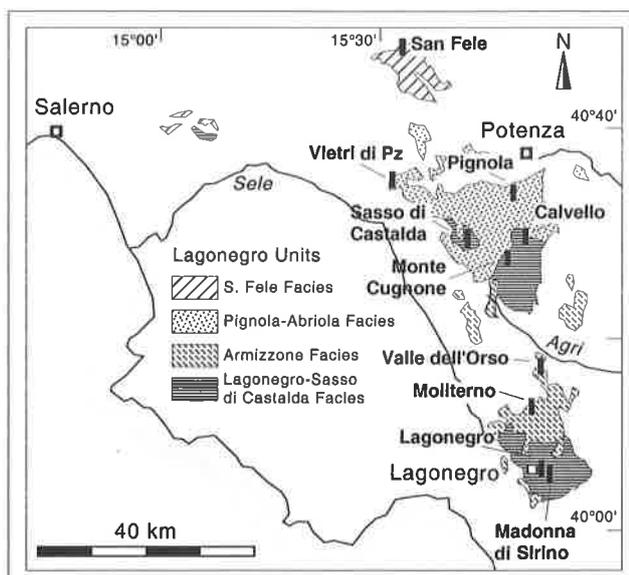


Fig. 6.1. Ubicazione delle sezioni stratigrafiche utilizzate per la ricostruzione dell'evoluzione sedimentaria del Bacino Lagonegrese. Distribuzione e significato delle facies secondo Scandone (1967, 1972, 1975a). Da Scandone, 1975a, ridisegnato e leggermente modificato.

Fig. 6.1. Location of stratigraphic sections used to infer the sedimentary history of the Laonegro Domain. Facies distribution and interpretation according to Scandone (1967, 1972, 1975a). Redrawn and slightly modified, after Scandone, 1975a.

6.1.2. Rapporti tra il bacino ed i domini di piattaforma-scarpata carbonatica

Come già accennato nel cap. 1, esistono diverse ricostruzioni degli originari rapporti tra le unità in facies di piattaforma-scarpata carbonatica affioranti nell'Appennino meridionale e le unità lagonegresi durante il Mesozoico. Semplificando, alcune ricostruzioni pongono il Bacino Lagonegrese ad est della Piattaforma Campano-Lucana (Scandone, 1972; D'Argenio *et alii*, 1973; Scandone & Patacca, 1989; Sgrosso, 1994), rappresentata oggi dalle unità carbonatiche del Taburno-Picentini e dell'Alburno-Cervati, mentre altre lo pongono ad ovest, in posizione più interna (Selli, 1962; Marsella *et alii*, 1992, 1995). Nella prima ricostruzione, il raccordo piattaforma-scarpata è costituito dal margine orientale -esterno- della piattaforma (attuali Monti della Maddalena); nella seconda, il raccordo corrisponde al margine interno (Capri-Monte Monna, Bulgheria) (cfr. figg. 1.1 e 1.2).

Un tentativo di correlare domini di facies carbonatiche con le successioni del Bacino Lagonegrese è stato fatto da Marsella & Pappone (1986) e Pappone (1990). In questi lavori il Bacino Lagonegrese era considerato esterno alla Piattaforma Campano-Lucana e le breccie "infraliassiche" dei Monti della Maddalena venivano considerate come la scarpata di transizione al bacino. Successivamente gli stessi autori hanno rimesso in discussione gli originari rapporti tra i due domini (Marsella *et alii*, 1992, 1995), per cui il Bacino Lagonegrese è stato considerato interno rispetto alla Piattaforma Campano-Lucana. In questo schema paleogeografico, il margine di scarpata, di raccordo tra piattaforma e bacino, dovrebbe essere costituito dalle successioni di Capri-Monte Monna-

Bulgheria. Come vedremo in seguito, queste successioni mostrano un trend verticale di facies paragonabile a quello delle successioni lagonegresi.

6.1.3. Carbonati, radiolariti e argille

Origine dei carbonati

I sedimenti carbonatici che si depositano nelle successioni bacinali pelagiche possono derivare da tre sorgenti principali (Burchell *et alii*, 1990): 1) resti di organismi planctonici e nectonici; 2) resti di organismi bentonici indigeni e 3) materiale alloctono proveniente da aree di piattaforma carbonatica (soprattutto *periplatform ooze*).

Nelle successioni mesozoiche precedenti il Giurassico Superiore, la sorgente 3) è considerata la più importante (Burchell *et alii*, 1990; Masetti *et alii*, 1991), poiché in questo periodo il plancton calcareo, anche se presente, è ancora poco sviluppato (Lipps, 1993). Questa affermazione sembra non essere sempre valida, come indicato dall'abbondanza di nannoplancton calcareo in calcari ad Halobia (Carnico dei Monti Sicani) della Sicilia (Bellanca *et alii*, 1995). Inoltre, in molte successioni pelagiche del Triassico Medio-Superiore, il necton rappresentato dai lamellibranchi pelagici dei generi Daonella (Ladinico) e Halobia (Carnico-Norico) può costituire una sorgente importante di tipo 1) (De Capoa Bonardi, 1980, 1984; Miconnet, 1983; Bernoulli *et alii*, 1990; Marcoux *et alii*, 1992).

Stabilire l'origine dei carbonati è chiaramente importante per poi interpretarne le variazioni di apporto. Se i carbonati sono alloctoni (sorgente di tipo 3), il loro regime deposizionale registra in modo indiretto l'evoluzione sedimentaria della piattaforma

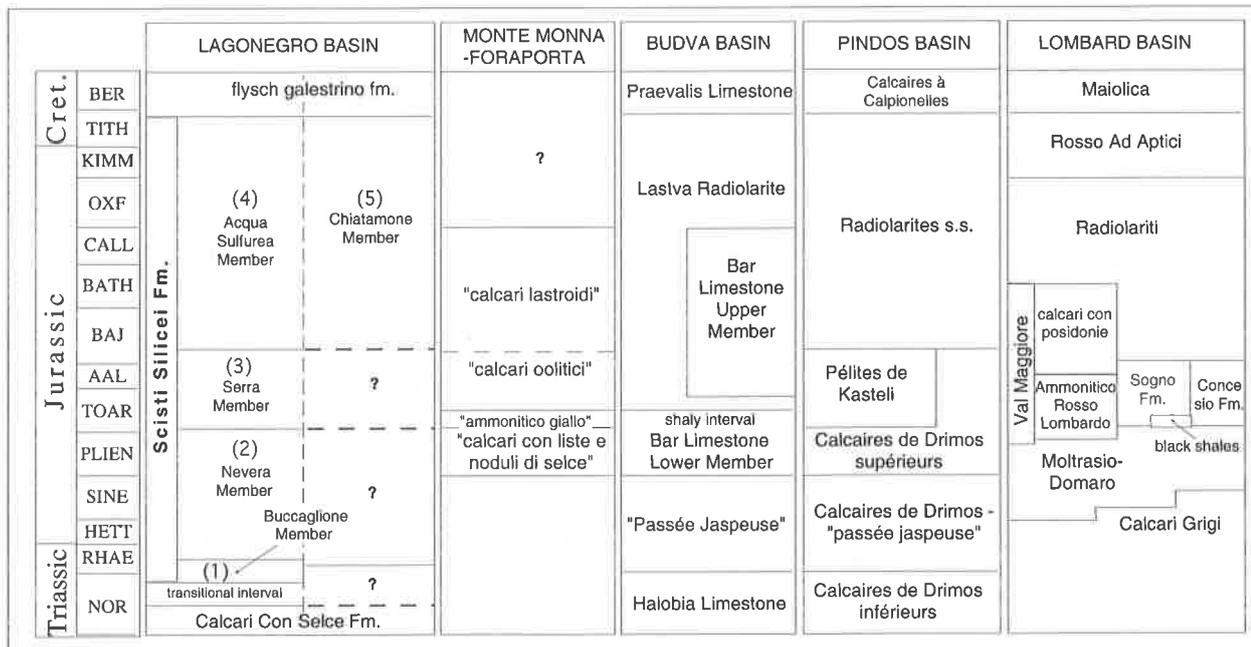


Fig. 6.2. Tentativo di correlazione tra il Bacino Lagonegrese ed altri domini paleogeografici bacinali dell'area tetidea.

Fig. 6.2. Correlation among the Lagonegro Basin and some other Tethyan basinal domains.

d'origine, ovvero la sua risposta alle variazioni relative del livello marino (Kendall & Schlager, 1981; Masetti *et alii*, 1991). Se invece i carbonati sono autoctoni (sorgente di tipo 1), il relativo tasso di deposizione può dipendere da condizioni oceanografiche più o meno favorevoli allo sviluppo degli organismi planctonici e neotonici come, ad esempio, la presenza di acque ricche in nutrienti (zone di *upwelling* oppure foci fluviali; Einsele, 1992, pag. 394).

Nel Bacino Lagonegrese, i depositi carbonatici del Triassico Superiore (Formazione dei Calcari Con Selce), sembrano essere prevalentemente costituiti da sedimenti di piattaforma carbonatica a grana fine, trasportati nel bacino principalmente da correnti di torbida (Miconnet, 1983; 1988; Marsella, 1988), contenenti una piccola percentuale di lamellibranchi pelagici e plancton biosiliceo. Nelle facies più distali la frazione carbonatica autoctona, rappresentata dai lamellibranchi pelagici, sarebbe relativamente più abbondante (Miconnet, 1983). Sebbene la presenza di plancton calcareo sia stata segnalata in questi depositi (Di Nocera & Scandone, 1977), allo stato attuale delle conoscenze non è possibile sapere se essa sia o meno una componente importante.

Gli strati carbonatici presenti nel Triassico terminale-Giurassico (parte terminale dei Calcari Con Selce, cioè "intervallo di transizione" e Formazione degli Scisti Silicei, vedi cap. 2) sono principalmente calcitorbiditi siltitico-lutitiche (fine-grained turbidites) e, subordinatamente, di taglia arenitica (allodapic limestones) (vedi capitolo 2). I lamellibranchi pelagici ed i radiolari, se presenti, sono generalmente dispersi nella matrice micritica; i livelli ricchi in Halobia o radiolari sono rari, sottili e generalmente marnosi. Si può concludere quindi che nel Triassico terminale-Giurassico del Bacino Lagonegrese il materiale carbonatico è essenzialmente alloctono.

Sedimento biosiliceo

Il plancton biosiliceo attuale è costituito dalle diatomee, dai radiolari e dai silicoflagellati. Studi sulla distribuzione attuale dei fanghi biosilicei indicano che essi si accumulano su fondi marini dove l'alta produttività del plancton biosiliceo nelle acque sovrastanti non è diluita dall'apporto di sedimento carbonatico e/o apporto terrigeno. I sedimenti biosilicei pelagici precretacici sono invece costituiti soltanto da radiolari. Depositi radiolaritici sono stati descritti fin dall'Ordoviciano e sono comuni nelle aree oceaniche del Paleozoico superiore e del Mesozoico (Maliva *et alii*, 1989). Diventano più episodici durante il Cretaceo-Terziario, in seguito allo sviluppo competitivo del plancton calcareo e alla comparsa di plancton siliceo (diatomee e silicoflagellati) dotato di sistemi più vantaggiosi per la fissazione della silice (Casey, 1993). In particolare, a partire dal Cenozoico, il ciclo della silice è dominato dalle diatomee (Maliva *et alii*, 1989).

I fattori che favoriscono l'accumulo di radiolari

sono l'alta produttività e gli alti tassi di sedimentazione; l'aumento della percentuale di fasi solubili della silice nelle acque marine (per immissione tramite attività vulcanica e/o apporto fluviale) ne favorisce la conservazione. La produttività dei radiolari non dipende dal grado di sotto saturazione in silice dell'acqua marina, ma dalla disponibilità di fosfati e nitrati (Renz, 1976; Kennet, 1982). Poiché fino al Giurassico i radiolari sono il solo plancton biosiliceo conservato, è logico supporre che essi abbiano dominato la catena alimentare microplanctonica e, non dovendo competere con altri microrganismi di taglia ed organizzazione simile, siano stati i soli produttori di scheletri biosilicei (Baumgartner, 1987).

I modelli paleoceanografici proposti per l'origine delle radiolariti comprendono sia oceani marginali e stretti (tipo Golfo della California) con una circolazione oceanica vigorosa (Jenkyns & Winterer, 1982), che zone di convergenza dei grandi circuiti oceanici (gyres) equatoriali (Murchey, 1984; Baumgartner, 1987). Diversi autori hanno interpretato l'accumulo di radiolari nel passato geologico come indicatore di *upwelling* (ad es. Baumgartner, 1987; De Wever, 1989). Secondo Steinberg (1981), i principali periodi di accumulo dei radiolari corrispondono alle fasi trasgressive marine immediatamente precedenti i periodi di più alto livello marino.

Una chiave di lettura diversa è stata recentemente proposta da Bartolini *et alii* (1996) per il Giurassico Medio-Superiore del Bacino Umbro-Marchigiano. Gli Autori riconoscono che l'accumulo di silice biogenica nei sedimenti si correla positivamente con la curva isotopica del carbonio, con fasi marine trasgressive, con eventi tettonici (*rifting* e/o *spreading* oceanico) e crisi delle piattaforme carbonatiche, e suggeriscono che il ciclo del carbonio e della silice siano legati a processi climatici di riscaldamento e di aumento del weathering innescati da variazioni nel tasso di *spreading* oceanico e quindi di immissione di CO₂ nell'atmosfera. Questo modello potrebbe essere valido anche per altre successioni ed altri periodi geologici, come ad esempio nel Norico superiore dell'Appennino meridionale, dove si hanno radiolariti nel Bacino Lagonegrese e facies anossiche in altri bacini meno profondi (Ciarapica *et alii*, 1986). A questo riguardo però, i dati di stratigrafia isotopica per il Trias sono ancora scarsi e contrastanti. L'unico tentativo è stato fatto su una successione triassico - giurassica affiorante in Grecia (Simon & Steuber, 1993), in cui sembrerebbe che vi sia uno shift positivo del rapporto isotopico del carbonio inorganico nel Norico; tuttavia l'andamento discordante delle curve dei rapporti degli isotopi stabili del carbonio inorganico ed organico rende questi dati non molto attendibili.

Nella Formazione degli Scisti Silicei, l'apporto biosiliceo è registrato soprattutto indirettamente, come quarzo diagenetico che ha sostituito i sedimenti

carbonatici preesistenti o l'opale biogeno derivante dall'accumulo di scheletri biosilicei. Infatti le radiolariti (% di radiolari nel sedimento >30%) costituiscono soltanto il 5% dello spessore totale della Formazione; negli intervalli particolarmente ricchi, come ad esempio il Retico di Sasso di Castalda, raggiungono un massimo del 30%. Le spicole di spugna possono essere localmente importanti nei livelli risedimentati del Giurassico Medio-Superiore. La conservazione dei radiolari dovrebbe in qualche modo riflettere la loro produttività ed il contenuto biosiliceo dovrebbe perciò essere un indicatore della produttività dei radiolari stessi.

Origine delle argille

Le argille che si ritrovano nei bacini marini sono principalmente detritiche e vengono trasportate principalmente dai fiumi ed in minor misura dal vento (Chamley, 1989) (vedi anche capitolo 4). Di conseguenza, la loro presenza e quantità dipende innanzitutto dalla presenza e tipologia dei regimi sedimentari dei sistemi fluvio-deltizi che le trasportano in mare. A sua volta, la quantità di argille trasportata da un fiume è direttamente proporzionale ai tassi di sollevamento tettonico del bacino ed aumenta all'aumentare dell'umidità del clima (Einsle, 1992, pp. 381-384). Bisogna però tener presente che i sedimenti argillosi, una volta depositi in mare, possono essere ripresi dalle correnti oceaniche e trasportati altrove.

Nella Formazione degli Scisti Silicei, il contenuto argilloso mostra un andamento variabile. Nelle successioni condensate, comincia già ad aumentare nell'ultima parte della sottostante Formazione dei Calcari Con Selce, dando luogo all'intervallo di transizione; contemporaneamente la componente carbonatica diminuisce e negli strati argillosi appaiono le prime radiolariti (cfr. cap. 2). Gli strati argillosi intercalati ai mudstone silicei e/o ai risedimenti carbonatici caratterizzano la parte inferiore-media della Formazione degli Scisti Silicei (Membro 1 e Membro 2), sono dominanti in un breve intervallo (Membro 3) e tendono a sparire nella parte superiore (Membro 4), per poi ridiventare dominanti al passaggio con la formazione successiva (flysch galestrino).

Le analisi diffrattometriche indicano un'origine detritica, continentale per la maggior parte delle argille, il cui meccanismo di trasporto è da imputare a correnti di torbida diluite e/o al vento. Le associazioni mineralogiche presenti sono paragonabili a quelle dei domini oceanici attuali ed hanno subito una diagenesi di seppellimento profondo (cfr. cap. 4).

6.1.4. Il Bacino Lagonegrese ante Triassico terminale

Come già discusso nel cap. 1, attualmente esistono ricostruzioni contrastanti sulla stratigrafia, e quindi

sull'evoluzione, del Bacino Lagonegrese nel Triassico Inferiore-Medio (Wood, 1981; Miconnet, 1983, 1988; Ciarapica *et alii*, 1990a; Marsella *et alii*, 1993). Comunque tutti gli autori concordano su una progressiva evoluzione verso facies pelagiche, come è testimoniato dalla presenza di radiolariti nel Ladinico (De Wever *et alii*, 1990). La presenza di radiolariti ladiniche anche nelle serie di Meliata, in Cecoslovacchia (Dumitrica & Mello, 1982) e nelle Nappe di Hawasina in Oman (Bernoulli *et alii*, 1990), suggerirebbe l'esistenza di un fenomeno di portata più ampia, probabilmente collegato ad un innalzamento del livello marino (Bernoulli *et alii*, 1990), corrispondente alla fase trasgressiva ladinica nei cicli del terzo ordine riconosciuta da Haq *et alii* (1987) (vedi fig. 6.3).

Nel Bacino Lagonegrese, durante il Carnico si instaura una sedimentazione carbonatica (Formazione dei Calcari Con Selce) che caratterizza tutto il Triassico Superiore; in una successione delle aree più meridionali la sedimentazione carbonatica è presente già nel Ladinico superiore (Mietto & Panzanelli Fratoni, 1990).

6.2. Il Triassico terminale-Giurassico del Bacino Lagonegrese: gli eventi principali

L'analisi lito-biostratigrafica delle successioni sedimentarie bacinali (capp. 2, 3 e 4) ha consentito di individuare una distinta successione di fasi deposizionali, ad ognuna delle quali è associato un intervallo stratigrafico nella storia evolutiva del Bacino Lagonegrese durante il Trias terminale-Giurassico. E' possibile riconoscere sei intervalli di tempo principali, corrispondenti alle unità litostratigrafiche discusse nel cap. 2 e raffigurate nella **tav. 6.1**. Gli eventi sedimentari individuati sono stati contrassegnati dalla lettera E seguita da un numero. La **fig. 6.4** riassume le caratteristiche principali degli eventi, le sezioni stratigrafiche del Bacino Lagonegrese e altri domini paleogeografici in cui sono presenti, e le possibili cause.

Non è dimostrabile che gli eventi sedimentari individuati siano sincroni nelle diverse parti del bacino, ma poiché si tratta di successioni bacinali con bassissimi tassi di sedimentazione (cfr. cap. 5), in cui la risoluzione stratigrafica è scarsa, in mancanza di dati stratigrafici che indichino il contrario, possiamo considerarli coevi per gli scopi della discussione che segue.

6.2.1. Norico superiore (Sevatico): l'intervallo di transizione agli Scisti Silicei

Nel Norico superiore (Sevatico) si assiste a due eventi importanti: 1) un aumento della sedimentazione argillosa (E1) e contemporanea diminuzione dell'apporto carbonatico, a cui segue 2) la ricomparsa di radiolariti (E3) centimetriche intercalate agli strati

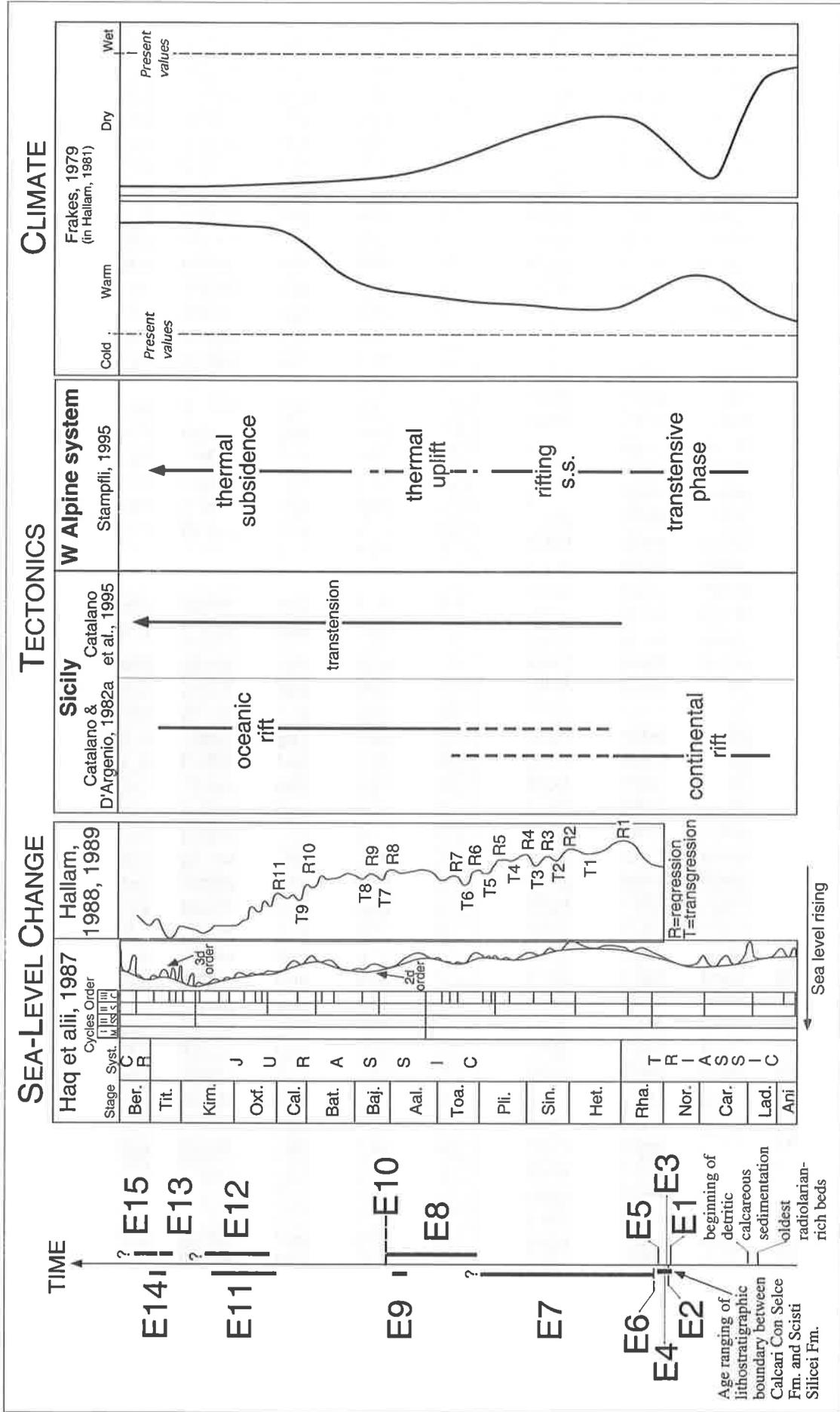


Fig. 6.3. Confronto degli eventi sedimentari individuati nel Triassico-Giurassico delle successioni lagonegresi con le curve di variazione del livello marino, i cambiamenti climatici ed alcuni eventi tettonici. Per la descrizione degli eventi si rimanda al testo e alla fig. 6.4. La linea tratteggiata indica età incerte.

Fig. 6.3. Comparison among sea level change, climate modification, tectonics and sedimentary events from the Triassic-Jurassic of the Lagonegro Domain. For further explanations see text and fig. 6.4. Dashed line: uncertain age.

argillosi. In diverse successioni è presente un intervallo litologico caratterizzato da diversi strati di paraconglomerati calcarei (E2), che cronologicamente segue E1 e, almeno in una successione, precede E3.

E1. Il primo evento (E1 nella fig. 6.4 e nella tav. 6.1) è rappresentato da un intervallo litologico caratteristico, di 3-4 m di spessore, costituito da argilliti marnose rosso-brune con intercalazioni di livelli calcarei. Questo intervallo si segue a scala regionale e può essere considerato un intervallo guida (*marker beds sensu* ISG; Salvador, 1994). I dati biostratigrafici indicano che esso non è più antico del Sevatico inferiore (Amodeo *et alii*, 1993). A rigor di logica, non è possibile stabilire con esattezza se si tratti di un reale aumento del tasso di apporto argilloso nel bacino, poiché la predominanza di sedimentazione argillosa potrebbe essere semplicemente una conseguenza della diminuzione di apporto carbonatico. L'evento E1 potrebbe quindi corrispondere ad un momento di scarso trasporto di carbonati nel bacino e potrebbe indicare un temporaneo annegamento della piattaforma alimentatrice (fase di *highstand?*) oppure una sua emersione (*lowstand?*). La risposta a ciò va cercata nelle originarie aree di piattaforma carbonatica limitrofa. Allo stato attuale delle conoscenze, la risoluzione stratigrafica del Triassico terminale nelle facies di piattaforma carbonatiche e di scarpata affioranti nell'Appennino meridionale non consente di fare una correlazione tra queste ed il Bacino Lagonegrese. Tuttavia emersioni ricorrenti talora con paleosuoli ben sviluppati sembrerebbero caratterizzare il Triassico terminale delle facies di piattaforma (D'Argenio, com. orale, 1995; Catalano e D'Argenio, 1982a), ma non è chiaro se si tratti di Norico o Retico.

L'aumento della sedimentazione argillosa, accompagnata o meno dalla comparsa di depositi radiolaritici, nel Norico superiore è un fenomeno che interessa diversi domini paleogeografici nella Tetide (De Wever *et alii*, 1994). In particolare, esso è stato descritto in altri bacini mesozoici classicamente paragonati al Bacino Lagonegrese (Scandone, 1975b; Channell *et alii*, 1979), come ad esempio il Bacino del Pindos (Thiebault, 1982) ed il Bacino di Budva (Gorican, 1994). Si tratta evidentemente di processi di portata più generale che ragionevolmente possono ricondursi a variazioni nei regimi oceanografici della Tetide sia per cause geotettoniche che per cambiamenti climatici. Infatti nel Norico si intensifica l'attività tettonica transtensiva che continua nel Retico e che porterà nel Giurassico all'apertura dell'oceano ligure-piemontese (Dewey *et alii*, 1973; Laubscher & Bernoulli, 1977; Catalano & D'Argenio, 1982a; Marcoux *et alii*, 1992; Bertotti *et alii*, 1993). Nello stesso periodo si individua un nuovo arco vulcanico (Iran) sul margine settentrionale della Tetide (Marcoux *et alii*, 1992; Neotetide in Stampfli *et alii*, 1991).

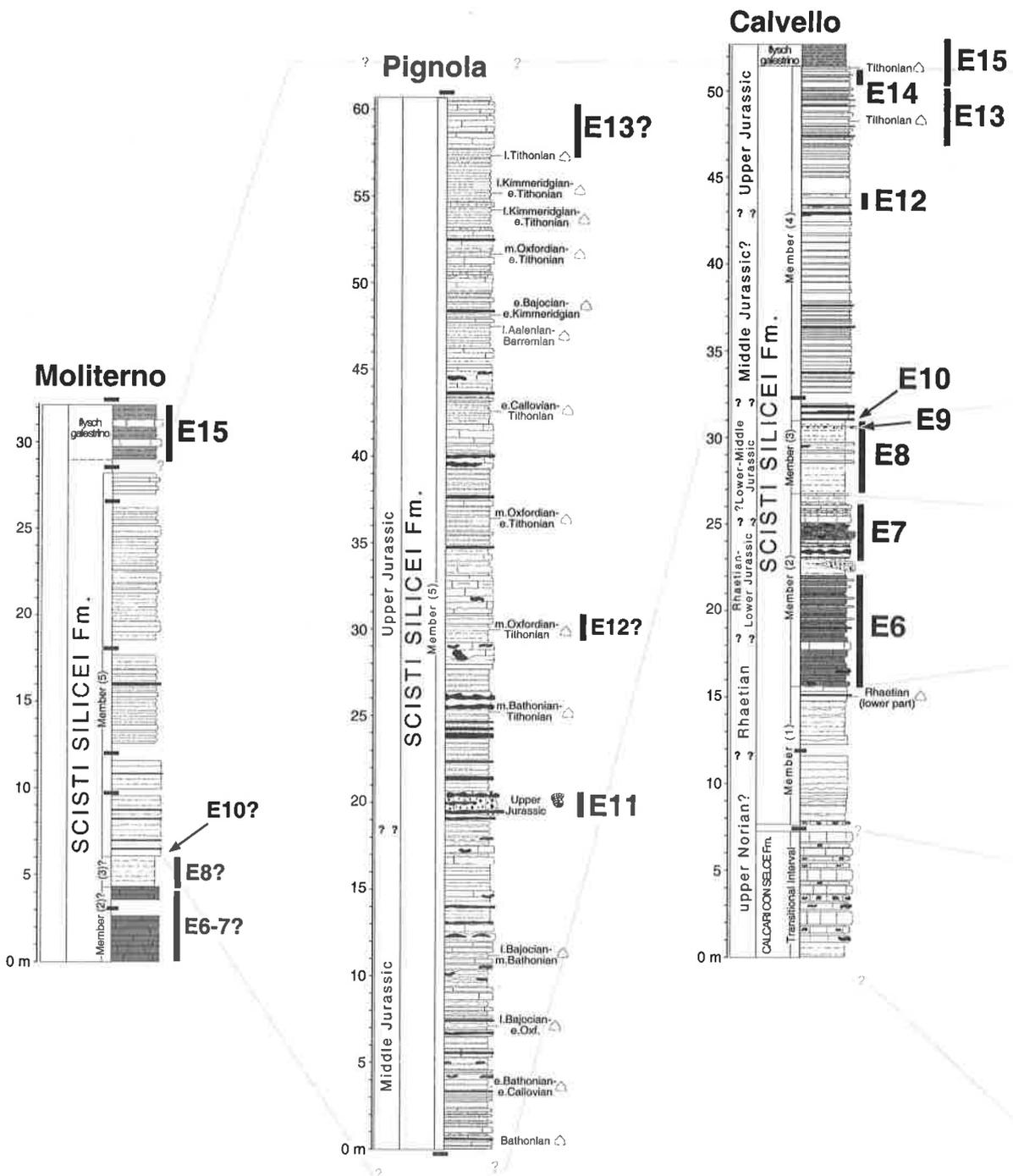
Riguardo ai cambiamenti climatici, il clima arido

che ha dominato durante buona parte del Trias passa, nel Trias terminale, ad un clima più umido (come è dimostrato dalla drastica diminuzione dei processi di dolomitizzazione delle piattaforme carbonatiche, es. Iannace, 1991) probabilmente caratterizzato da un regime monsonico (Hallam & El Shaarawy, 1982) (fig. 6.3). Un'interessante chiave di lettura del cambiamento del regime sedimentario che si verifica nel Bacino Lombardo è stata proposta da Jadoul *et alii* (1992). Gli autori hanno attribuito la diminuzione di risedimenti carbonatici nel Norico superiore del Bacino Lombardo, che segna la fine della sedimentazione della Dolomia Principale, come dovuta all'annegamento della piattaforma in connessione a inquinamento terrigeno fine e cambiamenti climatici all'inizio della deposizione delle Argilliti di Riva di Solto. Lo stesso meccanismo potrebbe essere invocato anche per spiegare la diminuzione dell'apporto carbonatico e l'instaurarsi di una sedimentazione più argillosa che si verifica nel Bacino Lagonegrese nello stesso periodo.

E2. Nella successione di Madonna del Sirino, tra E1 ed E3 sono presenti cinque strati sottili/medi di paraconglomerati (vedi cap. 2) costituiti da clasti arrotondati di mudstone calcareo in una scarsa matrice argillosa. Essi sono correlabili con strati di *pebbly mudstones* presenti nella sezione della Valle dell'Orso (Amodeo *et alii*, 1993) e contenenti faune a conodonti del Norico medio rimaneggiate nel Norico Superiore. Questi livelli corrispondono ai "conglomerati intraformazionali" in Scandone (1967) che caratterizzano la parte superiore dei Calcari Con Selce della "facies Armizzone" (sensu Scandone, 1967; pagg. 49-50) e che hanno una distribuzione regionale. Nella aree settentrionali, verosimilmente alla stessa altezza stratigrafica, nella sezione di Monte Cugnone sono presenti degli *slumps*. Questi ultimi, insieme con i paraconglomerati ed i *pebbly mudstones* potrebbero rappresentare facies differenti che riflettono i diversi processi di accumulo di uno stesso flusso lungo il suo profilo deposizionale. Questo episodio con evidente fase di risedimentazione nel bacino potrebbe indicare un momento di instabilità (tettonica sinsedimentaria?).

Questo evento sembra essere coevo ai livelli paraconglomeratici descritti nel Bacino Lombardo ed interpretati come una testimonianza delle fasi di *stretching* legate ai movimenti relativi tra Adria ed Europa (Jadoul *et alii*, 1992; Bertotti *et alii*, 1993).

E3. Livelli radiolaritici (radiolari >30%) associati a strati argillosi sono presenti nella parte terminale dei Calcari Con Selce (intervallo di transizione) di Sasso di Castalda, a partire da circa 18 m dall'evento E1 (cfr. tav. 6.1). A Madonna di Sirino, le prime radiolariti appaiono nella parte bassa degli Scisti Silicei (Membro 1), a circa 13 m dall'evento E1. Inoltre, esse sono presenti nella parte terminale dei Calcari Con Selce al Monte Cugnone, al Monte Volturino e probabilmente a Lagonegro. La comparsa dei livelli



LEGEND

Siliceous and terrigenous lithofacies with varying rad abundance (0-50%)

- a) mudstone-siltstone with rads (<30%)
- b) radiolarian siltstone-arenite (radiolaria, rads>30%)
- clayshale-mudshale

Calcareous lithofacies with varying terrigenous and siliceous amount

- packstone and wackestone
- wackestone and mudstone
- chert nodules and layers (vitreous chert)
- calcareous mudstone-siltstone, partly or totally silicified
- marly wackestone and mudstone marls
- organic carbon-rich strata

Age dating taxa

- radiolarians
- conodonts
- forams and algae (reworked)
- pollens, spores

Detrital allochems

- lithoclasts, bioclasts, peloids
- Intraclasts

Others

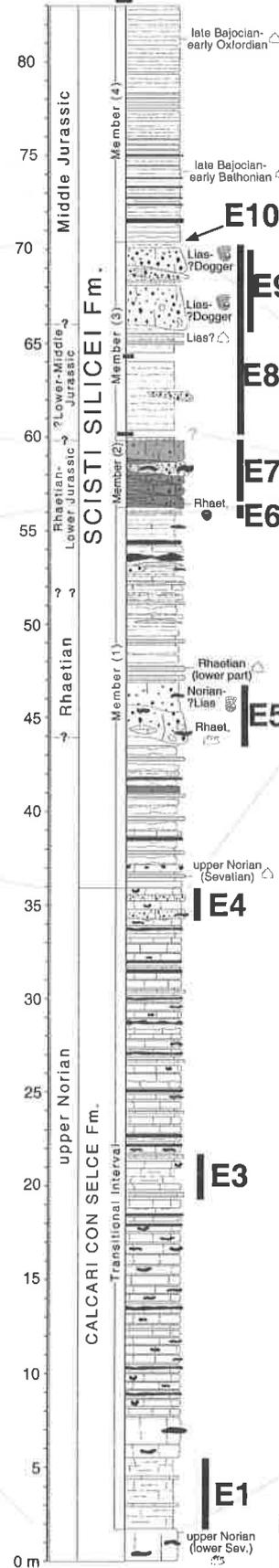
- slumps
- interruption
- lithostratigraphic boundary

EVENTS

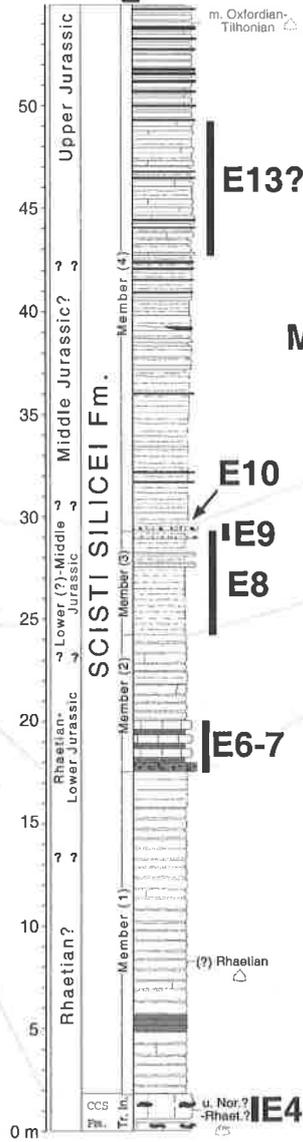
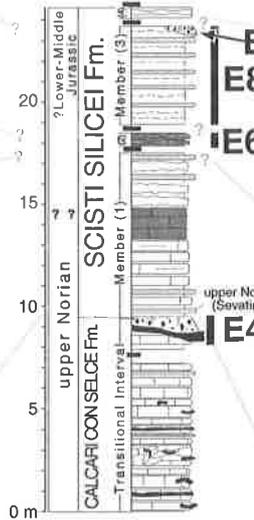
- E15 (kaolinite-rich) clay increase
- E14 bentonite
- E13 carbonate increase
- E12 clay increase
- E11 allodapic limestone
- E10 beginning of "Jurassic radiolarites"
- E9 allodapic limestone
- E8 clay dominance
- E7 organic C-rich allodapic limestone
- E6 organic C-rich carbonate increase
- E5 allodapic limestone
- E4 sudden decrease of carbonate
- E3 reappearing of radiolarites
- E2 paraconglomerates & slumps
- E1 clay increase/carbonate decrease

Lagonegro

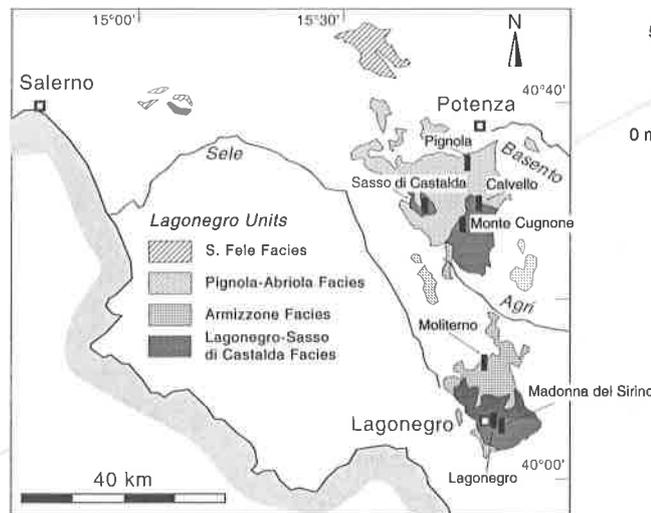
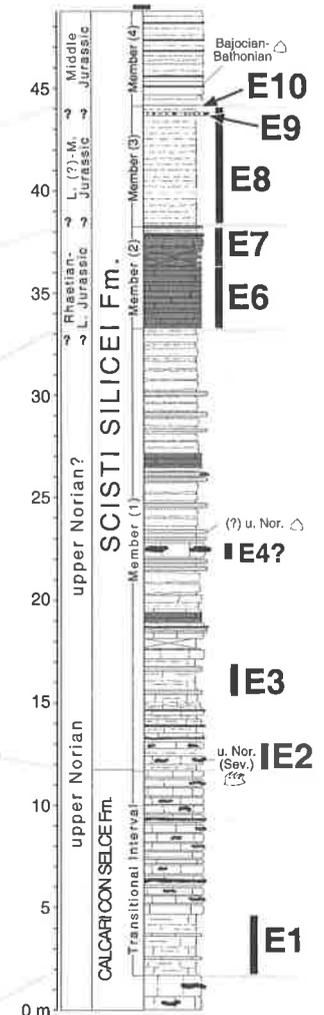
Sasso di Castalda



Monte Cugnone



Madonna di Sirino



Tav. 6.1. Litostratigrafia, correlazioni litostratigrafiche ed eventi nella Formazione degli Scisti Silicei e nella sottostante Formazione dei Calcari Con Selce (parte terminale), nelle sezioni stratigrafiche studiate nel presente lavoro. Dominio lagonegrese, Italia meridionale.

Tav. 6.1. Lithostratigraphy, lithostratigraphic correlations and sedimentary events in the Scisti Silicei Fm. and underlying Calcari Con Selce Fm. (uppermost interval), as recognized in studied sections. Lagonegro Domain, southern Italy.

ricchi in radiolari si può ragionevolmente considerare più o meno coeva nelle parti distali del bacino, poiché essa dovrebbe riflettere un momento di alta produttività dei radiolari nella colonna d'acqua sovrastante (vedi par. 6.1.3). Le radiolariti sono associate ad un intervallo marnoso, il che suggerisce anche un momento di minore apporto carbonatico nel bacino. È ragionevole supporre che l'evento E3 rappresenti un reale aumento della produttività dei radiolari o, almeno, un aumento del potenziale di conservazione dei radiolari nel sedimento e non sia una semplice conseguenza della mancata diluizione ad opera dei carbonati. Infatti, se così fosse, le radiolariti dovrebbero essere presenti anche nell'evento E1.

Quali che siano le cause della ricomparsa delle radiolariti nel Bacino Lagonegrese alla fine del Norico, esse vanno ricercate in modificazioni oceanografiche/climatiche a grande scala. Infatti il Norico superiore è un momento di diffusione di radiolariti nella Tetide centrale (De Wever *et alii*, 1994): radiolariti del Norico sono presenti nelle serie della Nappa di Antalia, in Turchia (De Wever, 1982), nelle Nappe di Hawasina (Bernoulli *et alii*, 1990) e, associate ad ofioliti, nell'unità Diabase-Selci nelle Dinaridi (Obradovic & Gorican, 1989), nelle Serie di Tourla, in Grecia (De Wever, 1982) e nelle Serie di Darno, in Ungheria (De Wever, 1984).

6.2.2. Norico superiore - Retico p.p.: Membro (1) degli Scisti Silicei

Questo intervallo di tempo abbraccia la parte inferiore della Formazione degli Scisti Silicei ed inizia con una diminuzione drastica dell'apporto carbonatico nelle "facies distali", che coincide con un importante flusso di materiale carbonatico nel bacino (E4). A Madonna di Sirino, la diminuzione di apporto carbonatico è più graduale e appare essere precedente all'evento E4 individuato a Sasso di Castalda, Monte Cugnone e Lagonegro. Dopo questo evento, il regime sedimentario è caratterizzato da una deposizione prevalentemente emipelagica, costituita da mudstone silicei e subordinatamente da mudshale silicei, radiolariti e risedimenti carbonatici lutitici più o meno silicizzati. Nelle aree settentrionali, si possono avere localmente episodi di risedimentazione di calcari allodapici (E5). Sempre nelle aree settentrionali, l'intervallo si chiude con il ritorno di sedimentazione carbonatica ricca in sostanza organica di cui si discuterà nel paragrafo successivo.

E4. Nella successione di Sasso di Castalda, al Monte Cugnone e a Lagonegro si assiste ad un brusco passaggio da una fase deposizionale prevalentemente carbonatica ad una fase deposizionale essenzialmente silico-argillosa. Il passaggio avviene nel Norico superiore e con modalità diverse, come testimoniato dai dati biostratigrafici. A Sasso di Castalda il passaggio è caratterizzato da *thickening-coarsening upwards* dei risedimenti carbonatici, gli strati

successivi sono costituiti per oltre il 70% da mudstone e mudshale silicei, più o meno ricchi in radiolari, e radiolariti. Al Monte Cugnone esso coincide con la presenza di strati lenticolari di calcari allodapici; gli strati successivi sono ancora in prevalenza torbiditi carbonatiche, ma sono parzialmente o totalmente silicizzate. A Lagonegro il passaggio è netto ed è rappresentato da uno spesso strato calcilutitico, a cui seguono mudstone e mudshale silicei più o meno ricchi in radiolari. L'evento E4 segna il limite formazionale tra Calcari Con Selce e Scisti Silicei a Sasso di Castalda, al Monte Cugnone e a Lagonegro. Questo evento si può probabilmente correlare con l'ultimo strato calcilutitico del Membro 1 di Madonna del Sirino, il che implica che il limite formazionale suddetto a Madonna del Sirino è più antico, anche se si trova comunque nel Norico superiore.

Questa brusca caduta di apporto carbonatico in diverse aree del bacino (ma non in tutte) suggerisce un ulteriore calo nella produzione carbonatica neritica. Il fatto che, nelle aree settentrionali, da questo momento in poi i principali apporti carbonatici siano essenzialmente canalizzati, di taglia prevalentemente arenitica e possono rimaneggiare anche materiale più vecchio (ad es. l'evento E6, vedi par. successivo), suggerisce che l'evento E4 segni un cambiamento nel regime di trasporto dei sedimenti carbonatici lungo la scarpata: da un regime deposizionale si passa ad un regime di tipo *by-pass* o erosivo (sensu Schlager & Camber, 1986). Poiché nelle successioni bacinali il cambiamento non è graduale, lo *steepening* della scarpata potrebbe essere stato rapido e dovuto, almeno in parte, a cause tettoniche. Un'evoluzione della scarpata controllata in parte dalla tettonica (Catalano & D'Argenio, 1982b) era già stata proposta da Pappone (1990) per i Monti della Maddalena.

E5. Un megastrato di calcari allodapici, composto da più depositi di torbida amalgamati, è presente nel Retico inferiore di Sasso di Castalda. Esso contiene foraminiferi bentonici del Norico-Lias (Miconnet *et alii*, 1983) e conodonti del Retico e del Norico (Amodeo *et alii*, 1993). Un intervallo litologicamente simile è stato descritto nella successione di Pignola (Scandone, 1967) e a Vietri (Amodeo *et alii*, 1993), dove l'età Retico inferiore è indicata dai conodonti. Non è stato finora ritrovato nelle successioni delle aree meridionali. Questo evento caratterizza quindi le aree settentrionali e potrebbe rappresentare un "allochthonous lowstand wedge", depositatosi ai piedi della scarpata in una fase di basso livello marino.

6.2.3. Retico p.p.- Toarciano p.p.: Membro (2) degli Scisti Silicei

Le fasi deposizionali comprese in questo intervallo di tempo non hanno una collocazione temporale precisa, a causa della mancanza di dati biostratigrafici. Il Limite inferiore è basato su l'età Retico inferiore documentata a Calvello, mentre il limite superiore è

tentativamente posto nel Toarciano. Va sottolineato che questo intervallo mostra una grande variabilità laterale e verticale di facies, e probabilmente comprende intervalli di tempo diversi a seconda della sezione stratigrafica considerata. L'instaurarsi di una sedimentazione prevalentemente silico-argillosa nel Norico terminale è seguita da un ritorno di sedimenti carbonatici ricchi in sostanza organica (E6); il cambiamento di facies avviene nel Retico inferiore nelle aree settentrionali. Successivamente, si assiste ad un importante episodio di risedimentazione in massa di carbonati, con formazione, nelle aree settentrionali di canali erosivi (E7).

E6. Nella sezione di Calvello e nella Sezione di Sasso di Castalda compaiono strati carbonatici sottili, particolarmente ricchi in sostanza organica -almeno in parte di origine continentale (cfr. par. 3.3.3)- di natura chiaramente torbiditica (fine-grained mud turbidites). La presenza di interstrati argillosi neri tipo black shales e di alcuni livelli a struttura varvata (successivamente modificata dalla diagenesi) nelle aree settentrionali, suggerirebbero la presenza di momenti anossici al fondo. In particolare, a Sasso di Castalda è possibile riconoscere un'alternanza ritmica delle torbiditi carbonatiche con livelli più argillosi e più ricchi in sostanza organica. A Madonna di Sirino l'originario carbonato è stato diageneticamente sostituito da quarzo.

Questi livelli registrano essenzialmente un ritorno della sedimentazione carbonatica nel bacino e potrebbero corrispondere ad una ripresa della produttività delle piattaforme carbonatiche circostanti. L'abbondanza di materia organica detritica nelle torbiditi carbonatiche indica che l'area di alimentazione doveva esserne arricchita; il sedimento potrebbe derivare dalle parti più esterne della piattaforma (outer shelf ? upper slope?), in cui la sostanza organica derivante dagli accumuli costieri in paludi o stagni viene rideposta sull'outer shelf durante le fasi di trasgressione marina (Vail *et alii*, 1977).

E7. A Sasso di Castalda, l'evento E6 è separato dall'evento E7 tramite una superficie discordante erosiva. A Calvello i due eventi sono separati da un intervallo argilloso-marnoso che non è stato riconosciuto nelle altre sezioni stratigrafiche. Questo suggerisce che, almeno a Sasso di Castalda, la superficie erosiva potrebbe corrispondere a un'importante lacuna stratigrafica. L'evento E7 è caratterizzato dalla deposizione in massa (debris flows e torbiditi) di carbonati ricchi in sostanza organica che nelle aree settentrionali di affioramento appaiono essere canalizzati.

Questo evento indica un momento particolare nel bacino. Allo stato attuale delle conoscenze non è possibile stabilire se tale episodio si possa correlare con l'importante fase di regressione che si verifica alla fine del Retico (Haq *et alii*, 1987) o a regressioni del Lias.

Un'ipotesi alternativa potrebbe essere rappresentata dalla tettonica trascorrente del Triassico Superiore-Liassico inferiore (Catalano e D'Argenio, 1982b) che porta alla formazione di bacini di intrapiattaforma (es. Foraporta, Streppenosa ecc.). La sedimentazione in questi bacini è spesso caratterizzata da facies anossiche (Catalano & D'Argenio, 1982b; Ciarapica *et alii*, 1986). L'evento E7, o parte di esso, è probabilmente coevo con i calcari grigi e neri del Lias medio-superiore descritti nell'Unità del Foraporta (Alfieri *et alii*, 1987; Pappone *et alii*, 1988) e al Monte Monna (Pappone *et alii*, 1988).

6.2.4. Toarciano p.p. ?- Baiociano pp.?: Membro (3) degli Scisti Silicei

L'apporto torbiditico, carbonatico e ricco in sostanza organica che caratterizza E7 diminuisce più o meno gradualmente per lasciare il posto ad una sedimentazione esclusivamente argillosa (E8). Nella parte terminale di questo intervallo, nell'Aaleniano superiore-Baiociano?, si è avuta la risedimentazione di materiale di età diverse (dal Triassico superiore al Giurassico Medio, evento E9), con una dominanza di materiale carbonatico di mare basso del Liassico medio (Pliensbachiano). L'accumulo di radiolari è scarso ed è limitato a pochi livelli centimetrici nella parte alta di E8, precedenti l'evento E9.

E8. Le argilliti rosso-brune silicee che caratterizzano questo intervallo litologico sono costituite da argille detritiche parzialmente trasformate durante la diagenesi (vedi cap. 4) e sono paragonabili alle argille rosso-brune dei fondi oceanici. Lo spessore varia da i 4 ai 5 m ed è tendenzialmente maggiore nelle successioni meridionali, questo perché la base dell'intervallo è stata posta in corrispondenza dell'ultima torbidite carbonatica ricca in sostanza organica e non è quasi certamente sincrona nei vari settori del Bacino Lagonegrese.

E8 è un intervallo facilmente riconoscibile a scala regionale anche in altri domini paleogeografici, ed indica un periodo di sottoalimentazione del bacino (starved basin); la parte basale dell'E8 è probabilmente correlabile all'importante trasgressione del Toarciano inferiore.

L'evento E8 potrebbe corrispondere al passaggio Lias superiore -Dogger inferiore delle successioni in facies di scarpata carbonatica dell'Appennino meridionale (Unità del Monte Monna e del Monte Foraporta, Monte Bulgheria, Monti di Lauria, Verbicaro) in cui compaiono frequenti sedimenti marnosi con spessori ridotti, indicanti bassi tassi di sedimentazione e presumibili diastemi (Pappone *et alii*, 1988; Sacchi, 1996). Al Monte Foraporta, questo intervallo ("calcari marnosi" o "Ammonitico giallo" Auct.) ha un'età Toarciano inferiore ed è stato correlato all'importante trasgressione marina del Toarciano inferiore (Sacchi, 1996). Una sedimentazione essenzialmente argillosa caratterizza anche il

Toarciano del Bacino di Budva (Gorican, 1994) ed il Toarciano-Aaleniano del Bacino del Pindos (Thiebault, 1982). Questo periodo coincide inoltre con l'annegamento di alcune piattaforme carbonatiche (per la Sicilia cfr. Catalano e D'Argenio, 1982a).

E9. Nel Giurassico medio (Aaleniano superiore?-Baioiciano p.p.?) si assiste alla risedimentazione in massa di calcari allodapici con spessore decrescente verso sud. E' interessante notare che, a Sasso di Castalda, il megastrato inferiore di risedimenti carbonatici contiene delle ooliti, mentre quello superiore è particolarmente ricco in resti di crinoidi (vedi log sedimentologico allegato).

Un aumento progressivo degli apporti detritici provenienti dalle aree di piattaforma carbonatica si registra, a partire dal Dogger inferiore, anche nelle Unità del Monte Monna e del Foraporta (Alfieri *et alii*, 1987; Pappone *et alii*, 1988), in successione stratigrafica sull'intervallo marnoso del Toarciano.

Durante il Lias -Dogger, risedimenti di mare basso in aree di bacino sono stati descritti anche in altri domini paleogeografici. Calcari allodapici oolitici sono presenti nel Bacino Sicano, in Sicilia (Unità di Pizzo Mondello); essi proverrebbero dalla Piattaforma Carbonatica Trapanese e Saccense (Unità litostratigrafica Inici) in cui si ha deposizione di calcari oolitici, seguiti da breve lacuna e poi deposizione di calcari a crinoidi (Catalano & D'Argenio, 1982). Gli autori considerano però questi sedimenti di età liassica (Pliensbachiano). Biofacies di mare basso risedimentatesi nell'Aaleniano-Calloviano, paragonabili a quelle ritrovate nel Bacino Lagonegrese, sono presenti anche nel Bacino di Budva, nel Montenegro (Upper Bar Limestone Member in Gorican, 1994); il detrito carbonatico contiene intraclasti, ooidi, peloidi, foraminiferi, crinoidi e frammenti di echinidi ed è stato interpretato come detrito penecontemporaneo derivante dalla piattaforma limitrofa (High Karst Platform) (Gorican, 1994, pagg.19-22). Infine, torbiditi oolitiche del Giurassico Medio caratterizzano il Bacino di Belluno (Bosellini *et alii*, 1981).

In conclusione questo evento è riconoscibile in altre aree del Mediterraneo e può essere correlato con la diffusione delle facies ad ooliti nelle piattaforme carbonatiche (D'Argenio *et alii*, 1971; Barattolo *et alii*, 1991). Esso si può ragionevolmente considerare come un "allocthonous lowstand wedge", depositatosi ai piedi della scarpata in una (o più?) delle fasi di basso livello marino dell'Aaleniano -Baioiciano.

6.2.5. Baioiciano p.p.-Batoniano inf. a Titonico: Membri (4) e (5) degli Scisti Silicei

Il cambiamento di fase deposizionale (**E10**) che segna l'inizio di questo intervallo è netto e facilmente riconoscibile perché, nelle facies distali, i cambiamenti litologici sono accompagnati da un cambiamento nel colore: dal rosso bruno si passa al verde grigio. Il

cambiamento di colore è dovuto alla predominanza di condizioni riducenti durante la diagenesi, legate ad un aumento dei tassi di sedimentazione e della sostanza organica in essi contenuti (vedi par. 2.2.3). L'aumento dei tassi di sedimentazione è in parte legato ad una ripresa dell'apporto torbiditico silico-carbonatico. Tuttavia, a differenza degli intervalli di tempo precedenti, i materiali carbonatici sono sempre sostituiti da quarzo diagenetico.

Rispetto alle facies distali, le facies prossimali (Pignola e Moliterno) sono caratterizzate da un maggior apporto argilloso, da una maggiore frequenza di spicole di spugna come costituente biosiliceo e da maggiori tassi di sedimentazione. Localmente sono presenti, nel Giurassico superiore, calcari allodapici (**E11**) e livelli più ricchi in argilla (**E12**). L'apporto torbiditico carbonatico nel bacino aumenta di nuovo nel Titonico (**E13**).

Le facies tipiche del Batoniano -Titonico del Bacino Lagonegrese corrispondono alle *bedded chert* descritte da McBride & Folk (1979) nel Bacino Lombardo, nel Bacino Toscano e nel Bacino Imerese, ovvero alle Tethyan Jurassic Radiolarites in Baumgartner (1987). Esse sono caratteristiche dell'area tetidea e mostrano una base diacrona, che va dal Baioiciano-Batoniano all'Oxfordiano (Baumgartner, 1984, 1987; Baumgartner *et alii*, 1995).

E10. L'evento E10 è presente a Sasso di Castalda, a Calvello, a Lagonegre e a Madonna di Sirino. Esso segna l'inizio delle "radiolariti giurassiche" nelle parti distali del Bacino e corrisponde ad una ripresa della sedimentazione biosilicea e dell'apporto carbonatico. L'età dovrebbe essere post-Aaleniano superiore e pre-Batoniano inferiore. L'apporto carbonatico è caratterizzato da torbiditi fini, totalmente silicizzate durante la diagenesi; esso potrebbe essere correlato alla fase di alto eustatico del secondo ordine nel Baioiciano-Batoniano (Haq *et alii*, 1987), e quindi si tratterebbe di "torbiditi fisiologiche", per usare la terminologia di di Bosellini (1989). L'evento E10, che ne segna l'inizio, dovrebbe quindi corrispondere all'inizio dell'innalzamento eustatico e cioè al Baioiciano inferiore (vedi fig. 6.3).

Questo evento è correlabile all'instaurarsi, nelle Unità del Monte Monna e del Foraporta (Pappone *et alii*, 1988) di una sedimentazione carbonatica prevalentemente lutitica ("calcari lastroidi") e all'inizio delle radiolariti s.s. nel Bacino di Pindos (Thiebault, 1982; De Wever & Cordey, 1986).

E11. A Pignola è presente uno strato di calcari allodapici con faune del Malm (Luperto, 1962), riconosciuto anche a San Fele (Luperto, 1966) (vedi par. 1.4.2). Questo livello sembra essere confinato alle aree più settentrionali del bacino.

E12. Nel Giurassico Superiore di Calvello, la sedimentazione di mudstone silicei è interrotta ad un certo punto da due strati decimetrici di mudshale

bruno. Essa è stata tentativamente correlata con i primi strati argillosi che si riconoscono nel Giurassico Superiore di Pignola. Questa interruzione manca a Lagonegro, suggerendo che si tratti di una sedimentazione terrigena localizzata, ad opera di correnti, ed escluderebbe il trasporto eolico.

E13. Nel Titonico di Calvello (forse Titonico superiore) si assiste ad un aumento delle torbiditi carbonatiche e della loro granulometria, riconosciuto anche nella sezione di Lagonegro ed in quella di Pignola. Nelle facies distali (Calvello e Lagonegro) questi strati sono tipicamente ricoperti da una patina d'alterazione nerastra.

L'aumento di apporto carbonatico nel bacino potrebbe essere dovuto ad emersioni in adiacenti aree di piattaforma, in corrispondenza del basso eustatico del Titonico, del secondo ordine (Haq *et alii*, 1987).

6.2.6. Titonico superiore: passaggio al flysch galestrino

Nel Titonico superiore si assiste ad un importante cambiamento nel regime sedimentario: la sedimentazione emipelagica, silico-carbonatica che caratterizza il Giurassico medio-Superiore viene soppiantata da un aumento dell'apporto argilloso (E15) sia nelle facies distali (sezione di Calvello), sia nelle facies prossimali (sezioni di Pignola e Moliterno); i sedimenti sono più ricchi in caolinite e si assiste al ritorno di una sedimentazione parzialmente carbonatica. Questo cambiamento litologico segna il limite superiore degli Scisti Silicei ed il passaggio alla formazione del flysch galestrino. In una località, nell'ultimo metro degli Scisti Silicei, sono presenti alcuni livelli bentonitici (E14).

E14. Alcuni livelli ricchi in montmorillonite (bentonite) rinvenuti a Calvello, testimonierebbero attività vulcanica nel Titonico (vedi par. 4.5.2). Livelli simili sono stati descritti anche nel Giurassico Superiore della successione di San Fele (Mattavelli & Novelli, 1968), ma la posizione stratigrafica non è indicata con esattezza.

L'evento E14, se riconosciuto altrove, potrebbe rappresentare un intervallo guida a livello regionale. I dati biostatigrafici suggerirebbero che questi livelli siano coevi a quelli presenti nel Bacino Lombardo (Bernoulli, 1980).

E15. L'aumento di apporto terrigeno che si verifica al passaggio Scisti Silicei - flysch galestrino sia nelle facies prossimali che distali (Sezioni di Moliterno e Calvello) è caratterizzato da un arricchimento in caolinite; esso si verifica, almeno a Calvello, nel Titonico superiore.

Tale arricchimento sembra essere presente soltanto nel Bacino Lagonegrese, visto che negli altri bacini tetidei (Bacino di Pindos-Olonos e Beozia, Bacino Lombardo, Bacino Imerese) si assiste ad un generale impoverimento in caolinite (vedi par. 4.5.2). Poiché il Titonico superiore è un periodo caratterizzato da un

basso livello marino, che termina con un'importante regressione ed inoltre il clima è caldo ed arido - semiarido (Fourcarde *et alii*, 1992), l'aumento di apporto terrigeno fine nel Bacino Lagonegrese si può collegare con un'una maggiore capacità erosiva di corsi d'acqua effimeri. La caolinite trasportata nel Bacino Lagonegrese potrebbe quindi essere anteriore al Titonico superiore, ed erosa da livelli più antichi.

Un'ipotesi alternativa potrebbe essere rappresentata dalla persistenza di un clima caldo-umido (favorevole alla formazione di caolinite) nelle aree considerate, come indicato dalla presenza di bauxiti nel Titonico di alcune piattaforme carbonatiche periadriatiche (D'Argenio & Mindszenty, 1992).

Nell'area mediterranea, l'apparizione di sedimenti terrigeni nei bacini alla fine del Giurassico caratterizza diversi domini paleogeografici, dai Balcani alla Cordigliera Betica (Caire, 1975; Durand-Delga, 1980). Tale tipo di sedimentazione detritica è stata correlata con un'instabilità tettonica nell'area mediterranea dovuta alle fasi iniziali di chiusura a Nord della Tetide: nel Giurassico terminale infatti ha inizio la convergenza nelle zone interne di Adria, con collisione continentale e messa in posto di ofioliti nelle Ellenidi e nelle Dinaridi (Charvet, 1978). D'altra parte, lungo il margine nord-africano (Marocco, Isole Canarie) esistono delle torbiditi quarzarenitiche della stessa età, che costituiscono depositi distali di delta di tipo Tantan o Weald, interpretate come segnale climatico (Weissert, 1990).

Secondo Miconnet (1983, pp. 39-40), il flysch galestrino del Bacino Lagonegrese rappresenterebbe un'eco lontana di questa tettonica compressiva tardo-giurassica. Fourcarde *et alii* (1993) considerano il flysch galestrino come depositosi al di sotto della CCD e, per spiegare la presenza di materiale terrigeno nel mezzo della loro Mediterranean Seuil, ipotizzano una connessione con l'Africa o con il blocco di Alboran.

Scandone (1967, pp. 96-99) riconosce nel flysch galestrino, spostandosi da nord verso sud, una diminuzione degli strati calcarei (calcilutiti, calcari marnosi e subordinatamente brecciole) rispetto alle argilliti nere, un aumento del grado di silicizzazione degli strati carbonatici presenti e del contenuto in ferro e manganese, ed infine la comparsa di quarzosiltiti e quarzoareniti a grana fine. Queste ultime rappresenterebbero termini di passaggio agli altri flysch affioranti dal Cilento alla Lucania meridionale alla Calabria settentrionale, indicati dall'autore col termine di "flysch nero".

Successivamente, Scandone (1972) non comprende più nel flysch galestrino le successioni contenenti gli strati quarzosi, poiché considera le successioni lagonegresi come esterne, mentre il flysch nero è interpretato come appartenente ai domini interni. Negli ultimi anni infine, i terreni lagonegresi vengono di nuovo considerati interni (Marsella *et alii*, 1992, 1995) e quindi contigui agli altri domini

paleogeografici bacinali interni (Sicilidi, Liguridi). Questo modello potrebbe spiegare le somiglianze tra il flysch galestrino ed i flysch interni già notate da Scandone (1967).

In conclusione, l'apporto argilloso nel Bacino Lagonegrese che segna la fine della Formazione degli Scisti Silicei e l'inizio del flysch galestrino, potrebbe essere a) un segnale tettonico delle fasi iniziali di chiusura della Tetide, come già ipotizzato da diversi autori (Durand-Delga, 1980; Miconnet, 1983), oppure b) un segnale climatico, ovvero indicherebbe l'instaurarsi di un clima più umido. La seconda ipotesi spiegherebbe anche l'aumento in caolinite che si registra in questo periodo.

6.3. SINTESI DEL CAPITOLO

Quanto discusso in questo capitolo si può riassumere nei seguenti punti.

1. I cambiamenti di (lito)facies osservati negli Scisti Silicei sono regolati principalmente dalle variazioni di (in ordine decrescente di importanza):

- a) apporto detritico carbonatico proveniente da aree limitrofe di piattaforma-scarpata carbonatica,
- b) apporto terrigeno fine (essenzialmente argille),
- c) apporto biosiliceo (principalmente gusci di radiolari e localmente spicole di spugna).

2. Alcuni eventi sedimentari, dedotti dai cambiamenti di litofacies, sono stati riconosciuti nella Formazione degli Scisti Silicei. Tali eventi sono stati raggruppati in 6 intervalli di tempo principali (cfr. tav. 6.1 e fig. 6.4), corrispondenti alle unità litostratigrafiche definite negli Scisti Silicei (vedi cap. 2) e confrontati con le variazioni relative del livello marino, i cambiamenti climatici ed alcuni eventi tettonici riportati in letteratura (cfr. fig. 6.3).

3. **Evoluzione sedimentaria.** I dati acquisiti permettono di proporre una ricostruzione della storia sedimentaria del Bacino Lagonegrese nel Triassico terminale-Giurassico. Alcuni eventi sedimentari hanno estensione regionale o ancora più ampia e sono collegabili con le principali fasi di *rifting* dell'oceano ligure-piemontese o con importanti cambiamenti climatici.

La diminuzione di apporto carbonatico nel Bacino Lagonegrese nel Norico superiore viene interpretata come un segnale di crisi delle aree di piattaforma

alimentatrici. Tale crisi potrebbe essere dovuta sia all'instaurarsi di climi più umidi alla fine del Norico che ad un'intensificazione dell'attività tettonica che continua nel Retico e che porterà nel Giurassico all'apertura dell'oceano ligure-piemontese.

Nelle facies condensate, a partire dal Norico superiore, l'apporto carbonatico diventa molto più discontinuo nel tempo, concentrandosi a determinate altezze stratigrafiche. Tra i vari episodi due sono riconoscibili a scala regionale (a) o ancora più ampia (b).

a) Nel Retico inferiore - Lias ritorna una sedimentazione prevalentemente carbonatica molto ricca in sostanza organica. Questo episodio è probabilmente coevo con i calcari grigi e neri del Lias medio-superiore dell'Unità del Foraporta e del Monte Monna. Non è chiaro se tale episodio si possa correlare con l'importante fase di regressione che si verifica alla fine del Retico o a regressioni del Lias, oppure sia una testimonianza della tettonica trascorrente retico-liassica che porta alla formazione di bacini di intrapiattaforma caratterizzati da facies anossiche. Inoltre la fase di rifting s.s. del rift ligure-piemontese si verifica proprio durante il Lias inferiore-medio.

b) Nell'Aaleniano superiore-Baiociano (?) si assiste alla risedimentazione di calcari allodapici del Lias, correlabile ad un ciclo regressivo del secondo ordine del livello marino. Questo intervallo è riconoscibile anche nel Bacino di Budva, nel Bacino di Pindos nelle unità Monna-Foraporta. Esso è correlabile con le fasi di uplift del Dogger inferiore che precede l'oceanizzazione nel sistema Alpi-Atlantico Centrale.

Nel Baiociano(?)-Batoniano ritorna una sedimentazione carbonatica sottile, correlabile con la fase trasgressiva del secondo ordine del Baiociano-Batoniano, mista a sedimentazione emipelagica biosilicea. Questo evento corrisponde all'instaurarsi delle "radiolariti giurassiche" nella Tetide.

L'apporto argilloso nel Bacino Lagonegrese che segna la fine della Formazione degli Scisti Silicei e l'inizio del flysch galestrino, insieme ai livelli bentonitici, si può interpretare come un segnale tettonico (subduzione nelle aree marginali nordorientali?). Alternativamente o in concomitanza, l'apporto argilloso e l'arricchimento in caolinite possono indicare un cambiamento climatico (clima localmente più umido).

- Bibliografia -

- Ager D.V. (1987): A defense of the Rhaetian stage. *Albertiana*, **6**, 4-18.
- Ahn J.H. & Peacor D.R. (1987): Transmission electron microscopic study of the diagenesis of kaolinite in Gulf coast argillaceous sediments. In Schultz et al. (eds.) "Int. Clay Conf.", Denver, 1985, 151-157.
- Aita Y. (1987): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolarian Biostratigraphy of Shikoku with reference to Selected Sections in Lombardy Basin and Sicily. *Science Reports of Tohoku University, Soday, Second (Geology)*, **58**, 1, 1-91.
- Aita, Y. & Okada, H. (1986): Radiolarians and calcareous nannofossils from the uppermost Jurassic and lower Cretaceous strata of Japan and Tethyan regions. *Micropaleontology*, **32**, 2, 97-128.
- Amour A. & Elmi S. (1981): Relations spatio-temporelles entre "Ammonitico Rosso", calcaires à "Zoophycos" et recife corallines dans le Toarcien et la base du Jurassique moyen (Monts de Traras, Djebel Fillaoussense, Algérie NW). In Farinacci a. (ed.) "Rosso Ammonitico Symposium Proceedings". Edizioni tecnoscienza, Roma, 9-26.
- Amodeo F. & Baumgartner P.O. (1994): Stratigraphic revision of the "Scisti Silicei" Formation (Upper Triassic-Upper Jurassic), Lagonegro Basin, southern Italy. Preliminary report. *Paleopelagos*, **4**, 35-46.
- Amodeo F., Molisso F., Kozur H., Marsella E. & D'Argenio B. (1993): Age of transitional beds between Cherty Limestones (Calcarei con Selce) and Radiolarites (Scisti Silicei) in the Lagonegro domain (Southern Italy). First evidence of Rhaetian Conodonts in Penninsular Italy. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, **CX** - 1991, 3-22, 2 figg., 5 tavv., Roma, 1993.
- Anderson O. R. (1983): *Radiolaria*. Springer-Verlag ed., Berlin, 1-355.
- Bally A.W., Watts A.B., Grow J.A., Manspeizer W., Bernoulli D., Schreiber C. & Hunt J.M. (1981): Geology of passive continental margins; history, structure and sedimentologic record (with special emphasis on the Atlantic margin). *AAPG Continuing Education Course Note Series*, **19**.
- Barattolo F., De Castro P. & Parente M. (1991): Field Trip Guidebook. *5th International Symposium on fossil algae*, Capri, 7-12 aprile 1991, 152 pp.
- Barret T.J. (1981): Chemistry and mineralogy of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. *Chemical Geology*, **34**, 289-317.
- Bartolini A. (1995): *Stratigrafia isotopica ed evoluzione dei radiolari e dei foraminiferi nel Giurassico dell'Appennino Umbro-marchigiano-sabino: una nuova chiave di lettura per l'interpretazione delle radiolariti*. Tesi di dottorato, 258 pp., Perugia.
- Bartolini A., Baumgartner P.O. & Hunziker J. (1996): Middle and Late Jurassic carbon stable-isotope stratigraphy and radiolarite sedimentation of the Umbria-Marche Basin (Central Italy). *Eclogae Geol. Helv.*, **89/2**, 811-844.
- Bartolini A., Baumgartner P.O. & Mattioli E. (1995): Middle and Late Jurassic Radiolarian Biostratigraphy of the Colle Bertone and Terminilietto Sections (Umbria-Marche-Sabina Apennines, Central Italy): an Integrated Stratigraphical Approach. In Baumgartner P.O. et al. (eds.) (1995): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, **23**, 817-832.
- Baumgartner P.O. (1980): Late Jurassic Hagiastriidae and Patulibracchiidae (Radiolaria) from the Argolis Peninsula (Peloponnesus, Greece). *Micropaleont.*, **26**, 3, 274-322.
- Baumgartner P.O. (1981): EURORAD II, 1980- Second European Meeting of Radiolarian Paleontologists: Current research on Cenozoic and Mesozoic radiolarians. *Eclogae Geol. Helv.*, **74**, 3, 1027-1061.
- Baumgartner P.O. (1984a): Comparison of Unitary Associations and probabilistic ranking and scaling as applied to Mesozoic Radiolarians. *Computers & Geosciences*, **10**, 1, 167-183.
- Baumgartner P.O. (1984b): A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. *Eclogae Geol. Helv.*, **77**, 3, 729-837.
- Baumgartner P.O. (1987a): Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. *Eclogae Geol. Helv.*, **80**, 3, 831-879.
- Baumgartner P.O. (1987b): Genesis of Jurassic Tethyan radiolarites. The example of Monte Nerone (Umbria-Marche Apennines). *Atti II Conv. Int. F.E.A. Pergola, Italy*.
- Baumgartner P.O. (1992): *Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy and biogeography off northwestern Australia (ODP Sites 765 and 766 and DSDP Site 261), Argo Abyssal Plain and Lower Exmouth Plateau..* In Gradstein et al. (eds.): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. *College Station, TX*, **123**, 299-342.
- Baumgartner P.O. & Matsuoka A. (1995): New Radiolarian Data from DSDP Site 534A, Blake Bahama Basin, Central Northern Atlantic. In Baumgartner P.O. et al. (eds.) (1995): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, **23**, 709-715.
- Baumgartner P.O., De Wever P., Kocher, R. (1980): Correlation of Tethyan Late Jurassic - Early Cretaceous radiolarian events. *Cahiers de Micropaléontologie*, **2**, 23-86.
- Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican S., Urquhart E., Pillevuit A. & De Wever P. (eds.) (1995a): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, **23**, pp. 1172, tavv. 612.
- Baumgartner P.O., Martire L., Gorican S., O'Dogherty L., Erba E. & Pillevuit A. (1995b): New Middle and Upper Jurassic radiolarian assemblages co-occurring with ammonites and nannofossils from the Southern Alps (Northern Italy). In Baumgartner P.O. et al. (eds.) (1995): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, **23**, 737-749.
- Behl R.J. & Smith B.M. (1992): Silicification of deep-sea sediments and the oxygen isotope composition of diagenetic siliceous rocks from the western pacific, Pigafetta and East Mariana basins, Leg 129. In "Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results", **129**, 81-118.
- Bellanca A., Di Stefano P. & Neri R. (1995): Sedimentology and isotope geochemistry of Carnian deep-water marl/limestone deposits from the Sicani Mountains, Sicily: Environmental implications and evidence for a planktonic source of lime mud. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **114**, 11-129.
- Berger W.H. (1976): *Biogenous Deep-Sea Sediments: Production, Preservation and Interpretation*. In Riley and Chester (eds.): *Treatise on Chemical Oceanography*, **5**, 265-388. Academic Press, New York.
- Bernoulli D. (1980): Mendrisio-Breggia Valley-Chiasso. In Swhweiz.

- Geol. Komm. (eds.): *Geology of Switzerland, a Guide-Book*, 207-209. Wepf, New York, Basel.
- Bernoulli D. & Jenkyns H.C. (1974): Alpine, Mediterranean, and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. Repr. from 'Modern and ancient Geosynclinal sedimentation', R.H. Dott, Jr. & R.H. Shaver (eds.). *Soc. Econ. Paleont. and Mineralogists*, Spec. Publ. **19**, 129-160.
- Bernoulli D. & Peters T. (1970): Traces of rhyolitic-trachytic volcanism in the Upper Jurassic of the southern Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, **63**, 609-621.
- Bernoulli D. & Peters T. (1974): Traces of rhyolitic-trachytic volcanism in the Upper Jurassic of the southern Alps: reply. *Eclogae Geol. Helv.*, **67**, 207-213.
- Bernoulli D., Weissert H. & Blome C.D. (1990): Evolution of the Triassic Hawasina Basin, Central Oman Mountains. In Robertson A.H.F. et al. (eds.): *The geology and Tectonics of the Oman Region. Geological Society Special Publication*, **49**, 189-202.
- Bertotti G., Picotti V., Bernoulli D. & castellarin A. (1993): From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. *Sedimentary Geology*, **86**, 53-76.
- Bigi G., Cosentino D., Parotto M., Sartori R. & Scandone P. (eds.) (1992): *Structural Model of Italy and Gravity Map*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Progetto Finalizzato Geodinamica.
- Bishoff J.L., Heath G.R. & Leinen M. (1979): Geochemistry of deep sea sediments from the Pacific Manganese Nodule province: Domes Sites A, B, C. In Bishoff J.L. & Piper D.Z. (eds.) "*Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Province*", New York (Plenum), 397-436.
- Blome C. (1983): Upper Triassic Capnuosphaeridae and Capnodocinae (Radiolaria) from east-central Oregon. *Micropaleontology*, **29**, 1, 11-49.
- Blome C.D. (1984): Upper Triassic Radiolaria and radiolarian zonation from western North America. *Bulletins of American Paleontology*, **85** (318), 88 pp.
- Blome C.D. (1987): Paleogeographic significance of lower Mesozoic radiolarians from the Brooks Range, Alaska. In Tailleux & Weimer (eds.): *Alaskan North Slope Geology. SEPM Pacific Section, Bakersfield*, **1**, 371-380.
- Blome C.D. & Reed K.M. (1993): Acid processing of pre-Tertiary radiolarian cherts and its impact on faunal content and biozonal correlation. *Geology*, **21**, 177-180.
- Boles J.R. & Franks S.G. (1979): Clay diagenesis in Wilcox sandstone of southwest Texas, implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**, 55-70.
- Bonardi G., Amore F.O., Ciampo G., De Capoa P., Miconnet P. & Perrone V. (1988a): Il complesso ligure auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco calabro. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41** (1988), 17-36.
- Bonardi G., D'Argenio B. & Perrone V. (1988b): Carta geologica dell'Appennino meridionale alla scala 1:250.000. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41** (1988), 1341, 1 carta geol. 1:250.000.
- Bonatti E. (1981): Metal deposits in the oceanic lithosphere. In Emiliani C. (ed.) "*The sea*". Wiley & Sons, New York, **7**, 639-686.
- Bonatti E., Zerbi M., Kay R. & Rydell H. (1976): Metalliferous deposits from the Appenine ophiolites: mesozoic equivalents of deposits from modern spreading centers. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 83-94.
- Bosellini A. (1989): Dynamics of Tethyan carbonate platforms. In Crevello P.D. et al. (eds.): Controls on carbonate platform and basin development. *Society of Economic Paleontologist and Mineralogists Spec. Publ.*, **44**, 3-14.
- Bosellini A. & Winterer E.L. (1975): Pelagic limestones and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: A genetic model. *Geology*, **3/5**, 279-282.
- Bosellini A., Masetti D. & Sarti M. (1981): A Jurassic "Tongue of the ocean" infilled with oolitic sands: the Belluno Trough, Venetian Alps, Italy. *Marine Geology*, **44**, 59-95.
- Bosellini A., Mutti E. & Ricci Lucchi F. (1989): *Rocce e Successioni Sedimentarie*. Editore U.T.E.T., Torino, 395 pp.
- Bosence D. & Waltham D. (1990): Computer modeling the internal architecture of carbonate platforms. *Geology*, **18**, 26-30.
- Boström K. (1973): The origin and fate of ferromanganous active ridge sediments. *Acta Univ. Stockh. Contrib. Geol.*, **27** (2), 149-243.
- Bouma A.H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Elsevier Scientific, Amsterdam, 167 pp.
- Braun A. & Schmidt-Effing (1993): Biozonation, diagenesis and evolution of radiolarians in the Lower Carboniferous of Germany. *Marine Micropaleontology* (Special Issue Interrad VI), **21**, 4, May 1993.
- Brindley, G.W. and Brown, G. (1980): Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. *Mineralogical Soc. Monograph*. No **5**, 495 pp.
- Bromley R.G. (1990): *Trace fossils: Biology, Taphonomy and Applications*. Chapman & Hall, London, 361 pp
- Bronnimann P., Duran-Delga M. & Grandjacquet C. (1971): Présence simultanée de *Protopenneroplis striata* Weinschenk et de *Calpionelles néocomiennes* dans le "flysch galestrino" de Lucanie (Italie méridionale). *Rev. Micropal.*, Spec. Publ., Paris, **14**, 96-101.
- Brown J., Collins A. et quelques autres (1989): *Ocean Chemistry and deep-sea sediments*. The Open University, Pergamon Press, Oxford, 1-134.
- Burchell M.T., Stefani M. & Masetti D. (1990): Cyclic sedimentation in the Southern Alpine Rhaetic: the importance of climate and eustasy in controlling platform-basin interactions. *Sedimentology*, **37**, 795-815.
- Burns R.G. (ed.) (1979): *Marine Minerals. Reviews in Mineralogy*, **6**, Mineralogical Society of America, 380 pp.
- Caffero B. & De Capoa Bonardi P. (1980): Stratigraphy of the pelagic Triassic in the Budva-Kotor area (Crna-Gora, Montenegro Yugoslavia). *Boll. Soc. Paleont. It.*, **19**, 2, 1980, 179-204, pls 1-5, txfigs 1-2, tab 1.
- Caffero B. & De Capoa Bonardi P. (1982): Biostratigrafia del Trias pelagico della Sicilia. *Boll. Soc. Paleont. It.*, **21**, 1, 1982, 35-71, pls 1-10.
- Caire A. (1975): Italy in its Mediterranean setting. In Squyres C.H. (ed.) "*Geology of Italy*", vol I. Earth Sci. Soc. Lybian Arab Repub. Tripoli, Lybia, 11-74.
- Calvert S.E. (1974): Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. In Hsu K.J. & Jenkyns H.C. (eds): Pelagic sediments: on land and under the sea. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* **1**, 273-299.
- Carbone S., Catalano S., Lentini F. & Monaco C. (1988): Le unità stratigrafico-strutturali dell'alta val d'Agri (Appennino lucano) nel quadro dell'evoluzione del sistema catena-avanfossa. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41** (1988), 331-342.
- Carter E. S. (1990): New biostratigraphic elements for dating Upper

- Norian strata from the sandilands Formation, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada. *Marine Micropaleontology*, **15**, p. 313-328.
- Carter E. S. (1993): Biochronology and Paleontology of uppermost Triassic (Rhaetian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, **11**, 234 pp., 21 tavv.
- Carter E. S. (1995): Middle Jurassic (Aalenian and Early Bajocian) Radiolarians from the Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada. In Baumgartner P.O. et al. (eds.) (1995): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, **23**, 977-983.
- Carter E.S. & Jakobs G.K. (1991): New Aalenian Radiolaria from the Queen Charlotte Islands, British Columbia. *Geological Survey of Canada, Current Research, Part A*, **91-1A**, 337-351.
- Carter E. S., Cameron B. E. B. & Smith P. L. (1988): Lower and Middle Jurassic Radiolarian Biostratigraphy and systematic paleontology, Queen Charlotte Islands, British Columbia. *Geol. Survey of Canada Bull.*, **386**, 1-109.
- Casero P., Roure F., Endignoux L., Moretti I., Muller C., Sage L. & Vially R. (1992): Neogene geodynamic evolution of the southern Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 109-120.
- Casey R.E. (1971): Radiolarians as Indicators of Past and Present Water masses. In Funnel & Riedel (eds.): *The Micropaleontology of the Oceans*, 151-160. Cambridge University Press, London.
- Casey R.E. (1993): Radiolarians. In Lipps J.H. (ed.): *Fossil Prokaryotes and Protists*, pp. 249-284. Blackwell Scientific Publications, London.
- Catalano R. & D'Argenio B. (1982a): Guida alla geologia della Sicilia occidentale. *Guida Geologica Regionale della Società Geologica Italiana, I Centenario della S.G.I.*, 160 pp, Palermo, 1982.
- Catalano R. & D'Argenio B. (1982b): Infratriassic strike-slip tectonics in Sicily and southern Apennines. *Rend. Soc. Geol. It.*, **5**, 5-10, 4 ff., 1982.
- Catalano R., Di Stefano P. & Kozur H. (1988): New results in the Permian and Triassic stratigraphy of western Sicily with special reference to the section at Torrente san Calogero, SW of Pietra di Salomone (Sosio valley). *Atti 74 Congr. Naz. Soc. Geol. It.*, vol. A, 119-125.
- Catalano R., Di Stefano P. & Kozur H. (1991): Permian circum-pacific deep-water faunas from the Western Tethys (Sicily - Italy). In Channel J.E.T., Winterer E.R. & Jansa L.F. (eds.): Paleogeography and paleoclimatology of Tethys (vol. spec.); *Paleogeography, Palaeoclimatology, Paleo-ecology*, **87**, 75-108, Elsevier, Amsterdam.
- Catalano R., Di Stefano P., Nigro F. & Vitale F.P. (1993): Sicily mainland and its offshore: a structural comparison. In: Geological Development of the Sicilian-Tunisian Platform. *Unesco Reports in Marine Science*, **58**, 19-24.
- Caulet J.-P., Vénec-Peyré M.-T., Vergnaud-Grazzini C. & Nigrini C. (1992): Variation of South Somalian upwelling during the last 160 Ka: radiolarian and foraminifera records in core MD85674. In Summerhayes et al. (eds.): Upwelling Systems: Evolution Since the early Miocene. *Geol. Soc. (London) Spec. Publ.*, **64**, 379-389.
- Chamley H. (1989): *Clays Sedimentology*. Springer-Verlag ed., Berlin, 1-623.
- Chamley H. (1990): *Sedimentology*. Springer-Verlag ed., Berlin, 1-285.
- Channell J.E.T., D'Argenio B. & Horvath F. (1979): Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography. *Eart Sci. Rev.*, **15**, 213-292.
- Charvet J. (1978): Essai sur un orogène alpin; géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie). *Publication Société Géologique du Nord*, **2**, 554 pp.
- Chester R. (1990): *Marine Geochemistry*. Unwin Hyman Ltd ed., London, 698 pp.
- Chiocchini M. (1987): Il Giurassico in facies di margine di piattaforma carbonatica nell'Appennino centro-meridionale: breve sintesi dei dati paleontologici e stratigrafici. *Boll. Soc. Paleont. It.*, **26** (3), 303-308.
- Ciarapica G., Cirilli S., D'Argenio B., Marsella E., Passeri L. & Zaninetti L. (1986): Late Triassic open and euxinic basins in Italy. *Rend. Soc. Geol. It.*, **9**, 157-166.
- Ciarapica G., Cirilli S., Martini R., Panzanelli Fratoni R., Salvini-Bonnard G. & Zaninetti L. (1988a): Le Fusuline rimaneggiate nella Formazione triassica del Monte Facito, Appennino Meridionale. *74° Congr. Soc. Geol. It.*, Abs. **B**, 117-124.
- Ciarapica G., Cirilli S., Panzanelli Fratoni R., Passeri L., Salvini-Bonnard G. & Zaninetti L. (1988b): La Formazione di Monte Facito (Appennino Meridionale). *74° Congr. Soc. Geol. It.*, Abs. **B**, 132-135.
- Ciarapica G., Cirilli S., Martini R., Panzanelli Fratoni R., Salvini-Bonnard G. & Zaninetti L. (1990a): The Monte Facito formation (Southern Apennines). *Boll. Soc. Geol. It.*, **109** (1), 135-142.
- Ciarapica G., Cirilli S., Martini R., Panzanelli Fratoni R., Salvini-Bonnard G. & Zaninetti L. (1990b): Reworked Foraminifera in the Triassic Monte Facito formation Auctt., Lagonegro basin, Southern Apennines, Italy. *Boll. Soc. Geol. It.*, **109** (1), 143-150.
- Clermonté J. (1982): Evolution paléogéographique et structurale de l'Italie centro-méridionale durant l'Alpin. Notion de promontoire apulien. *Sciences de la Terre*, **25**, 39-64, Nancy.
- Cloos M. (1993): Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *G.S.A. Bull.*, **105**, 715-737.
- Cocco E., Cravero E., Ortolani F., Pescatore T., Russo M., Torre M. & Coppola L. (1974): Le Unità Iripine a nord di Monte Marzano, Appennino Meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, **13** (1974), 607-654, 44ff., 2tt., 1 carta geol. 1:25.000.
- Colacicchi R., Passeri L. & Piali G.P. (1970): Nuovi dati sul Giurese Umbro-marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento regionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, **9**, 838-874.
- Colacicchi R., Nocchi M., Parisi G., Monaco P., Baldanza A., Cresta S. & Pallini G. (1988): Palaeoenvironmental analysis from Lias to Malm (Corniola to Maiolica formations) in the Umbria-MARCHE basin Central Italy (Preliminary Report). *2nd Int. Symp. on Jurassic Stratigraphy, Lisboa*, **2**, 717-728.
- Cowie J.W., Ziegler W., Boucot A.J., Basset M.G. & Remane J. (1986): Guidelines and Statutes of the International Commission on Stratigraphy (ICS). *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **83**, 1-14. Frankfurt a. M., 16-6-1986.
- Curtis C.D. (1990): Aspects of climatic influence on the clay mineralogy and geochemistry of soils, paleosols and clastic sedimentary rocks. *Journal of the Geological Society*, London, **147**, 351-357, 5 figg., 3 tabb.
- Dagys A.S. (1988): An alternative interpretation of the Rhaetian. *Albertiana*, **7** (1988), p.4-6.
- Dagys A.S. & Dagis A.A. (1994): Global correlation of the terminal Triassic. In Guex & Baud (eds.): *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, **22**, 25-34.
- Danielan T. (1989): Radiolaires Jurassiques de la Zone Ionienne (Epire, Grèce). *Paléontologie-stratigraphie, implications paléogéographiques*. Tesi di Dottorato n. 89-25, Université P. et

- M. Curie, Paris VI, 246 pp, 10 tavv.
- D'Argenio B. (1984): Lo sviluppo delle conoscenze geologiche moderne nell'Italia meridionale (Appennino Campano-Lucano e Sicilia). In: Cento anni di geologia italiana. *Vol. giub. I Centenario SGI*, 303-313, Bologna.
- D'Argenio B. (1988): L'Appennino campano-lucano. Vecchi e nuovi modelli geologici tra gli anni sessanta e gli inizi degli anni ottanta. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41** (1988), 3-16.
- D'Argenio B. & Alvarez W. (1980): Stratigraphic evidence for crustal thickness changes on the southern Tethyan margin during the Alpin Cycle. *Geol. Soc. America Bull.*, **91**, 681-689.
- D'Argenio B. & Mindszenty A. (1992): Tectonic and climatic control on paleokarst and bauxites. *Giornale di Geologia*, **3**, **54**, 1, 207-218.
- D'Argenio B., Horvath F. & Channell J.E.T. (1980): Peleotectonic evolution of Adria, the African promontory. In Auboin et al. (eds.): *Geology of the Alpine Chains born of the Tethys. Mem. B.R.G.M.*, **115**, 331-351.
- D'Argenio B., Ortolani F. & Pescatore T. (1986): Geology of the Southern Apennines. A brief outline. *Int. Ass. Eng. Geol., Proc. Intern. Symp. on: Engineering Geology Problems in Seismic Areas*, Bari, pp.31.
- D'Argenio B., Pescatore T. & Scandone P. (1973): Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania). Atti del Convegno: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. *Acc. Naz. Lincei*, **183**, 49-72.
- D'Argenio B., Radoicic R. & Sgrosso I. (1971): A paleogeographic section through the Italo-Dinaric External Zones during Jurassic and Cretaceous Times. *Nafta*, **22**, 1-29, Zagreb.
- D'Argenio B., Ferranti L., Marsella E., Pappone G. & Sacchi M. (1993): From the lost Lagonegro Basin to the present Tyrrhenian. The Southern Apennines between compression and extension. *The International Lithosphere Program, 4th Workshop of the Task Force: Origin of Sedimentary Basins*. Benevento, October, 1993.
- Darsac C. (1983): La plate-forme berriasio-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain-savoie). Tesi di dottorato, Grenoble.
- De Capoa Bonardi P. (1970): Le Daonelle e le Halobie della serie calcareo-silico-marnosa della Lucania (Appennino Meridionale). Studio paleontologico e biostratigrafico. *Estr. da Soc. Natur. in Napoli, suppl. Boll.* **78**, 1969, 1-127.
- De Capoa Bonardi P. (1984): Halobia zones in the pelagic Late Triassic sequences of the central Mediterranean area (Greece, Yugoslavia, Southern Apennines, Sicily). *Boll. Soc. Paleontologica It.*, **23** (1), 91-102, 2 tavv.
- De Castro P. (1962a): Sulla presenza del Lias negli "scisti silicei" di Giffoni Vallepiiana nel Salernitano. *Boll. Serv. Geol. It.*, **83** (1962,c), 3-32, 3 figg, 9 tavv.
- De Castro P. (1962b): Sulla presenza del Giura (Dogger e Malm) nei Monti Aurunci. *Boll. Soc. Natural. in Napoli*, **71**, 16-19, tavv VI, 1962.
- De Castro P. (1962c): Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della Valle dell'Irno e della Piana di Montoro. *Boll. Soc. Natural. in Napoli*, **71**, 21-52, tavv XIX, 1962.
- Decker K. (1991): Rhythmic Bedding in Siliceous Sediments - an Overview. In Einsele et al. (eds.): "Cycles and Events in Stratigraphy", 464-479. Springer-Verlag, Berlin.
- Deconinck J.F. & Bernoulli D. (1991): Clay mineral assemblages of Mesozoic pelagic and flysch sediments of the Lombardian Basin (Southern Alps): implications for palaeotectonics, palaeoclimate and diagenesis. *Geologische Rundschau*, **80** (1), 1-17, 8 figg.
- Deconinck J.F., Broquet P., Chamley H., Robaszynski F. & Thiebault F. (1986): Minéraux argileux de la zone de Sclafani (Madonie, Sicilie): Diagenèse et paléoenvironnement du Permien au Miocene. *Géologie Méditerranéenne*, **XII-XIII**, n° 1-2, 3-11.
- Decker K. (1991): Rhythmic Bedding in Siliceous Sediments-An Overview. In G. Einsele et al. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*, 464-479. Springer-Verlag, Berlin.
- De Lorenzo G. (1892a): Osservazioni geologiche nei dintorni di Lagonegro in Basilicata. *Rend. Acc. Lincei, Cl. Sc. Fi.*, **5**^a, **1**, n. 9, 316-317.
- De Lorenzo G. (1892b): Sul Trias dei dintorni di Lagonegro in Basilicata. *Rend. Acc. Sc. fis. e mat.*, **2**, **6**, pp. 186.
- De Lorenzo G. (1898): Guida geologica dei dintorni di Lagonegro in Basilicata. *Boll. Soc. Geol. It.*, **17**, 170-195.
- Dercourt J., Ricou L.E. & Vrielynck (eds.) (1993): *Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps*. Gauthier-Villars, Paris, 307pp., 14 maps, 1 pl.
- De Stasio L.M. (1971): Su di alcune microfaune rinvenute nel flysch galestrino della Lucania (Serie calcareo-silico-marnosa). *Memorie della Società dei Naturalisti in Napoli*, **78**, 409-419, 3 tavv.
- De Wever P. (1982): Radiolaires du Trias et du Lias de la Tethys (Systématique, Stratigraphie). *Société Géologique du Nord, Lille*, **7**, 599 pp.
- De Wever P. (1984a): Revision des radiolaires Mésozoïque de type Saturnalide, proposition d'une nouvelle classification. *Rev. Micropaleontologie*, **27**, 1, 10-19.
- De Wever P. (1984b): Triassic radiolarians from the Darno Area (Hungary). *Acta Geol. Hung.*, **27**, 3-4, 295-306.
- De Wever P. (1989): Radiolarians, Radiolarites, and Mesozoic Paleogeography of the Circum-Mediterranean Alpine Belts. In Hein J.R. & Obradovic J. (eds.): *Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions*. Springer-Verlag, Berlin, 244 pp.
- De Wever P. & Cordey F. (1986): Datation par les Radiolaires de la Formation des Radiolarites s.s. de la Série du Pinde-Olonos (Grèce): Bajocien (?) - Tithonique. *Marine Micropaleontology*, **11**, 113-127.
- De Wever P. & Cordey F. (1995): Radiolarians from the Radiolarites Formation (s.s.), Pindos-Olonos (Greece): Bajocian (?) to Tithonian. In Baumgartner P.O. et al. (eds.) (1995): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, **23**, 881-887.
- De Wever P. & Dercourt J. (1985): Les Radiolarites triassico-Jurassiques marqueurs stratigraphiques et paléogéographiques dans les chaînes alpines périméditerranéennes: une revue. *Bull. Soc. Géol. France*, **8**, **1**, **5**, 653-662, 1985.
- De Wever P. & Miconnet P. (1985): *Datations directes des radiolarites du bassin du Lagonegro (Lucanie, Italie méridionale). Implications et conséquences*. Riv. Espanola de Micropaleontologia, vol.XVII, **3**, 373-402, 1985
- De Wever P. & Origlia-Devos I. (1982a): Datations nouvelles par les radiolaires de la série des radiolarites S.P. du Pinde-Olonos (formation de Drimos, Peloponèse et Grèce continentale). *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II*, **294** (19), 1191-1198.
- De Wever P. & Origlia-Devos I. (1982b): Datations par les radiolaires des niveaux siliceux du Lias de la série du Pinde-Olonos (Grèce). *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II*, **294**, 399-404.
- De Wever P., Azéma J. & Fourcarde E. (1994): Radiolaires et Radiolarites: Production Primaire, Diagenèse et Paléogéographie. *Bull. ELF Aquitaine*, **18**, **1**, 1-379.

- De Wever P., Martini R. & Zaninetti L. (1990): Datation paléontologique des radiolarites du Lagonegro (Formatio du Monte Facito, Italie méridionale). Individualisation dès le Trias moyen de bassins pélagiques en Téthys occidentale *C.R. Acad. Sci. Paris*, **310**, II, 593-589.
- De Wever, P. Geysant, J. R. Azéma, J. Devos, I. Duée, G., Manivit, H., Vrielynck, B. (1986b): La coupe de Santa Anna (zone de Sciacca, Sicile): Une synthèse biostratigraphique des apports des macro-, micro- et nannofossiles du Jurassique supérieur et Crétacé inférieur. *Rev. Micropaleontologie*, **29**, 5, 141-186.
- De Wever P., Riedel W.R., Baumgartner P.O., Dumitrica P., Børklund K.R., Caulet J.P., Drobne K., Granlund A. & Kocher A.R. (1979): *Recherches actuelles sur le Radiolaires en Europe*. Annales de la Société Géologique du Nord, Lille, 96, 205-222.
- Dewey J.F., Pitman W.C., Ryan B.F. & Bonnin J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. America Bull.*, **84**, 3137-3180.
- Di Girolamo P., Morra V. & Galdi V. (1994): Metabasiti (MORB e WPB) nei sedimenti delle Unità del Cilento e di Lagonegro (Appennino meridionale, Italia): affinità petrogenetiche ed implicazioni geodinamiche. *Boll. Soc. Geol. It.*, **113** (2), 233-242, 5 ff., 4 tabb.
- Di Nocera S. & Scandone P. (1977): Triassic nannoplankton limestones of deep basin origin in the Central Mediterranean region. *Palaeo-geography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **21**, 101-111.
- Di Stefano P. (1988): *IL Trias della Sicilia e dell'Appennino meridionale: una rassegna*. *Atti del 74° Congr. Soc. Geol. It.*, Vol A, 263-270, Sorrento.
- Di Stefano P. (1990): The Triassic of Sicily and the Southern Apennines. *Boll. Soc. Geol. It.*, **109**, 21-37.
- Dixon J.E. & Robertson H.F. (eds.) (1984): *The geological evolution of the eastern Mediterranean*. Blackwell Scientific Publishers, Oxford, 77-112.
- Donzelli G. & Crescenti U. (1970): Segnalazione di una microfascies permiana, probabilmente rimaneggiata, nella Formazione di Monte Facito (Lucania occidentale). *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, **79**, 13-19.
- Donofrio D.A. (1984): Microfauna triassiche e giurassiche della serie calcareo-siliceo-marnosa della Lucania, facies S. Fele (Appennino Campano-Lucano, Italia meridionale) *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, ISSN 0378-6870, **13**, 8, 177-199.
- Dumitrica P. (1970): Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania. *Revue Romaine de Géol., Géoph. et Géogra.*, **14**, 1, 45-124.
- Dumitrica P. & Mello J. (1982): On the age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Držkovce and Bohunovo, Slovak Karst, CSSR). *Geol. Prace Spravy*, (Bratislava), **77**, 17-28.
- Dumitrica P., Kozur H. & Mostler H. (1980): Contribution to the radiolarian fauna of the Middle Triassic of the Southern Alps. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **10**, 1, 1-46.
- Dunham R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham W.E. (ed.) "Classification of carbonate rocks". *AAPG Memoir*, **1**, 108-121.
- Dyer, R. and P. Copestake (1989). A review of Late Jurassic to earliest Cretaceous radiolaria and their biostratigraphic potential to petroleum exploration in the North Sea. *Northwest European Micropaleontology and Palynology*. Chichester, UK, Ellis Horwood Limited for the British Micropaleontological Society: 213-235.
- Eberly G.P. (1988): The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allagan Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland). *Eclogae geol. Helv.*, **81**, 1, 175-214.
- Eberly G.B. & Ginsburg R.N. (1989): Cenozoic prograding of northwestern Great Bahama Bank, a record of lateral platform growth and sea level fluctuation. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, **44**, 339-351.
- Edwards L.E. (1993): Dinoflagellates. In Lipps J.H. (ed.): *Fossil Prokaryotes and Protists*, 105-129. Blackwell Scientific Publications, Boston.
- Einsele G. (1992): *Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer-Verlag, Berlin, 628 pp.
- Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (eds.) (1991): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 1-955.
- Empson-Morin K.M. (1984): Depth and latitude distribution of radiolaria in Campanian (Late Cretaceous) tropical and subtropical oceans. *Micropaleontology*, **30** (1), 87-115, 2 tavv.
- Erhart H. (1971): *Itinéraires géochimiques et cycle géologique du silicium*. Doin éditeur, Parigi, 217 pp.
- Eslinger E. & Pevear D. (1988): Clay Minerals. *SEPM Short Course*, n. **22**.
- Fahraeus L.E. & Ryley C.C. (1989): *Multielement species of Misikella KOZUR & MOCK, 1974 and Axiothea n.gen. (Conodonta) from the Mamonia Complex (Upper Triassic), Cyprus*. *Can. J. Earth Sci.*, **26**, 1255-1263 (1989).
- Favre P. & Stampfli G. (1992): *From rifting to passive margin: the Red Sea, the Central Atlantic and the Alpine Tethys as examples*. *Tectonophysics*, **215**, 69-97.
- Ferranti L. & Pappone G. (1992): *Nuovi dati sui rapporti tettonici tra i terreni lagonegresi e quelli della Piattaforma carbonatica campano-lucana nei dintorni di Campagna (Salerno-Appennino meridionale)*. *Rend. Acc. Sci. Fis. Mat. della Soc. Naz. Sci. Lettere e Arti, Napoli*, se.IV, vol. LIX, 103-119.
- Fischer A.G. (1984): *Biological Innovations and the Sedimentary Record*. In Holland H.D. & Trendall A.F. (eds.): *Patterns of Change in Earth Evolution*, 145-157. Dahlem Konferenzen 1984.
- Fischer A.G. & Arthur M.A. (1977): *Secular variations in the Pelagic Realm*. In H.E. Cook & P. Enos (eds.): *Deep water Carbonate Environments*. *SEPM* **25**, 19-50, Nov. 1977.
- Fischer A.G. & Herbert T. (1986): *Stratification rhythms: Italo-American studies in the Umbrian facies*. *Mem. Soc. Geol. It.* **31**, 45-51, 1986.
- Folk R.L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. In Ham W.E. (ed.) "Classification of carbonate rocks". *AAPG Memoir*, **1**, 62-84.
- Folk R.L. & McBride E.F. (1978): Radiolarites and their relation to subjacent "oceanic crust" in Liguria, Italy. *Jour. of Sedim. Petrology*, **48/4**, 1069-1102.
- Foreman H. P. (1973b): Radiolaria from DSDP Leg 20. In Heezen B.C. et al. (eds.) "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project", **20**, U. S. Government Printing Office, Washington, D.C., 249-305.
- Foucault A. & Raoult J.-F. (1988): *Dictionnaire de géologie*. Masson, Paris, 1-352.
- Fourcarde E., Azema J. e molti altri (1992): Late Tithonian (138 to 135 Ma). In Dercourt J., Ricou L.E. & Vrielynck (eds.) (1992): *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*, 113-134.
- Frey M. (1987): *Low temperature metamorphism*. Chapman and Hall, Glasgow and London, 351 pp.
- Gaetani M. (1992): *Report on the Symposium on Triassic Stratigraphy & Report on the meeting of the Subcommittee*. Albertiana, 10

- (1991), 6-9.
- Gaetani M. & Baud A. (1992): *Official meeting of the Subcommittee on Triassic Stratigraphy*. Albertiana, 10 (1991), 11-15.
- Gaetani M. & Erba E. (1990): Il Bacino Lombardo: un sistema paleoalto/fossa in un margine continentale passivo durante il Giurassico. *Guida escursioni del 75° congresso della Soc. Geol. It.*, Milano sett. 1990.
- Galacz A. (1988): *The boundaries and a proposed subdivision of the Bajocian Otoites sauzei zone*. 2nd Intern. Symp. on Jurassic Stratigraphy, 315-331, Lisboa, 1988.
- Garrison R.E. (1974): Radiolarian cherts, pelagic limestones, and igneous rocks in eugeosynclinal assemblages. In Hsu K.J. & Jenkyns H.C. (eds): "Pelagic sediments: on land and under the sea". *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 1, 367-399.
- Garrison R.E. (1992): Neogene lithofacies and Depositional Sequences Associated with Upwelling Regions along the Eastern Margin of the Pacific. In Tsuchi R. & Ingle J.C. (eds.): *Pacific Neogene*. Univ. Tokyo Press, 43-69.
- Garrison R.E. & Fischer A.G. (1969): Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. In "Depositional Environments in Carbonate Rocks" *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, 14, 20-56.
- Gary M., McAfee R. Jr & Wolf C. (eds) (1977): *Glossary of Geology*. American Geological Institute, Washinton, D.C., 1-805.
- Geyer M. (1992): Variations dans la composition de la fraction argileuse des calcaires tithoniques et berriasiens du domaine vocontien (SE France). *Eclogae Geol. Helv.*, 85 (2), 385-398.
- Gialanella P., Incoronato A., Marsella E. & Pappone G. (1991): Paleomagnetic and geologic evidences for block rotations in the northern sector of Lagonegro basin (Southern Apennines). *Mem. Soc. Geol. It.*, 45, 433-452.
- Golebiowski R. (1990): The alpine Kössen Formation, a key for European topmost Triassic correlations. *Albertiana*, 8 (1990), 25-35.
- Goll R.M. & Merinfeld E.G. (1979): Radiolaria. In Fairbridge R.W. & Jablonski D. (eds.): *The Encyclopedia of Paleontology. Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 7, 673-684. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg.
- Gorican S. (1994): Jurassic and Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Budva Zone (Dinarides, Montenegro). *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, 18, 120 pp., 26 tavv.
- Gorin G. (1993): "Utilisation des kystes de Dinoflagelles en Géologie sédimentaire". Course IIIeme Cycle, Università di Ginevra (Svizzera), 22-24 Marzo 1993.
- Grabau A.W. (1913): *Principels of Stratigraphy*. Editore Seiler & Co., 1185 pp.
- Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbold J., van Veen P., Thierry J. & Huang Z. (1994): A Mesozoic time scale. *Journal of Geophys. Res.*, 92, B12, 24051-24074.
- Griffin J.J., Windom H. & Goldberg E.D. (1968): The distribution of clay minerals in the world ocean. *Deep Sea Res.*, 15, 433-459.
- Grill J. & Kozur H. (1986): The first evidence of the Unuma echinatus radiolarian zone in the Rudabanya Mts (Northern Hungary). *Geol. Paläont. Mitt.Innsbruck*, 13, 11, 239-275.
- Groupe Français d'Etudes du Jurassique (1991): *Réactualisation des zones d'ammonites*. Riass. in "3rd International Symposium on Jurassic Stratigraphy", Poitiers, France, 1991. International Subcommittee of Jurassic Stratigraphy, Lyon, France, 1991.
- Grunau H.R. (1965): Radiolarian Cherts and Associated Rocks in Space and Time. *Eclogae Geol. Helvetiae*, 58, 1, 157-208, 6 figg., 1 tav.
- Guex J. (1977): Une nouvelle méthode d'analyse biochronologique. *Bull. Lab. Geol. Univ.*, Losanna, 224, 309-322.
- Guex J. (1980): Calcul, caracterization et identification des associations unitaires et biocronologie. *Bull. Lab. Geol. Univ.*, Losanna, 249, 111-126.
- Guex J. (1991): *Biochronological Correlations*. Springer-Verlag, Paris, 252 pp.
- Guex, J. and E. Davaud (1982). Recherche automatique des associations unitaires en biochronologie. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 261: 53-69.
- Guex, J. and E. Davaud (1984). Unitary associations Method: Use og Graph Theory and Computer Algorithm. *Comput Geosci.* 10 (1): 69-96.
- Gygi R.A. & Persoz F. (1986): Mineralo stratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. *Eclogae Geol. Helv.*, 79, n°2, 385-454.
- Haeckel E. (1881): Entwurf eines Radiolarien-Systems auf Grund von Studien der Challenger-Radiolarien. *Jenaische Zeitschrift für Naturwissenschaft*, 15, 418-472.
- Haeckel E. (1887): Report on the Radiolaria collected by H.M.S. Challenger during the years 1873-1876. *Report on the Scientific Results of the Voyage of the H.M.S. Challenger, Zoology*, 18, 188-1991.
- Hallam A. (1981): *Interpretazione delle Facies e Stratigrafia* Pitagora Editrice, Bologna, 222 pp.
- Hallam A. & El-Shaarawy Z. (1982): Salinity reduction of the end-Triassic sea from the Alpine region into northwestern Europe. *Lethaia*, 15, 169-178.
- Hallam A., Grose J.A. & Ruffell A.H. (1991): Palaeoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic-Cretaceous boundary in England and France. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 81, 173-187.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- Harper H.E. & Knoll A.H. (1975): Silica, diatoms and Cenozoic radiolaria evolution. *Geology*, 3, 4, 175-177.
- Hay W.B. (1987): The past and future of scientific ocean drilling. In Kozlowsky E.A. (ed.): *27th Int. Geol. Congr., Moscow 1984, General Proc.*, 27-40.
- Hays J.D. (1965): Radiolaria and Late Tertiary and Quaternary History of the Antarctic Seas. *Biol. Antarctic Seas, Antarctic Res.*, 5, 2, 125-184, Amer. Geophysical Union.
- Heath G.R. (1974): Dissolved silica in deep sea sediments. In Hay W.W. (ed.) "Studies in Paleo-oceanography". *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 20, 77-93.
- Heath G.R. & Dymond J. (1977): Genesis and transformation of metalliferous sediment from the East Pacific Rise, Bauer Deep, and Central Basin, northwest Nazca plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 723-733.
- Heath G.R. & Moberly R. (1971): Cherts from the western Pacific, Leg 7, Deep Sea Drilling Project. In Winterer et al. (eds.) "Init. Repts. DSDP", 7, 991-1007.
- Heezen B.C. & Hollister C.D. (1971): *The Face of the Deep*. Oxford University Press, New York, 657 pp.
- Henderson P. (ed.) (1984): *Rare Earth Element Geochemistry*. New York (Elsevier), Dev. in Geochem. Ser., 1-32.
- Hesse R. (1988): Origin of chert: Diagenesis of biogenic siliceous sediments. *Geoscience Canada*, 15/3, 171-192.
- Hill K.C. & Hayward A.B. (1988): Structural constrains on the

- Tertiary plate tectonic evolution of Italy. *Marine and Petroleum Geology*, **5**, 2-15.
- Hollande, A. and M. Enjument (1960). Cytologie, evolution et systematique des Sphaeroides (Radiolaires) (Cytology, evolution and systematics of Sphaeroidea (Radiolaria)). Archives du Museum national d'histoire naturelle, Paris, no. 7(7): 134
- Hollister C.D. (1993): The concept of deep-sea contourites. *Sedimentary Geology*, Spec. Vol. "Contourites and Bottom Currents", **82**, 5-14.
- Holtzapffel, Th. (1985): Les minéraux argileux. Préparation, Analyse diffractométrique et détermination. *Soc. Géol. du Nord*, **12**, 136pp.
- Horton R.B., John W.D. & Kurzweil H. (1985): Illite Diagenesis in the Vienna Basin, Austria. *TMPM Tschermats Min. Petr. Mitt.*, **34**, 239-260.
- Hower J. (1981): Shale Diagenesis. In Longstaffe F.J. (ed.) "Short Course Handbook, 7". Miner. Ass. of Canada, Toronto, 60-80.
- Hower J., Eslinger E.V., Hower M.E. & Perry E.A. (1976): Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 725-737.
- Hull Meyerhoff D. (1995): Morphologic diversity and paleogeographic significance of the family Parvicingulidae (Radiolaria). *Micropaleontology*, **41/1**, 1-48, 18 figg., 9 tavv., 1 tab., 1 app.
- Hurd, D.C. (1972): Factors affecting solution rate of biogenic opal in sea water. *Earth and planet. Sci. Lett.*, **15**, 411-417.
- Iannace A. (1991): *Ambienti deposizionali e processi diagenetici in successioni di piattaforma carbonatica del Trias Superiore nei Monti Lattari e Picentini (Salerno)*. Tesi di Dottorato in Geologia del Sedentario, Univ. di Napoli, 221 pp.
- Ichikawa K. & Yao A. (1976): Two new genera of Mesozoic cyrtoid radioarias from Japan. In Takayanagi Y. & Saito T. (eds.): *Progress in Micropaleontology, Spec. Publ.* Micropaleontology Press, The American Museum of Natural History, New York, 110-117.
- Ietto A. & Barilaro A.M. (1993): L'Unità di San Donato quale margine deformato cretacoico-paleogene del bacino di Lagonegro (Appennino Meridionale-Arco Calabro). *Boll. Soc. Geol. It.*, **112** (2), 1-20.
- Ietto A. & Cocco E. (1965): Rocce eruttive basiche nella serie calcareo-siliceo-marnosa lucana. *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, **74**, 59-60.
- Incoronato A. (1988): Palaeomagnetic evidence for pre-Tertiary tectonic activity from Scisti Silicei formation, Lagonegro Basin (Southern Apennines, Italy). *Mem Soc. Geol. It.*, **41** (1988), 1283-1289, 3 ff., 3 tabb.
- Incoronato A., Tarling D.H. & Nardi G. (1985): Paleomagnetic study of an allochthonous terraine: the Scisti Silicei Formation, Lagonegro Basin, southern Italy. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, **83**, 721-729.
- Ippolito F. & Lucini P. (1956): Il flysch nell'Appennino meridionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, **75**, 139-159.
- Isaac C.M. (1982): Influence of rock composition on kinetics of silica phase changes in the Monterey Formation, Santa Barbara area, California. *Geology*, **10**, 304-308.
- Jaboyedoff M. & Thelin Ph. (1996): New data on low-grade metamorphism in the Briançonnais domain of the Prealps, Western Switzerland. *European Journal of Mineralogy*, **8/1**, 1996.
- Jaboyedoff M., Thelin Ph. & Dufresne L. (1991): Préparations et mesure de la largeur de Scherrer de la raie de diffraction à 10 Å des illites. *Notes internes du laboratoire de Diffraction par RX*. IMP, UNIL, 2nd edition, 39pp.
- Jadoul F., Berra F. & Frisia S. (1992): Stratigraphic and paleogeographic evolution of a carbonate platform in an extensional tectonic regime: the example of the Dolomia Principale in Lombardy (Italy). *Riv. It. Paleont. Strat.*, **98**, 1, 29-44.
- Jenkins H.C. & Winterer E.L. (1982): Palaeoceanography of Mesozoic ribbon radiolarites. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **60**, 351-375.
- Johnson T.C. (1974): The Dissolution of Siliceous Microfossils in Surface Sediments of the Eastern Tropical Pacific. *Deep Sea Res.*, **21**, 851-864.
- Jones D. L. & Murchey B. (1986): Geologic significance of Paleozoic and Mesozoic radiolarian chert. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**, 455-92.
- Jud, R. (1994). Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolaria of the Western Tethys. *Mémoires de Géologie (Lausanne)* **19**: 147 pag.
- Kakuwa Y. (1984): Preservation of Siliceous Skeletons in Siliceous Rocks. *Scientific Papers of the College of Arts and Sciences, Univ. of Tokio*, **34**, 1-2, 43-61.
- Karl S.M. (1982): *Geochemical and depositional environments of Upper mesozoic radiolarian cherts from the northwestern Pacific rim and from Pacific DSDP cores*. Ph.D dissertation, Stanford University, Stanford, CA.
- Karl S.M. Wandless G.A. & Karpoff A.M. (1992): Sedimentological and geochemical characteristics of leg 129 siliceous deposits. In Larson R.L. et al. (eds.) "Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results", **129**, 31-79.
- Karpoff A.M., Walter A.V. & Pflumio C. (1988): Metalliferous sediments within lava sequences of the Sumail ophiolite (Oman): mineralogical and geochemical characterization, origin and evolution. *Tectonophysics*, **151**, 223-245.
- Kastner M., Mertz K. & Garrison R. (1984): The association of dolomite-phosphorite-cherts: causes and possible diagenetic sequences. In Garrison R. et al. (eds.): Dolomites of the Monterey Formation and other organic-rich units. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific Section*, **41**, 75-86.
- Keller W.D. (1970): Environmental aspects of clay minerals. *Journal of Sedimentary Petrology*, **40**, 788-813.
- Kendall G.St.C. & Schlager W. (1981): Carbonates and relative changes in sea level. In Cita M.B. & Ryan W.B.F. (eds.): Carbonate Platforms of the Passive-Type Continental Margins, Present and Past. *Marine Geology*, **44**, 181-212.
- Kennett J.P. (1982): *Marine Geology*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J. 07632, 813 pp.
- King K. (1977): Amino acid survey of recent calcareous and siliceous deep-sea microfossils. *Micropaleontology*, **23**, 180-193.
- Kishida Y. & Sugano K. (1982): *Radiolarian zonation of Triassic and Jurassic in outer side of south-west Japan*. News of Osaka Micropaleontologists, Spec. vol. 5, 271-300.
- Kishida Y. & Hisada K. (1986): *Radiolarian assemblages of the Sambosan Belt in the western part of the Kanto Mountains, central Japan*. News of Osaka Micropaleontologists, Spec. vol.7, 25-34.
- Kito N. (1989): *Radiolaires du Jurassique Moyen et Supérieur de Sicile (Italie): Biostratigraphie et Taxonomie*. Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 303 pp.
- Kito N. & De Wever P. (1995): Jurassic Radiolarians from the Campofiorito and Peloritani Zones, Sicily (Italy). In Baumgartner P.O. et al. (eds.) (1995): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, **23**, 737-749.

- Kito N., De Wever P., Danielan T. & Cordey F. (1990): Middle to Late Jurassic Radiolarians from Sicily (Italy). *Marine Micropaleontology*, **15** (1990), 329-349.
- Kling S.A. (1978): Radiolaria. In haq B.U. & Boersma A. (eds.) "Introduction to Marine Micro-paleontology". Elsevier Sci. Publ. Company, NY, 203, 244.
- Kocher R.N. (1981): *Biochronostratigraphische untersuchungen oberjurassischer Radiolarien-fuehrender gesteine, insbesondere der Südalpen*. Diss. ETH n.6809, Zurigo, 185 pp.
- Kozur H. (1984): New Radiolarian Taxa from the Triassic and Jurassic. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **13**, 2, 49-88.
- Kozur H. (1989): Significance of Events in Conodont Evolution for the Permian and Jurassic Stratigraphy. *Courier Forst, Senckenberg*, **117**, 385-408.
- Kozur H. (1990): Deep-Water permian in Sicily and its possible connection with the Himalaya-Tibet region. In: *5th Himalaya-Tibet-Karakorum workshop*, Milano, Abstract.
- Kozur H. & Moch R. (1974a): Zwei neue conodonten-Arten aus der Trias des Slowakischen Karsten. *Casopis pro mineralogii a geologii*, **19**, 245-250.
- Kozur H. & Moch R. (1991): New Middle Carnian and Rhaetian conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic importance and tectonic implications for the Budd Mountains and adjacent areas. *Jb. Geol. B., A*, **134**, 2, "71-297, 1 fig. 2 tavv., 7 pls, Wien.
- Kozur H. & Mostler H. (1979a): Beitrage zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil III: Die Oberfamilien Actinomacea Haeckel 1862 emend., Artiscacea Haeckel 1882, Multiarcusellacea nov. der Spumellaria und triassische Nassellaria. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **9**, 1-2, 1-132.
- Kozur H. & Mostler H. (1981): Beitrage zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil IV: Thalassosphaeracea Haeckel, 1862, Hexastylacea Haeckel, 1862 emend. Petrushevskaya, 1979, Sponguracea Haeckel, 1862 emend. und weitere triassische Lithocycliacea, Trematodiscacea, Actinomacea und Nassellaria. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **1**, 1-208.
- Kozur H. & Mostler H. (1983): The polyphyletic origin and the classification of the Mesozoic saturnalids (Radiolaria). *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **13**, 1, 1-47.
- Krystyn L. (1987): Zur RHÄT-stratigraphie in den Zlambach-Schichten (vorläufiger Bericht). *Sitzungsber, Österr. Akad. Wissensch. Math. Naturwiss. Kl., I*, **196**, 21-36.
- Krumbein W.C. & Sloss L.L. (1951): *Stratigraphy and Sedimentation*. Freeman and Co. eds., san Francisco, 497 pp.
- Kübler B. (1987): Cristallinité de l'illite. Méthodes normalisées de préparation. Méthodes normalisées de mesure. Méthodes automatique normalisées de mesure. *Cahiers de l'Inst. de Geol. de Neuchâtel*, 10 pp.
- Kübler B. (1990): "Cristallinité de l'illite et mixed layers": brève révision. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **70**, 89-93.
- Kübler B., Betrix M.-A. & Monnier F. (1979): Les premiers stades de la Diagenèse minérale, une tentative d'équivalence. 1ère partie: Zonéographie par la maturation de la matière organique. *Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol. u.*, **45**, 108, 1-22.
- Lancelot Y. (1973): Chert and silica diagenesis in sediments from the central Pacific. In winterer et al. (eds.) "Initial Reports DSDP", **17**, 377-405.
- Laubscher H. & Bernoulli D. (1977): Mediterranean and Tethys. In Nairn et al. (eds.): *The Ocean Basin and Margins*, **4A**, 1-28.
- Leeder M.R. (1982): *Sedimentology. Process and Product*. HarperCollins Academic, London, 344 pp.
- Lynch F.L. (1986): The stoichiometry of the illite-smectite reaction. MSC Thesis, Dartmouth College.
- Lipps J.H. (ed.) (1993): *Fossil Prokaryotes and Protists*. Blackwell Scientific Publications, London, 342 pp.
- Lisitzin A.P. (1985): The silica cycle during the last Ice Age. *Palaeogeo., Palaeocli., Palaeoecol.*, **50**, 241-270.
- Lopez-Gamundi O.R. (1993): Pebbly mudstones in the Cretaceous Pigeon Point Formation, western California: a study in the transitional stages from submarine slumps to cohesive debris flow. *Sedimentary Geology*, **84**, pp. 37-50.
- Lucini P. (1956): Alcune osservazioni sui rapporti tra la formazione del "Flysch" e quella degli "Scisti Silicei" nel territorio di Lagonegro in Basilicata. *Boll. Soc. Geol. It.*, **75**, 16-23.
- Luperto E. (1962): Faune mesozoiche di Pignola (Potenza). *Paleontographia Italica*, **LVII** (n. ser. vol. XXVII), 1-9, 1962.
- Luperto E. (1965): Foraminiferi del "Calcere di Abriola" (Potenza). *Boll. Soc. Pal. It.*, **4** (2), 161-207.
- Luperto E. (1966): Presenza di foraminiferi giurassici nei calcari con selce di San Fele. *Boll. S.G.I.*, **85**, 2, 275-285.
- Maliva R.G., Knoll A.H. & Siever R. (1989): Secular Change in Chert Distribution: A Reflection of Evolving Biological Participation in the Silica Cycle. *Palaaios*, **4**, 519-532.
- Manly B.F.J. (1985): *Multivariate Statistical Methods*. A Primer. Chapman & Hall eds.
- Marcoux J., Baud A. Ricou L.-E. e molti altri (1992): Late Norian (215 to 212 Ma). In Dercourt J. et al. (eds.): *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*, 35-53.
- Marsella E. (1988a): *I terreni lagonegresi tra San Fele e la Val d'Agri. Evoluzione tettonico-sedimentaria (Trias superiore-Giurassico)*. Tesi di dott. in Geol. del Sedimentario, Univ. di Napoli, 159 pp.
- Marsella E. (1988b): Un modello deposizionale per i terreni triassico-giurassici nel lagonegrese a nord della congiungente Villa d'Agri-Paterno. *74° Congr. Soc. Geol. It., A*, 375-382.
- Marsella E. & Pappone G. (1986): Sediment gravity flows on a Mesozoic carbonate slope, Monti della Maddalena (Southern Apennines). *Rend. Soc. Geol. It.*, **9**, 219-224.
- Marsella E., Kozur H. & D'Argenio B. (1993): Monte Facito Formation (Scythian-Middle Carnian). A deposit of the ancestral Lagonegro basin in the Southern Apennines. *Boll. Serv. Geol. It., CX* - 1991, 225-248, 1 fig., 7 tavv., Roma, 1993.
- Marsella E., Pappone G., Cippitelli G., Bally A. & D'Argenio B. (1992): L'origine interna del Bacino Lagonegrese. *Rend. Acc. Sci. Fis. Mat. della Soc. Naz. Sci. Lettere e Arti, Napoli*, se.IV, vol. **LIX**, 73-101.
- Marsella E., Bally A., Cippitelli G., D'Argenio B. & Pappone G. (1995): Tectonic history of the Lagonegro Domain and the Southern Apennine thrust belt evolution. *Tectonophysics*, **252** (1995), 307-330.
- Martire L. (1992): Sequence stratigraphy and condensed pelagic sediments. An example from the Rosso Ammonitico veronese, northeastern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **94**, 169-191.
- Masetti D. & Bianchin G. (1987): Geologia del Gruppo della Schiara (Dolomiti Bellunesi): Suo inquadramento nell'evoluzione giurassica del margine orientale della piattaforma di Trento. *Mem. Scienze Geologiche, Padova*, **39**, 187-212.
- Masetti D., Neri C. & Bosellini A. (1991): Deep-water asymmetric cycles and progradation of carbonate platforms governed by high-frequency eustatic oscillations (Triassic of the Dolomites, Italy). *Geology*, **19**, 336-339.
- Matsuoka A. (1982): Jurassic two-Segmented Nasselarians (Radiolaria) from Shikoku, Japan. *Journ. of Geosc., Osaka City*

- Univ.*, **25**, 5, 71-86.
- Matsuoka A. (1983): Middle and Late Jurassic Radiolarian Biostratigraphy in the Jakawa and adjacent Areas, Shikoku, Southwest Japan. *Journ. of Geosc., Osaka City Univ.*, **26**, 1, 1-48.
- Matsuoka A. (1984): Late Jurassic Four-Segmented Nasselarians (Radiolaria) from Shikoku, Japan. *Journ. of Geosc., Osaka City Univ.*, **27**, 5, 143-153.
- Matsuoka A. (1990): Middle Jurassic Radiolarians from the Western Pacific. *Saito Ho-on Kai Spec. Pub.* n. 3, 1991. (Proceedings of Shallow Tethys 3, Sendai, 1990).
- Matsuoka A. (1992): Jurassic and Early Cretaceous radiolarians from Leg. 129, Sites 800 and 801, Western Pacific Ocean. In: Larson, R.L., Lancelot, Y. et al. (eds), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **129**, 203-220.
- Matsuoka A. & Yao A. (1986): *A newly proposed radiolarian zonation for the Jurassic of Japan*. *Marine Micropaleont.*, **11**, 91-105.
- Mattavelli L. & Novelli L. (1968): Petrografia e diagenesi della serie carbonato-argilloso-silicea di S. Fele. *Rend. S.I.M.P.* **24**, 47-67.
- Mazzoli S. (1992): Structural analysis of the Mesozoic Lagonegro Units in SW Lucania (Southern Italian Apennines). *Studi Geologici Camerti*, **XII**, 117-146.
- McBride E.F. & Folk R.L. (1979): Features and origin of Italian Jurassic radiolarites deposited on continental crust" in Liguria, Italy. *Jour. of Sedim. Petrology*, **49/3**, 837-868.
- Miall A.D. (1990): *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer-Verlag, Berlino, 668 pp.
- Miconnet P. (1983): *La région de Lagonegro (Italie méridionale): évolution géologique d'un bassin dans son cadre alpin*. Tesi di dott. III ciclo, Univ. des Sciences et Techniques de Lille, 185 pp.
- Miconnet P. (1988): Evolution Mesozoïque du secteur de Lagonegro. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41** (1988), 321-330, 5ff., 2 tabb.
- Miconnet P., Ciarapica G., Zaninetti L. (1983): Faune a foraminifères du Trias supérieur d'affinité sud-téthysienne dans l'Apennin méridional (bassin de Lagonegro, province de Potenza, Italie), comparaison avec l'Apennin septentrional. *Revue de Paléobiologie*, **2**, 2, 131-147.
- Mietto P. & Panzanelli Frantoni R. (1990): Conodonts from the Monte Facito formation and from the base of the Monte Sirino Formation (Lagonegro sequence). *Boll. Soc. Geol. It.*, **109** (1), 165-169.
- Mietto P., Panzanelli Frantoni R. & Perri M.C. (1991): Spathian and Aegean Conodonts from the Capelluzzo Calcarenes of the Monte Facito Group (Lagonegro Sequence - Southern Apennines). *Mem. di Scie. Geol.*, **XLIII**, 305-317, 2 figg. 1 tab. e 1 tav.
- Millot G. (1964): *Géologie des Argiles*. Masson et C.ie Editeurs, Paris, 1-498.
- Mizutani S. & Shibata K. (1983): Diagenesis of Jurassic siliceous shale in central Japan. In Iijima et al. (eds.) "Siliceous Deposits in the Pacific Region", *Development in Sedimentology*, **36**, 283-298.
- Moore R.C. (1958): *Introduction to Historical Geology*. McGraw Book Company, Inc., NNew York, 1-656.
- Moore T.C. (1969): Radiolaria: change in skeletal weight and resistance to solution. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **80**, 2103-2108.
- Moore D.M. & Reynolds R.C. Jr. (1989): *X-Ray diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press, 322 pp.
- Mosher L.C. (1970): New conodont species as Triassic guide fossils. *Journal of Paleontology*, **44**, 4, 737-742.
- Mostardini F. & Merlini S. (1986): Appennino centro-meridionale: sezioni geologiche e proposta di modello strutturale. *Mem. Soc. Geol. It.*, **35**, 177-202.
- Murchey B. (1984): Biostratigraphy and lithostratigraphy of chert in the Franciscan Complex, Marin Headlands, California. In Blake M.C. Jr. (ed.) "*Franciscan Geology of Northern California*". The Pacific Section, Soc. of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, California, USA, 51-70.
- Murray R.W., Buchholtz ten Brinck M.R., Jones D.L. Gerlach D.C. & Russ G.P. (1990): Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, **18**, 268-271.
- Nakaseko K., Nishimura A. & Sugano K. (1979): *Cretaceous Radiolaria in Shimanto Belt, Japan*. News of Osaka Micropaleontologist, Spec vol. 2, 1-49.
- Nakaseko K. & Nishimura A. (1981): *Upper Jurassic and Cretaceous Radiolaria from the Shimanto Group in Southwest Japan*. Sciences Report, College of General Education, Osaka University, vol 30, n° 2, 133-203.
- Neviani A. (1900): Supplemento alla fauna a Radiolari delle rocce mesozoiche del Bolognese. *Boll. Soc. Geol. It.*, **19**, 645-671.
- Nigrini C. (1970): Radiolarian Assemblages in the North Pacific and Their Application to a Study of Quaternary Sediments in Core V20-130. *Geol. Soc. Am. Memoir*, **126**, 139-183.
- Nigrini, C. (1991). "Composition and biostratigraphy of radiolarian assemblages from an area of upwelling (Northeastern Arabian Sea, Leg 117)." Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results **117**: 89-126.
- Nigrini, C. & Caulet, J.P. (1992). Late Neogene radiolarian assemblages characteristic of Indo-Pacific areas of upwelling. *Micropaleontology*, **38/2**, 139-164.
- Nisbet E.G. & Price I. (1974): Siliceous turbidites: bedded cherts as redeposited, ocean ridge-derived sediments. In Hsu K.J. & Jenkyns H.C. (eds): "Pelagic sediments: on land and under the sea". *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* **1**, 351-366.
- Obradovic J. & Gorican S. (1989): Siliceous Deposits in Yugoslavia: Occurrences, Types, and Ages. In Hein J.R. & Obradovic J. (eds.): *Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions*, 51-64. Springer-Verlag, Berlin.
- Odin G.S. (1994): Geological Time Scale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. **318**, série II, 59-71.
- Odin G.S. & Matter A. (1981): De glauconiarum origine. *Sedimentology*, **28**, 611-641.
- Odin G.S. & Stephan J.F. (1981): The occurrence of deep water glaucony from the Eastern Pacific: the result of in situ genesis or subsidence?. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **66**, 419428.
- O'Dogherty L. (1994): Biocronology and paleontology of middle Cretaceous Radiolaria from Umbria Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, **21**, pp. 415, fig.-text. 35, tavv. 73.
- O'Dogherty L., Sandoval J., Martin-Algarra A. & Baumgartner P. O. (1989): Las facies con radiolarios del Jurásico Subbético (Cordillera Bética, sur de España). *Rev. Soc. Mex. Paleont.*, **2**, 1, 70-77.
- O'Dogherty L., Baumgartner P.O., Sandoval J., Martin-Algarra A. & Pillevuit A. (1995): Middle and Upper Jurassic radiolarian assemblages co-occurring with ammonites from the Subbetic Realm (Southern Spain). In Baumgartner P.O. et al. (eds.) (1995): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. *Mémoires de Géologie (Lau-sanne)*, **23**, 717-724.
- Ogniben L. (1969): *Schema introduttivo alla geologia del confine*

- calabro-lucano. Mem. Soc. Geol. Ital., 8, 831-843.
- Olivarez A.M., Owen R.M. & Rea D.K. (1991): Geochemistry of eolian dust in Pacific pelagic sediments. Implications for paleoclimatic interpretations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 2147-2158.
- Panzanelli Frantoni R., Limongi P., Ciarapica G., Cirilli S., Martini R., Salvini-Bonnard G. & Zaninetti L. (1987): *Les foraminifères du Permian supérieur remanés dans le "Complexe terrigène" de la Formation triassique du Monte Facito, Appennin Meridional*. Rev. de Paleobiol., 6 (2), 293-319.
- Pappone G. (1990): *Facies di piattaforma carbonatica mesozoico-paleogeniche al confine calabro-lucano. Evoluzione stratigrafica di un sistema di piattaforma carbonatica-scarpata-bacino*. Tesi di Dottorato in Geologia del Sedimentario, 141 pp., Università di Napoli.
- Pappone G., Sacchi M. & Zamparelli V. (1988): Studio comparato di alcune successioni di scarpata carbonatica dell'Appennino Campano-Lucano. *Atti del 74° Congr. della Soc. Geol. It.*, **A**, 441-444. Sorrento, 13-17 Sett. 1988.
- Partington, M. A., P. Copestake, et al. (1993). Biostratigraphic calibration of genetic stratigraphic sequences in the Jurassic - lowermost Cretaceous (Hettangian to Ryazanian) of the North Sea and adjacent areas. J. R. Parker: 371-386.
- Patacca E. & Scandone P. (1989): Post Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relict lithospheric slab. In: Boriani et al; (eds.) "The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research". *Atti Conv. Lincei*, **80**, 157-176.
- Patacca E., Sartori R. & Scandone P. (1992): Tyrrhenian Basin and Apennines. Kinematic evolution and related dynamic constraints. *NATO Advanced research workshop on recent evolution and Seismicity of the Mediterranean region*. Erice, sept. 18-27, 1982, pp. 1-10.
- Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U. (1992a): La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abbruzzo e nel Molise. *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. CROP **11**, 417-441.
- Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U. (1992b): The numidian-sand event in the southern Apennines. *Memorie di Scienze Geologiche*, **43**, 297-337, Padova.
- PC-APD (1991): *Software Operation Manual*, PHILIPS, 4th edition.
- Pescatore T., Renda P. & Tramutoli M. (1988): Rapporti tra le unità lagonegresi e le unità sicilidi nella media valle del basento, Lucania (Appennino meridionale). *Mem Soc. Geol. It.*, **41** (1988), 353-360.
- Pessagno E. A. (1971a): Jurassic and Cretaceous Hagiastriidae from the Blake-Bahama Basin (Site 5A, JOIDES Leg 1) and the Great Valley Sequence, California Coast Ranges. *Bull. Amer. Paleontology*, **60**, 5-83.
- Pessagno E. A. (1973): Upper Cretaceous Spumellariina from the Great Valley Sequence, California Coast Ranges. *Bull. Amer. Paleontology*, **63**, 49-102.
- Pessagno E. A. (1976): Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges. *Micropaleontology*, Special Publication n°2, pp. 1-95.
- Pessagno E. A., Jr. (1977a): Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast ranges. *Micropaleont.*, **23**, 1, 56-113.
- Pessagno E. A. (1977b): Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Great Valley Sequence and Franciscan Complex, California Coast Ranges. *Coush. Found. Foram. Res.*, *Spec. Publ.* **15**, 1-87.
- Pessagno E. A. & Blome C. (1980): Upper Triassic and Jurassic Pantanelliinae from California, Oregon and British Columbia. *Micropaleontology*, **26**, 3, 225-273.
- Pessagno, E. A. & C. D. Blome (1986): Faunal affinities and tectogenesis of Mesozoic rocks in the Blue Mountains Province of Eastern Oregon and Western Idaho. In Vallier T.L. & Brooks H.C. (eds.) "Geology of the Blue Mountains region of Oregon, Idaho, and Washington". *U.S. Geological Survey Professional Paper* **1435**, 65-78.
- Pessagno, E. A. & C. D. Blome (1990): Implications of New Jurassic stratigraphic, geochronometric, and paleolatitudinal data from the western Klamath terrane (Smith River and Rogue Valley subterranean). *Geology*, **18**, 665-668.
- Pessagno E.A. & Mizutani S. (1992): Radiolarian biozonozs of North America and Japan. In Westermann (ed.): *The Jurassic of the Circum-Pacific*, 293-295. Cambridge University Press.
- Pessagno E. A., Jr. & Newport (1972): A new technique for extracting Radiolaria from radiolarian cherts. *Micropaleontology* **18**, 2, 231-234.
- Pessagno E. A. & Whalen P. (1982): Lower and Middle Jurassic Radiolaria (multicyrtid Nassellariina) from California, east-central Oregon and the Queen Charlotte Islands, B. C. *Micropaleontology*, **28**, 2, 111-169.
- Pessagno E. A., Blome C. & Longoria J. (1984): A revised radiolarian zonation from Upper Jurassic from western North America. *Bulletins of American Paleontology*, **87**, 320, 1-51.
- Pessagno E. A., Finch W., Abbott P. L. (1979): Upper Triassic Radiolaria from the San Hipolito Formation, Baja California. *Micropaleontology*, **25**, 2, 160-197.
- Pessagno E. A., Six W.M. & Yang Q. (1989): The Xiphostylidae Haeckel and Parvivaccidae, n. fam., (Radiolaria) from the North America Jurassic. *Micropaleontology*, **35**, 3, 193-255.
- Pessagno E.A., Jr., Whalen P.A. & Yeh K.-Y. (1986): Jurassic Nassellaria (Radiolaria) from North America Geologic Terranes. *Bull. Amer. Paleont.*, **91**, 326, 7-56, 11 tavv.
- Pessagno E.A., Jr., Longoria J. F., Macleod N. & Six W.M. (1987a): Studies of North American Jurassic Radiolaria -Part I- Upper Jurassic (Kimmeridgian-Upper Tithonian) Pantanellidae from the Taman Formation, east-central Mexico: tectonostratigraphic, chronostratigraphic and phylogenetic implications. *Cushman Found. for Foraminiferal Research*, *Sp. Pub.* **23**.
- Pessagno E.A., Jr., Blome C.D., Carter E.S., Macleod N., Whalen P.A. & Yeh K.-Y. (1987b): Studies of North American Jurassic Radiolaria - Part II- Preliminary radiolarian zonation for the Jurassic of North America. *Sp. Cushman Found. for Foraminiferal Research*, *Sp. Pub.* **23**.
- Pessagno E.A., Jr., Blome C.D., Meyerhoff Hull D. & Six W. M. (1993): Jurassic radiolaria from the Josephine ophiolite and overlying strata, Smith River subterranean (Klamath Mountains), northwest California and southwestern Oregon. *Micropaleontology*, **39**, 2, 93-166, 8 pl., 32 text-figg., 1 append.
- Petrushevskaya, M. G. (1962). "Znachenie rosta skeleta radiolyarii dyla ikh sistematiki (The role of the skeleton growth in Radiolaria for their systematics)." *Zoologicheskii zhurnal* (Zoological Journal), **41**(3): 331-341.
- Petrushevskaya M.G. (1975): Cenozoic Radiolarians of the Antarctic, Leg 29, Deep-Sea Drilling Project. In Kennet et al. (eds.): *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, **29**, 541-576.
- Pickering K.T., Hiscott R.N. & Hein F.J. (1989): *Deep Marine Environments. Clastic sedimentation and Tectonics*. Unwin Hyman, London, 1-416.

- Piper D.Z. (1974): Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary. *Chem. Geol.*, **14**, 285-304.
- Piper D.J.W. (1978): Turbidite muds and silts on deep sea fans and abyssal plains. In Stanley & Kelling (eds.) "*Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches*", 163-176. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, PA.
- Piper D.J.W. & Stow D.A.V. (1991): Fine grained turbidites. In Einsele et al. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 360-376.
- Pitman III W.C. (1978): Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **89**, 1389-1403, Sept. 1978.
- Potter P.E., Maynard J.B., Pryor W.A. (1980): *Sedimentology of Shale*. Springer-Verlag, New York, 310 pp.
- Pozzuoli A., Scandone P., Huertas F. & Linares J. (1977): *Risultati preliminari dello studio sui minerali argillosi triassici del bacino Lagonegrese (Lucania, Appennino meridionale)*. Geologia Applicata e Idrogeologia, Bari, 12, II, 109-121.
- Qun Y. (1993): Taxonomic studies of Upper Jurassic radiolaria from the Taman Formation, east-central Mexico. *Palaeoworld*, **3**, spec. issue, 164 pp.
- Ransom B. & Helgeson H.C. (1993): *Compositional end members and thermodynamic aluminous smectite solid solution*. Clay and Clay Minerals, **41**, 5, 537-550.
- Rassam G.N., Gravesteyn J., Potenza R. (eds) (1988): *Multilingual Thesaurus of Geosciences*. Pergamon Press, New York, 1-516.
- Reading H.G.(ed.) (1978): *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 1-557.
- Reineck H.-E. & Singh I.B. (1973): *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, Berlino, 439 pp.
- Renz G.W. (1976): The distribution and ecology of Radiolaria in the Central Pacific plankton at surface sediments *Bull. of the Scripps Instn. Oceanogr. Univ. California, San Diego*, **22**, 1-267.
- Rettori R., Ciarapica G., Cirilli S., Martini R., Salvini-Bonard G. & Zaninetti L. (1988): *Buildups ladinici e facies associate nella Formazione di Monte Facito (Appennino Meridionale)*. 74^a Congr. S.G.I., B, 346-349.
- Reyment, R.A. and Jöreskog, K.G. (1993): *Applied Factor Analysis in the Natural Sciences*. Cambridge University Press, 368 pp.
- Reynolds R.C. (1988): *Newmode 3C for the calculation of the one-dimensional x-ray diffraction patterns of mixed-layered clays containing three components*. MacII Version.
- Ricchetti G. (1961): *Geologia del nucleo mesozoico di Pignola e Abriola*. Boll. Soc. Geol. It., LXXX, 247-267, 1961.
- Ricou L.E. (1994): Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their Boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia. *Geodinamica Acta* (Paris), **7**, 4, 169-218.
- Riedel W.R. & Sanfilippo A. (1974): Radiolaria from the southern Indian Ocean, DSPD Leg 26. In: Davies T.A., Luyendyk B.P. et al. (eds) *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, vol. **26**, 771-814.
- Rona P.A., Bostrom K. & Epstein S. (1980): Hydrothermal quartz vug from the mid-Atlantic Ridge. *Geology*, **8**, 569-572.
- Rüst (1885): Beitrage zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. *Palaeonto-graphica*, **31**, 269-321.
- Sacchi M. (1996): I depositi carbonatici giurassici dell'Unità di Monte Foraporta (Lucania). *Quaderni del Serv. Geol. Naz.*, III, **2**, 96-100.
- Salvador A. (ed.) (1994): *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. Second edition copublished by The International Union of Geological Sciences and The Geological Society of America, 214 pp.
- Sanfilippo A. & Riedel W.R. (1985): Cretaceous Radiolaria. In Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (Eds.): *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, Cambridge, 573-630.
- Sano H. (1983): Bedded cherts associated with greenstones in the Sawadani and Shimantogawa Groups, Southwest Japan. In Iijima et al. (eds.) "*Siliceous Deposits in the Pacific Region*", *Development in Sedimentology*, **36**, 427-440.
- Santantonio M. (1993): Facies associations and evolution of pelagic carbonate platform/basin system: examples from the Italian Jurassic. *Sedimentology*, **40**, 1039-1067.
- Sarg J.F. (1988): Carbonate sequence stratigraphy. In "Sea Level changes - an integrated approach. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, **42**, 155-181.
- Sato T., Murata M. Yoshida H. (1986): Triassic to Jurassic radiolarian biostratigraphy in the southern part of Chichibu terrain of Kyushu, Japan. *News of Osaka Micropaleontologists*, **11**, 33-47.
- Savary J. & Guex J. (1991): BioGraph: un nouveau programme de construction des corrélations biochronologiques basées sur les associations unitaires. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* **80.3**, 1991, 317-340.
- Scandone P. (1963): Stratigrafia degli scisti silicei della Lucania. Nota preliminare. *Mem. Soc. Geol. It.*, **4**, pp. 9.
- Scandone P. (1964): Marnoscisti ad Halobia in Lucania. *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, **72**, 207-212.
- Scandone P. (1967a): Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa ed i suoi rapporti con l'Appennino calcareo. *Boll. Soc. Nat. in Napoli*, **81**, 301-474.
- Scandone P. (1967b): Sul significato dei 'calcarei con liste e noduli di selce' di S.Fele e delle breccie calcaree negli scisti silicei della Lucania. *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, **76**, I, 189-198.
- Scandone P. (1972): Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative. *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, **81**, 225-299, 1972.
- Scandone P. (1975a): The preorogenic history of the Lagonegro Basin (Southern Apennines). In Squyres C. (ed.): *Geology of Italy. The Earth Sciences Society of the Libyan Arab Republic*, 305-315, Tripoli.
- Scandone P. (1975b): Triassic seaways and the Jurassic Tethys Oceans in the central Mediter-ranean area. *Nature*, **256**, July 10 1975, 117-118.
- Scarsella F. (1957): Sulla posizione stratigrafica degli scisti silicei attribuiti al Trias medio dell'Appennino meridionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, **76**, 53-59.
- Schaaf A. (1981): Introduction à la morphologie évolutive: une application à la classe des Radiolaires. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **161**, 2, 209-253.
- Schaaf, A. (1985a). "Un nouveau canevas biochronologique du Cretace inferieur et moyen: les biozones a radiolaires." *Sciences Geologiques Bulletin* **38**(3): 227-269.
- Schaaf, A. (1985b). Le Taux d'accumulation des sediments Cretaces dans la zone pelagique de l'océan Atlantique Central: ses variations, ses rythmes et ses modalités (Cretaceous accumulation rates in the pelagic realm of the Central Atlantic Ocean: variations, rhythms and modalities). *Sciences Geologiques Bulletin* **38**(3): 271-292.
- Schlager W & Camber O. (1986): Submarine slope angles, drowning unconformities, and shelf-erosion on limestone escarpments. *Geology*, **14**, 762-765.
- Schlager & Ginsburg (1981): Bahama carbonate platforms. The deep

- and the past. *Marine Geology*, **44**, 1-24.
- Selli R. (1962): Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. *Mem. S.G.I.*, **3**, 737-789.
- Sengor A.M.C. (1979): Mid-Mesozoic closure of permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, **279**, 590-593.
- Septfontaine M., Arnaud-Vanneau A., Bassoulet J.-P., Gusic I., Ramalho M. & Velic I. (1991): Les foraminifères imperforés des plates-formes carbonatées jurassiques: état des connaissances et perspectives d'avenir. *Bull. Géol. Lausanne*, **312**, 255-277.
- Sgrosso I. (1966): Tentativo di ricostruzione paleogeografica nella zona di Vietri di Potenza con particolare riguardo alla trasgressione miocenica. *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, **75**, 463-495.
- Sgrosso I. (1986): Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, **35**, 203-219, 2 ff., 1986.
- Sgrosso I. (1994): Sulla posizione paleogeografica del Bacino di Lagonegro (Appennino centro-meridionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, **113**, 179-194.
- Simon V. & Steuber T. (1993): Stratigraphie und stabile isotope ($d^{13}C$, $d^{18}O$, $d^{13}C_{org}$) der Domvrena-Schichtengruppe (Trias-Jura) in Helicon-Gebirge, Bötien/Griechenland. *Sonderöffentlichungen Geologisches Institut der Universität zu Köln*, **70** (Festschrift Ulrich Jux), 259-275.
- Singer A. (1984): The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments. A review. *Earth Sci. Rev.*, **21**, 251-293.
- Slansky (1992): Terminologie et classification des roches sédimentaires. Serie "Mauels et méthodes", **22**. BRGM, Orléans, 133 pp.
- Stampfli G.M. & Marchant R.H. (1995): Plate configuration and kinematics in the Alpine Region. In Polino R. & Sacchi R. (eds.): "Rapporti Alpi-Appennino e guide alle escursioni", 127-128. Atti del convegno di Peveragno (CN), 31 Maggio-1 Giugno 1994. *Acc. Naz. delle Scienze detta dei XL*, Roma.
- Stampfli G.M. & Marchant R.H. (1996): Geodynamic evolution of the Thethyan margins of the Western Alps. In Lehner P., Heitzman P., Frei W., Horstmeier H., Mueller S., Pfiffner A. & Steck A. (Eds): *Deep structure of Switzerland Result from NFP 20*. Birkhäuser AG, Basel, 1-29.
- Stampfli G.M., Mosar J., Favre P., Pilleveit A. & Vannay J.C. (in press.): Late Paleozoic to Mesozoic evolution of the western Tethyan realm: the Neotethys/East Mediterranean connection. In Cavazza W. et al. (eds.) "Peritethyan rift/wrench basins and passive margins", *IGCP*, **369**, Paris Bull. Museum Nat. Hist.
- Steiger T. (1992): Systematik, Stratigraphie und Palökologie der Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereiches in Osterhorn-Tirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg und Bayern). *Zitteliana*, **19**, pp. 1-132, pl. 1-27.
- Steinberg M. (1981): Biosiliceous sedimentation, radiolarite periods and silica budget fluctuations. *Oceanologica Acta*, Sp. Num., 149-154.
- Steinberg M. & Mpodozis Marin C. (1978): Classification géochimique des radiolarites et des sédiments siliceux océaniques, signification paléo-océanographique. *Oceanologica Acta*, **1**, 3, 359-367.
- Steinberg M., Bonnot-Courtois C. & Tlig S. (1983): Geochemical contribution to the understanding of bedded chert. In Iijima et al. (eds.) "Siliceous Deposits in the Pacific Region", *Development in Sedimentology*, **36**, 193-210.
- Steinberg M., Desprairies A., Fogelgesang J.F., Martin A., Caron D. & Blanchet R. (1977): Radiolarites et sédiments hypersiliceux océaniques: une comparaison. *Sedimentology*, **24**, 547-563.
- Stow D.A.V. (ed.) (1992): *Deep-Water Turbidite Systems*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 473 pp.
- Stow D.A.V. & Shanmugan G. (1980): Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, **25**, 23-42.
- Swanberg N.R. & Bjørklund K.R. (1992): The radiolarian fauna of western Norwegian fjords: a multivariate comparison of the sediment and plankton assemblages. *Micropaleontology*, **38**, 1, 57-74.
- Tacoli & Zoja (1957): L'età degli scisti silicei di San Fele. *Boll. S.G.I.*, **76**, 1.
- Tada R. (1991): Compaction and Cementation in Siliceous Rocks and Their Possible Effects on Bedding Enhancement. In Einsele et al. (eds.) "Cycles and Events in Stratigraphy", 480-491. Springer-Verlag, Berlin.
- Taddei-Ruggiero E. (1968): Brachiopodi triassici della pietra Maura (Lucania), studio paleontologico e statistico. *Boll. Soc. Nat., Napoli*, **77**, 349-392.
- Takahashi K. (1981): *Vertical flux, ecology and dissolution of Radiolaria in tropical oceans: implications from the silica cycle*. PhD Thesis, Massachusetts Institute of Technology/ Wood Hole Oceanic Institution, 461 pp.
- Takahashi K. (1983): Radiolaria: sinking population, standing stock, and production rate. *Marine Micropal.*, **8**, 3, 171-181.
- Takemura A. (1986): Classification of Jurassic Nassellarians (Radiolaria). *Palaeontographica Abteilung A: Palaeozoologie-Stratigraphie*, **195**, 1-3, 29-74.
- The Geological Society of America Rock Color Chart* (1991). The Geological Society of America, 3300 Penrose Place - P.O. Box 9140, Boulder, Colorado 80301.
- Thiébault F. (1982): Evolution géodynamique des Hellenides externes en Péloponnèse méridional (Grèce). *Soc. Geol. Nord Lille*, **6**, 1-574.
- Thiébault F., De Wever P. & Raoult J.F. (1986): Marqueurs minéralogiques et géochimiques au passage Jurassique-Crétacé dans le Pinde du Péloponnèse méridional (Grèce) - Signification géodynamique. *Rev. de Géol. Dynamique et de Géogr. Phys.*, **27**, 5, 351-362.
- Thiébault F., Fleury J.J., Clément B. & Dégardin J.M. (1994): Paleogeographic and paleotectonic implications of clay mineral distribution in late Jurassic-early Cretaceous sediments of the Pindos-Olonos and Beotian Basins, Greece. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **108**, 23-40.
- Thiede J. & Junger B. (1992): Faunal and floral indicators of ocean coastal upwelling (NW African and Peruvian Continental Margins). In Summehayes C.P. et al. (eds.): *Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene*. *Geol. Soc. (London) Spec. Publ.*, **64**, 47-76.
- Thompson, D. W. (1942). *On Growth and Form*. New York, Macmillan.
- Tonielli R. (1991): Associazioni a radiolari dei "Calcari e Marne a Posidonie" del Monte Terminilletto (RI). *Paleopelagos*, **1**, 18-37.
- Tonielli R. (1992): *Sedimenti radiolaritici giurassici in alcune successioni dell'Italia centrale e della Zona Ionica albanese*. Tesi di Dottorato, Roma, 142 pp, 50 tavv.
- Torre M. & Zamparelli V. (1990): Terreni triassici lagonegresi in Irpinia. *Boll. Soc. Geol. It.*, **109**, 723-734.
- Torrente M.M. (1988): Primi dati strutturali sui terreni della serie calcareo-silico-marnosa nel Lago-negrese (Basilicata). *Mem. Soc. Geol. It.*, **41** (1988), 1317-1329, 9ff., 1 tab.
- Torrente M.M. (1990): *Evoluzione strutturale delle successioni*

- calcareo-silico-marnose nei dintorni di Lagonegro (Appennino meridionale)*. Tesi di Dottorato in Geologia del sedimentario, 150 pp., Napoli.
- Tozer E.T. (1979): Latest Triassic ammonoid faunas and biochronology, Western Canada. *Geological Survey of Canada, Paper 79-1B*, 127-135.
- Tozer E.T. (1994): Significance of Triassic stage boundaries defined in North America. In Guex & Baud (eds.): *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, **22**, 155-170.
- Vail P.R. & Sangree J.B. (1988): Sequence stratigraphy interpretation of seismic, well and outcrop data workbook. NATO Adv. Res. workshop, Sept. 1988, Digne, France. Assoc. SEDimentol. Fr., 19 parts.
- Van Houten F.B. & Puruker M.E. (1984): Glauconitic Peloids and Chamositic Ooids - Favorable Factors, Constraints, and Problems. *Earth-Science Rev.*, **20**, 211-243.
- Velleman, P.F. and Pratt, P. (1989): *Data Desk*, V3.Or2. Odesta Corporation, Illinois
- Vinogradov M.E. & Tsitlin V.B. (1983): Deep-sea pelagic domain (aspects of Bioenergetics). In Rowe G.T. (ed.): *Deep-Sea Biology. The Sea*, **8**, Wiley & Sons, 123-165.
- Vishnevskaya V. (1995): Jurassic and Cretaceous Radiolarians from the Lesser Caucasus (Zod Pass, Mount Karawul and Site 22 in the Koshuni River Basin). In Baumgartner P.O. et al. (eds.) (1995): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, **23**, 701-708.
- von Rad U. & Rosch H. (1974): Petrography and diagenesis of deep-sea cherts from the central Atlantic. In Hsu K.J. & Jenkyns H.C. (eds): Pelagic sediments: on land and under the sea. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* **1**, 327-347.
- Weaver C.E. (1989): Clays, muds, and shales. *Developm. Sedimentol.*, **44**, Elsevier, Amsterdam, 820 pp.
- Weimer P. & Link M.H. (1991): *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine fans and Turbidite Systems*. Springer-Verlag, Berlino, 447 pp.
- Weissert (1990): Siliciclastics in the Early Cretaceous tethys and north Atlantic oceans; documents of periodic greenhouse climate conditions. *Mem. Soc. Geol. It.*, **44**, 59-69.
- Welton, J.E. (1991): *SEM Petrology Atlas*. Methods in Exploration Series, Amer. Ass. of Petroleum Geologists, USA.
- Widz D. & De Wever P. (1993): Nouveaux Nassellaires (radiolaria) des radiolarites Jurassiques de la coupe de Szeligowy Potok (Zones de Klippes de Pieniny, Carpathes Occidentales, Pologne). *Revue de Micropaléontologie*, **361**, 77-91.
- Wiedmann J., Fabricius F., Krystyn L., Reitner J., Urlichs M. (1979): Ueber Umfang und Stellung des Rhaet. *Newsletters Stratigraphy*, **8/2**, 133-152.
- Wilson M.J. (ed.) (1994): *Clay Mineralogy*. Chapman & Hall.
- Winterer E.L. & Bosellini A. (1981): Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. *Bull. of the American Ass. of Petroleum Geologists*, **65**, 394-421.
- Wise S. W. & Weaver F. M. (1974): Chertification of oceanic sediments. In Hsu K.J. & Jenkyns H.C. (eds): Pelagic sediments: on land and under the sea. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, **1**, 301-326.
- Wood A.W. (1981): Extensional Tectonics and the Birth of the Lagonegro Basin (Southern Italian Apennines). *N.Jb. Geol. Palaont. Abh.*, **161**, 1, 93-131. Stuttgart, Jan. 1981.
- Yao, A., T. Matsuda, et al. (1980). Triassic and Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University* **23**: 135-154.
- Yao A. (1982): Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **25**, 53-70.
- Yao A. (1984): Subdivision of the Mesozoic complex in Kii-Yura area, southwest Japan and its bearing on the Mesozoic basin development in the southern Chichibu terrane. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **27**, 41-103.
- Yao A. (1986): Geologic age of Jurassic radiolarians zones in Japan and their international correlations. In Ichikawa K. (ed.): Recent Progress of Research on Radiolarians and Radiolarian Terranes of Japan. *News of Osaka Micropaleontologists*, Spec. Vol., **7**, 63-74.
- Yao A. & Baumgartner P.O. (1995): Radiolarian Occurrence Data from the Middle Jurassic Manganese Carbonates of the Inuyama and Kamiaso Areas, Japan. In Baumgartner P.O. et al. (eds.) (1995): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, **23**, 967-976.
- Yao A., Matsuda T., Isozaki Y. (1980): Triassic and Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **23**, 135-154.
- Yao A., Matsuoka A. & Nakatani T. (1982): Triassic and Jurassic radiolarians assemblages in Southwest Japan. *News of Osaka Micropaleontologists*, Spec. vol. **5**, 27-43.
- Yeh, K.Y. (1992): Triassic Radiolaria from Uson Island, Philippines. *Bull. natl. Mus. nat. Sci.*, Taiwan, **3**, 51-91.
- Yoshida H. (1986): Upper Triassic to Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in Kagamigahara City, Gifu Prefecture, central Japan; *Journal of Earth Science, Nagoya University*, **34**, 1-21.
- Zaninetti L., Ciarapica G. & Martini R. (1986): Presence de *Paleolituonella meridionalis* (Luperto 1964) (synonyme: *Paleolituonella majzoni* Berczi-Makk 1981) (foraminifères) dans les calcaires récifaux du Trias ("Calcaire d'Abriola" p.p.) en Apennin meridional. *Rev. de Paléobiol.*, **5** (1), 33-35.
- Ziegler P.A. (1982): *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., 130 pp.

Appendice A-1. Descrizione delle litofacies della Formazione degli Scisti Silicei

A-1.1. Gruppo A: litofacies calcaree

Calcareniti ad allochimici detritici (A1). Si tratta di calcareniti e calcareniti grossolane-ruditi sottili contenenti litoclasti di mare basso rimaneggiati (calcari allodapici). Comunemente la stratificazione è lenticolare discontinua, con lenti spesse da qualche decimetro a qualche metro, più raramente piano-parallela. La base è generalmente di tipo erosivo, è presente gradazione diretta che può essere associata o meno a laminazione parallela e/o incrociata. In sezione sottile si riconoscono packstone-wackestone a litoclasti, peloidi (pelmicriti e pelspatiti), intraclasti e bioclasti. La tessitura è generalmente caotica, il sorting è scarso. Tra i litoclasti vi sono biomicriti a foraminiferi bentonici ed alghe, clasti pelspatitici ricristallizzati. Gli intraclasti sono rappresentati da mudstone (biomicriti) a radiolari, tra i bioelementi vi sono piastrine di echinodermi, spicole di spugna, articoli di crinoidi. Localmente le dimensioni dei litoclasti e degli intraclasti possono superare i due millimetri di diametro, dando luogo a tessiture di tipo floatstone. La matrice è localmente ricristallizzata in quarzo microcristallino. La ricristallizzazione in quarzo può interessare sia la matrice che i clasti, dando luogo alla formazione di liste e nuduli; questi solitamente si concentrano nelle zone a granulometria maggiore (base dello strato).

Queste litofacies si ritrovano a diverse altezze stratigrafiche, sia nel Triassico terminale che nel Giurassico. Esse sono interpretate come depositi da correnti di torbida concentrate. Le strutture sedimentarie indicano la predominanza della parte bassa e media della sequenza di Bouma (intervalli T_a - T_c).

Calculutiti laminate (A2). Questa litofacies presenta una stratificazione piano-parallela, continua, con strati da molto sottili a medi (1-30 cm); strutture erosive (*scour mark*) possono essere presenti alla base di qualche strato; la laminazione ondulata e/o parallela è tipicamente presente. Il limite superiore può essere netto o passare gradualmente a strati più argillosi. In sezione sottile le calculutiti sono costituite da un mudstone-wackestone a laminazione sottile (3-10 mm), con radiolari ricristallizzati in calcite. In rari casi si può osservare gradazione diretta. La bioturbazione è frequente e di tipo *mottled*; essa caratterizza la parte medio-superiore degli strati.

Le strutture sedimentarie indicano una deposizione per trasporto in massa. La litofacies A2 è interpretata come "*fine grained turbidites*" (Piper, 1978; Piper & Stow, 1991) carbonatiche, corrispondenti agli intervalli T_d e T_e della sequenza di Bouma, che si sono deposte da correnti di torbida a bassa concentrazione.

Calculutiti omogenee (A3). Queste calculutiti sono caratterizzate dall'assenza di strutture sedimentarie. La stratificazione è piano-parallela, i limiti di strato netti. Gli strati sono generalmente medi, raramente sottili o spessi. In sezione sottile si presenta come un mudstone omogeneo, con rari radiolari e/o bivalvi pelagici. I radiolari sono totalmente ricristallizzati in calcite. Raramente sono state osservate "protoglobigerine".

I limiti di strato netti suggerirebbero anche per questa litofacies una sedimentazione per trasporto in massa ad opera di *mud flows*.

A-1.2. Gruppo B: litofacies a matrice cristallina o silico-carbonatica

In questo gruppo sono comprese tutte le litologie in cui la matrice originaria (carbonatica o meno) è stata sostituita da quarzo (*chert*, microquarzo se le dimensioni dei cristalli sono 5-20 μ ; megaquarzo se sono 20-200 μ), nonché i litotipi calcarei che sono stati parzialmente o totalmente silicizzati durante la diagenesi. Nei litotipi parzialmente silicizzati, l'originaria composizione carbonatica può sopravvivere sotto forma di plaghe calcaree (generalmente alterate in marrone-nero) da subcentimetriche a decimetriche. In quelli totalmente silicizzati l'originaria composizione carbonatica è suggerita dalla presenza di stiloliti, clasti carbonatici, romboedri di dolomite. In questo gruppo sono inclusi anche gli strati o liste dall'aspetto vetroso, costituiti da micro e megaquarzo (*vitreous chert*). Uno studio di dettaglio delle trasformazioni diagenetiche esula dallo scopo di questa ricerca; a tale riguardo esiste un'ampia letteratura a cui si rimanda per maggiori informazioni (Lancelot, 1973; Folk & McBride, 1978; McBride & Folk, 1979; Isaac, 1982; Hesse, 1988; Decker, 1991; Tada, 1991).

Selci macrolaminate a radiolari (rad bearing macrolaminae chert, B1). Questa litofacies è caratterizzata da una laminazione centimetrica ed è spesso varicolore; in alcuni casi è possibile riconoscere l'originaria composizione carbonatica. Sono distinguibili due sublitofacies, che possono a luoghi avere un aspetto vetroso. **B1a.** Questa litofacies si presenta in strati disomogenei ed organizzati (sensu Bosellini *et alii*, 1989), dalla base netta, localmente erosiva e dal tetto graduale o netto. La stratificazione è piano-parallela od ondulato-parallela, gli strati hanno uno spessore molto variabile, da molto sottile a spesso. La laminazione è generalmente parallela e/o ondulata, con lamine da medie a spesse (1-10 cm). In sezione sottile si presenta come un mudstone siliceo con matrice ricristallizzata in quarzo da criptocristallino a microcristallino e grani costituiti da radiolari e subordinatamente da spicole di spugna. La laminazione è data dall'alternanza da livelli più o meno ricristallizzati. I radiolari e le spicole di spugna sono ricristallizzati in quarzo microcristallino o fibroso (calcedonio). In alcuni casi i bioelementi sono parzialmente sostituiti da ossidi di Fe (probabilmente ematite). Verso l'alto può passare a B1b. **B1b.** Mudstone silicei omogenei, il colore sulle superfici di alterazione è marrone scuro, quello su fratture fresche è verdino; parzialmente calcareo, segue spesso a B1a; con grani arenitici molto fini che variano dal 20 al 30%, costituiti da radiolari mal preservati in quarzo criptocristallino; sono anche presenti rari cristalli di epidoto detritico. Alla base o alla sommità degli strati possono esservi grani (tra cui spicole di spugna) rivestiti da un film ematitico o costituiti da ematite, romboedri di dolomite. Si osservano inoltre microstiloliti molto accentuate (*solution seams*); queste ultime possono dare origine a laminazione parallela o ondulata discontinua. Si riconosce qualche radiolare riempito con calcedonio e probabile scarsa bioturbazione (di tipo *mottled*) con riempimento argilloso.

Le strutture sedimentarie permettono di classificare la litofacies B1 come "*fine grained turbidites*" (Piper, 1978; Piper & Stow, 1991), depositate da correnti di torbida diluite. In particolare, questa litofacies corrisponde ad una sequenza basale della "*bioclastic turbidite*" degli autori suddetti (intervallo E1, caratterizzato da base netta, erosiva e da laminazione parallela). La litofacies B1 è diffusa principalmente nelle sezioni di Pignola e Moliterno.

Selci microlaminate (microlaminae chert, B2). Questa litofacies si ritrova in strati piano-paralleli, in alcuni casi ricoperti da una patina d'alterazione scura. Sono riconoscibili due sublitofacies. **B2a.** Mudstone siliceo disomogeneo grigio chiaro-verde, a laminazione piano-parallela e/o ondulata che passa a laminazione lenticolare discontinua, a luoghi bioturbato; meno frequente è la laminazione convoluta. La laminazione è data dall'alternanza di lamine millimetriche in cui predomina la matrice (90%) ed altre in cui i grani di taglia arenitica molto fine-siltitica sono più abbondanti (30-40%). La matrice è costituita principalmente da quarzo microcristallino equigranulare e/o criptocristallino e minerali argillosi. Tra i grani si riconoscono clasti carbonatici e peloidi, meno frequenti sono i calchi calcitici di radiolari. Frequenti sono i romboedri di dolomite secondaria. Possono essere presenti plaghe carbonatiche. **B2b.** Arenite-siltite silico-calcareo, disomogenea, a laminazione parallela e/o ondulata, a luoghi gradata. Dal punto di vista tessiturale è paragonabile ad un packstone-grainstone a frammenti di echinodermi, peloidi, litoclasti carbonatici e radiolari calcitizzati che passa a lamine subcentimetriche di mudstone alternato a wackestone (paragonabili alla litofacies B2a). A luoghi la matrice ed i grani sono completamente ricristallizzati in quarzo microcristallino equigranulare associato a romboedri zonati di dolomite secondaria. Le analisi mineralogiche indicano che il sedimento è costituito da circa il 55% di quarzo e da 45% circa di minerali argillosi, con tracce di carbonati. Meno frequente rispetto alla precedente, questa litofacies forma strati da sottili a medi (3-30 cm), dai limiti netti, oppure livelli subcentimetrici alla base della litofacies B2a.

La litofacies B2 si può interpretare come risedimenti parzialmente carbonatici provenienti da aree meno profonde (*outer shelf? upper slope?*), trasportati da correnti di torbida. Le strutture sedimentarie suggerirebbero una predominanza degli intervalli T_{d,e} di Bouma (1962), ovvero dell'intervallo E₁ di Piper (1978) e degli intervalli T_{0,5} di Stow e Shanmugam (1980). Questa litofacies caratterizza le sezioni condensate e potrebbe rappresentare un corrispettivo laterale della litofacies B1.

Mudstone silico-calcarei (silico-calcareous mudstone, B3). Questa litofacies è riconducibile alle litofacies A2 e A3, da cui si differenzia per una parziale sostituzione diagenetica della calcite con quarzo micro o criptocristallino. Può essere ricca in sostanza organica.

A-1.3. Gruppo C: litofacies silicee a radiolari, a matrice silico-argillosa

Radiolariti bioturbate (C1). I litotipi appartenenti a questa litofacies sono costituiti da fango a radiolari litificato (*lithified rad ooze*) e bioturbato. La stratificazione è piano-parallela od ondulato-parallela, gli strati sono molto sottili (1-3 cm) ed i limiti di strato generalmente netti. Dal punto di vista granulometrico è un'arenite molto fine-siltite, in cui i grani sono costituiti da radiolari. I radiolari rappresentano dal 30% al 50% circa del sedimento; rare spicole di spugna (circa 1%) possono essere presenti. Il sorting è generalmente scarso, ma in alcuni casi dominano i grani di 88-125 micron; i grani mostrano una leggera orientazione parallela alla stratificazione, probabilmente legata alla compattazione; nei litotipi con maggior concentrazione di radiolari, i grani sono a luoghi compenetrati tra loro. La matrice è generalmente rossastra, di taglia lutitica, costituita da minerali argillosi e talvolta sostituita da cemento di quarzo microcristallino. I radiolari sono generalmente mal conservati, dal guscio ricristallizzato in quarzo microcristallino riempito da quarzo grossolano o fibroso (calcedonio). La bioturbazione è moderata ed è costituita da sacche di forma irregolare (*mottled*) riempite di sedimento argilloso. Possono essere presenti microstiloliti (*solution seams*), concentrate alle estremità dello strato.

La litofacies C1 si trova generalmente associata a strati ed interstrati argillosi (litofacies D1). Non mostra alcuna evidenza di strutture sedimentarie da rideposizione (che caratterizzano invece la litofacies successiva C2) come gradazione o laminazione, ma ha tuttavia limiti di strato netti. Non si può escludere che in qualche caso la bioturbazione abbia obliterato le strutture preesistenti. Tuttavia, il fatto che le microstiloliti siano simmetricamente concentrate verso le estremità, suggerirebbe una origine diagenetica dello strato (Mizutani & Shibata, 1983; Sano, 1983; Steinberg *et alii*, 1983; Hesse, 1988; Tada, 1991).

Radiolariti laminate (C2). Questa litofacies si differenzia dalla precedente (C1) per la presenza di laminazione parallela, a cui possono associarsi gradazione diretta, laminazione obliqua e bioturbazione. La granulometria è più sottile, al limite con il silt grossolano (dominano i grani di 62-88 micron). Le lamine sono molto sottili (1-3 mm) e sono date dall'alternanza di livelli più ricchi in radiolari (chiari), ricristallizzati in quarzo microcristallino, con livelli più ricchi in minerali argillosi e residuo insolubile (scuri). Le microstiloliti (*solution seams*) sono molto frequenti ed amplificano la laminazione, possono essere presenti cristalli di dolomite diagenetica. La ricristallizzazione in quarzo microcristallino sia della matrice che dei grani (radiolari) è molto più spinta rispetto alla litofacies C1. La bioturbazione, quando presente, è costituita da *chondrites* di taglia millimetrica ed è visibile solo sulla superficie superiore dello strato.

Le strutture sedimentarie permettono di classificare la litofacies C1 come sequenze incomplete di *fine grained turbidites* (Piper, 1978; Piper & Stow, 1991), deposti da correnti di torbida diluite.

Mudstone silicei a radiolari (C3). In questa litofacies sono raggruppati mudstone siliceo con radiolari (2-10% rads) e mudstone siliceo ricco in radiolari (10-25% rads). Il mudstone siliceo con radiolari ha un colore variabile dal grigio-verde (5G 5/1, 6/1; 5Y 5/2) al rosso-bruno (5YR 4/2), comunemente ha una stratificazione da piano-parallela a ondulato-parallela continua e in strati da molto sottili a sottili (1-10 cm). I radiolari sono

ricristallizzati in quarzo microcristallino (tra 5 e 20 micron), in carbonati (calcite e/o dolomite), in pirite (alterata) e/o in clorite. La matrice è costituita da quarzo criptocristallino associato a minerali argillosi (tra cui clorite) e può contenere frammenti siltitici di sostanza organica e di zirconio (intorno all'1%). Il sorting è scarso. Sono frequenti microstiloliti discontinue (*wispy seams*) e continue (*solution seams*), lungo le quali si concentra l'ematite. Può essere presente una laminazione parallela indistinta od una leggera gradazione diretta. I radiolari possono concentrarsi in livelli di spessore millimetrico, dando luogo a laminazione lenticolare da continua a discontinua. La litofacies è costituita da oltre il 50% da fillosilicati (principalmente caolinite e subordinatamente clorite ed illite/smectite), da circa 45% di quarzo, con al massimo 2% di albite e tracce di carbonati. Il mudstone siliceo ricco in radiolari è sostanzialmente simile alla litofacies C1, da cui si differenzia soltanto per il minor contenuto di radiolari.

A-1.4. Gruppo D: litofacies argillose

In questo gruppo sono comprese tutte le litologie in cui i minerali argillosi sono i costituenti dominanti. Nella terminologia di Potter *et alii* (1980) corrispondono a mudshale e clayshale. Il quarzo e la calcite costituiscono il resto del sedimento. Le analisi mineralogiche mostrano che i minerali argillosi sono essenzialmente di natura detritica, mentre il quarzo è il prodotto diagenetico di silice biogenica (vedi cap. 4).

Argilliti silicee (D1). Questa litofacies comprende clayshale e mudshale silicei, dal colore variabile da grigio-verde (5Y 5/2, 10Y 5/2) a bruno (5YR 5/2), in strati da molto sottili (1-3 cm) a sottili (3-10 cm), che tendono a suddividersi secondo superfici di distacco (*parting*) da subcentimetriche (*flaggy-platy*) a submillimetriche (*platy-fissile*). In rari casi è presente una laminazione parallela, accentuata da microstiloliti, probabilmente dovuta a costipamento diagenetico. Rari radiolari possono essere presenti. Le analisi mineralogiche indicano che è costituito per l'80-90% da minerali argillosi (illite e illite/smectite, e subordinatamente clorite e caolinite), 10-20% o meno da quarzo e circa 3% da albite. L'EDX mostra la presenza di Na, Ti, Ca, Mg, Fe, K, Al, Si (Sb possibile).

Questa litofacies è la più diffusa e si ritrova associata con quasi tutte le altre litofacies. L'origine terrigena dei minerali argillosi indica che essa è stata trasportata nel bacino dal vento oppure da correnti di torbida diluite.

Argilliti ricche in sostanza organica (D2). Si tratta di mudshale e clayshale silico-calcarei grigio-neri (N2), a stratificazione piano-parallela e frequente laminazione parallela e bioturbazione. Nei mudshale, in sezione sottile, la tessitura appare disomogenea, con laminazione submillimetrica da ondulata a subparallela tipo varve che passa a bioturbazione di tipo *mottled*; le lamine più chiare sono costituite da plaghe lenticolari calcaree (gusci di bivalvi pelagici?) isoorientate e ricristallizzate, immerse in una matrice finemente cristallina, carbonatica; la sostanza organica, sotto forma di grani siltitici, è abbondante; sono diffuse le dendriti di Mn parallele alla laminazione; la frazione arenitica molto fine è scarsa ed è costituita da radiolari ricristallizzati in calcite. Alcune lamine scure contengono intraclasti e litoclasti di taglia arenitica molto fine; la base netta e la presenza di gradazione diretta suggerisce che si tratti di microtorbiditi. La laminazione sarebbe quindi, almeno in parte, di origine sedimentaria.

L'analisi mineralogica indica una composizione di 42% di fillosilicati (illite, illite-smectite e clorite), 39% di quarzo, 20% di minerali carbonatici e 1% di albite (vedi cap. 4). Le analisi EDX indicano la presenza (in ordine di importanza crescente) di Mn, Ti, Cl, S, Na, Fe, Mg, K, Al, Ca, Si.

Questa litofacies si ritrova solo a determinate altezze stratigrafiche (Membro 1 e Membro 2). L'abbondanza di sostanza organica non indica necessariamente condizioni anossiche alla paleosuperficie di deposizione, tanto più che la materia organica è, almeno in parte, di origine terrestre (frammenti di piante, pollini, vedi cap. 3) e quindi detritica. Uno studio di dettaglio sulla composizione del TOC (*total organic matter*) non è stato affrontato in questa sede, non si può dunque escludere *a priori* che parte della sostanza organica sia primaria (fitoplantonica).

Argilliti marnose, marne (D3). Si differenzia dalla litofacies D1 per la presenza di calcite. Costituisce strati spessi e si ritrova in associazione con le litofacies A2 e A3 nella formazione dei Calcari Con Selce e con le litofacies C3 nella parte basale del Flysch galestrino.

Argille plastiche (D4). Argille grigio-verdine (5Y 5/2, 7/2), in strati molto sottili, intercalate alla litofacies C3. Le analisi mineralogiche indicano che questa litofacies è costituita da oltre il 90% da minerali argillosi e da meno del 10% da quarzo. Tra i minerali argillosi dominano l'interstratificato illite/smectite ricco in smectite (con $R > 0.5$) e la caolinite; il contenuto di illite è variabile, la clorite è tipicamente assente. La smectite sembra essere di tipo montmorillonitico (vedi cap. 4).

Questa litofacies si ritrova negli ultimi strati degli Scisti Silicei di Calvello (Membro 4) e segna il passaggio alla formazione successiva del Flysch galestrino. Essa può rappresentare originari livelli vulcanici, successivamente trasformati in smectite; quest'ultima si sarebbe poi parzialmente illitizzata durante la diagenesi.

Argilliti autigene a glauconia (D5). Questa litofacies è presente soltanto nel Giurassico medio di Pignola. Si tratta di argilliti a glauconia (sensu Odin & Matter, 1981) di spessore centimetrico, sotto forma di peloidi immersi in una pasta di quarzo microcristallino. Questo livello poggia con contatto graduale su uno strato molto sottile di radiolarite (C1). Il passaggio tra le due litofacies è marcato da un reticolo di microstiloliti (*fitted fabric*). Il passaggio graduale fa escludere che si tratti di glauconia risedimentata. Le analisi mineralogiche indicano che si tratta di glauconite (vedi cap. 4) associata a quarzo.

Attualmente le glauconie si ritrovano tra i 60 ed i 500 m di profondità, con una concentrazione massima intorno ai 200 m (Odin & Matter, 1981), il che indurrebbe a considerarle indicatori paleobatimetrici. Tuttavia esse sono state ritrovate, autigene, anche a profondità maggiori di 1000 m, e ciò ne mette in discussione il significato

paleobatimetrico (Odin & Stephan, 1981). La presenza di glauconia indicherebbe semplicemente una fase di basso tasso di sedimentazione e apporto di Fe e K. Per maggiori dettagli si rimanda al capitolo 4.

Appendice A-2. Metodologie biostratigrafiche

A-2.1. Campionatura degli affioramenti

Radiolari. Nella Formazione degli Scisti Silicei, così come nelle altre sequenze mesozoiche silicee, la conservazione dei radiolari è generalmente scarsa lungo una sezione stratigrafica. Radiolari ben conservati, se presenti, si ritrovano soltanto in lamine millimetriche prossime alle superfici di strato oppure in straterelli centimetrici; inoltre la conservazione lungo le lamine o gli straterelli varia lateralmente. Negli anni '70 Baumgartner ha utilizzato acido fluoridrico (HF) sull'affioramento per meglio selezionare le litologie con faune ben conservate (De Wever *et alii*, 1979), ma si tratta di un procedimento molto pericoloso, ben presto abbandonato e sconsigliato dallo stesso ideatore. Nel presente lavoro, la selezione dei livelli da campionare è stata fatta mediante un'osservazione delle rocce con lente d'ingrandimento 20x. La priorità è stata chiaramente data ai livelli particolarmente ricchi in radiolari (radiolariti *s.s.*, litofacies C1 e C2 con rads \geq 30% volume della roccia), ma l'esperienza ha dimostrato che tali livelli costituiscono non oltre il 5% dello spessore totale delle sezioni stratigrafiche, con rari intervalli in cui la concentrazione massima è intorno al 30%. In mancanza di radiolariti, sono stati campionati i mudstones silicei a radiolari (litofacies C3), ma questi ultimi hanno fornito quasi sempre faune molto mal conservate. I campioni (circa 500 gr ognuno) sono stati presi a distanza variabile, da decimetrica a metrica, dipendendo dalla presenza o meno di strati campionabili.

Altri taxa. Gli strati calcarei della parte basale della Formazione e quelli che caratterizzano il membro (2) sono stati campionati per conodonti. I livelli più ricchi in sostanza organica sono stati campionati per studiarne le associazioni palinologiche ed i dinoflagellati.

A-2.2. Tecniche di laboratorio: estrazione e preparazione per analisi al SEM

Radiolari. Per l'estrazione dei radiolari dalle rocce silicee si è utilizzato acido fluoridrico diluito, secondo la tecnica descritta in Pessagno & Newport (1972) e Baumgartner (1981). I campioni sono stati dapprima immersi per qualche minuto in HF concentrato, sciacquati con acqua corrente e lasciati asciugare. Al microscopio ottico sono stati selezionati i campioni o parti di campione in cui i radiolari erano abbondanti e non erano stati distrutti dall'HF. I campioni sono poi stati ridotti in frammenti di un cm circa di diametro e immersi in HF diluito (dal 4 al 10%). Dopo almeno 12 ore si è eseguita una prima raccolta del residuo mediante sovrapposizione di tre setacci con dimensione dei fori di 1 mm, 250 μ m e 60 μ m. I frammenti di dimensioni maggiori di 1mm sono stati rimessi nell'acido, mentre i residui di dimensioni inferiori sono stati raccolti separatamente in techine di plastica, seccati e poi osservati al microscopio ottico. La stessa operazione è stata eseguita altre due volte, per cui da ogni campione si sono ottenuti tre coppie di residui. I radiolari sono stati isolati dal residuo mediante *picking* al microscopio ottico con un , ingrandimento 50x. Si è visto che, dato un campione, generalmente la qualità delle faune peggiora dal primo al terzo residuo, probabilmente a causa dell'azione prolungata dell'acido. Non sono state utilizzate tecniche di separazione con liquidi pesanti perché i gusci di radiolari, essendo sempre ripieni di quarzo, hanno lo stesso peso specifico degli altri grani del residuo.

Altri taxa. Per l'estrazione dei conodonti, i litotipi calcarei sono stati parzialmente disciolti con HCOOH diluito al 20%, per tre giorni. Il residuo è stato raccolto con un setaccio di 100 μ m. Su alcuni dei residui ottenuti si è eseguita una separazione mediante liquidi pesanti (bromofornio). Per l'estrazione di palinofossili e dinoflagellati, le litologie particolarmente ricche in sostanza organica sono state disciolte prima con HCl e poi con HF concentrati, secondo le procedure messe a punto dal prof. Gorin e dal dott. Monteil all'Istituto di Geologia dell'Università di Ginevra. I residui sono stati setacciati con una pompa a vuoto e con setacci di 30 μ m e sono poi stati montati su vetrino mediante alcool polivinilico (per maggiori dettagli si rimanda a Gorin, 1993).

Per lo studio delle faune ci si è avvalsi del microscopio elettronico a scansione (SEM). Il lavoro è stato svolto in parte nei laboratori del Dipartimento di Scienze della Terra di Napoli, in parte nei laboratori dell'Institut de Géologie et Paléontologie di Losanna (Svizzera).

I radiolari sono stati fissati sugli appositi sostegni (*stubs*) mediante pasticche di carbonio autoadesive e ricoperti con oro (*sputtering* per 200 s con una corrente di 20 mA). Sono stati osservati al SEM oltre 3500 radiolari, di cui sono stati selezionati e fotografati circa 1800. A causa del pessimo stato di conservazione, soltanto una parte del materiale selezionato ha permesso la determinazione tassonomica.

Per le faune a conodonti si è eseguita la stessa procedura. Purtroppo tra gli individui selezionati per il SEM (poco meno di 80), meno del 10% è significativo dal punto biostratigrafico.

Appendice A-3. Associazioni Unitarie

A-3.1. Inserimento dei dati provenienti dagli Scisti Silicei in NMRD40 mediante BioGraph

Tabella di correlazione

Tabella di correlazione tra le Associazioni Unitarie (colonna a sinistra) della banca dati del protoreferenziale NMRD40 (Baumgartner *et alii*, 1995a) e le nuove Associazioni Unitarie (colonna a destra) calcolate integrando la banca dati NMRD40 con i dati degli Scisti Silicei del Bacino Lagonegrese. Le A. U. della colonna sinistra corrispondono a quelle del protoreferenziale NMRD40; le A.U. di destra corrispondono a quelle del paragrafo "Nuovo range dei taxa in A.U.".

BIOGRAPH v2.02

(c) 1990 by J.Savary & J.Guex

Jurassic UANMRD40 + Jurassic Scisti Silicei 12/95 (TGK)

CORRELATION TABLE

99 horizons

| | | | | |
|-----------------|-------------|-------------|--------------------|---------------------|
| Section | 60: 62 - 62 | 36: 37 - 37 | 12: 12 - 12 | 10: 66 - 72 |
| UANMRD40 | 59: 61 - 61 | 35: 36 - 36 | 11: 11 - 11 | 9: 66 - 66 |
| 82: 87 - 87 | 58: 60 - 60 | 34: 35 - 35 | 10: 10 - 10 | 8: 54 - 72 |
| 81: 86 - 86 | 57: 59 - 59 | 33: 34 - 34 | 9: 9 - 9 | 7: 51 - 53 |
| 80: 85 - 85 | 56: 58 - 58 | 32: 33 - 33 | 8: 8 - 8 | 6: 51 - 53 |
| 79: 84 - 84 | 55: 57 - 57 | 31: 32 - 32 | 7: 7 - 7 | 5: 53 - 53 |
| 78: 83 - 83 | 54: 56 - 56 | 30: 31 - 31 | 6: 6 - 6 | 4: 27 - 39 |
| 77: 82 - 82 | 53: 55 - 55 | 29: 30 - 30 | 5: 5 - 5 | 3: 16 - 49 |
| 76: 81 - 81 | 52: 54 - 54 | 28: 29 - 29 | 4: 4 - 4 | 2: 25 - 31 |
| 75: 80 - 80 | 51: 52 - 52 | 27: 28 - 28 | 3: 3 - 3 | 1: 25 - 25 |
| 74: 79 - 79 | 50: 51 - 51 | 26: 27 - 27 | 2: 2 - 2 | |
| 73: 78 - 78 | 49: 50 - 50 | 25: 26 - 26 | 1: 1 - 1 | Section |
| 72: 77 - 77 | 48: 49 - 49 | 24: 24 - 24 | | 4_Calvello |
| 71: 76 - 76 | 47: 48 - 48 | 23: 23 - 23 | | 2: 72 - 72 |
| 70: 75 - 75 | 46: 47 - 47 | 22: 22 - 22 | | 1: 68 - 68 |
| 69: 74 - 74 | 45: 46 - 46 | 21: 20 - 20 | Section | Section 5_VS |
| 68: 73 - 73 | 44: 45 - 45 | 20: 20 - 20 | 2_Sasso-di- | 1: 68 - 68 |
| 67: 71 - 71 | 43: 44 - 44 | 19: 19 - 19 | Castalda | |
| 66: 70 - 70 | 42: 43 - 43 | 18: 18 - 18 | 2: 20 - 46 | Section |
| 65: 69 - 69 | 41: 42 - 42 | 17: 17 - 17 | 1: 21 - 21 | 6_MS3240 |
| 64: 67 - 67 | 40: 41 - 41 | 16: 16 - 16 | | 1: 16 - 33 |
| 63: 65 - 65 | 39: 40 - 40 | 15: 15 - 15 | Section | |
| 62: 64 - 64 | 38: 39 - 39 | 14: 14 - 14 | 3_Pignola | |
| 61: 63 - 63 | 37: 38 - 38 | 13: 13 - 13 | 11: 73 - 82 | |

Range numerico dei taxa

In questa appendice sono riportati i dati utilizzati da BioGraph per ricalcolare le A.U. I dati provengono dalla banca dati di NMRD40 (non contenuti in questa appendice, ma elencati in Baumgartner *et alii*, 1995a) e dai campioni degli Scisti Silicei (Section 2 a 6). Ogni campione degli Scisti Silicei è considerato un'A.U. a se stante (primo numero a sinistra, seguito dalla sigla del campione in parentesi graffe); le specie presenti in ogni campione sono indicate dal codice numerico di identificazione (numeri di quattro cifre), secondo Baumgartner *et alii* (1995a). I codici tra parentesi graffe non sono vengono utilizzati dal programma, poiché appartengono a taxa non determinati con certezza

BIOGRAPH v2.02

(c) 1990 by J.Savary & J.Guex

Numerical ranges of the taxa in UA (DAT)

SAMPLES

TITLE: « Jurassic UANMRD40 + Jurassic Scisti Silicei 12/95 »

| | | |
|--|---|--|
| Section 2_Sasso-di-Castalda: bottom 1 - top 2 | < 10{P1_2530}: 3171, 3287, {3308, } 4079 {3017} | < 4{PO_1070}: 3044, 3051, {4052, 3147} |
| < 2{BU3300}: 3049, 3055, {4014} | < 9{P1_2440}: 3069, 3088, 3245, 3265, 3287, 3292, {3308, },4079 {3122} {3213} | < 3{P1_A}: 3169, 3244 {3237} {3013} |
| < 1{BU2606}: 3021, 3049, 3055, 3140, 3159, 3181, 3197, 3231, 4014, 4044, 4053, 4058 {4048} {3302} {3104} {4034} {3292} | < 8{P1_2200}: 3171, 4079 | < 2{PO_330}: 3055, 3059, 3238 |
| Section 3_Pignola: bottom 1 - top 11 | < 7{P1_1900}: 3169, {3244} {3171} | < 1{PO_75}: 3012, 3047, 3059, 3061, 3197, 3277, 3279, 3297, 4014, 4052 {3273} {3005} {3006} {3269} |
| < 11{P1_2770}: 5785 {3171} | < 6{P1_770}: 4079 {3287} | |
| | < 5{P1_189}: 3241, 3305 | |

| | | |
|--|---|--|
| Section 4_Calvello: bottom 1 - top 2 | Section 5_VS: bottom 1 - top 1 | Section 6_MS3240: bottom 1 - top 1 |
| < 2{ASVII_1650}: 3263, 4079, 5464, 6101 | < 1: 3171, { 3308, } 4079, 6131 {3161} | < 1: 3181, 4044, {3194} {4034} |
| < 1{ASVII_1345}: 3263, 4079, 6101, 6131 | | {1079} |

Nuovo range dei taxa in A.U.

Nuova estensione dei taxa (codici numerici di quattro cifre), ottenuta intergrando NMRD40 con i dati provenienti dagli Scisti Silicei del Bacino Lagonegrese. Per ogni specie è riportato il codice numerico di identificazione (a sinistra) ed il massimo intervallo di distribuzione espresso in Associazioni Unitarie (a destra). Le A.U. equivalgono alle A.U. della colonna di destra della tabella di correlazione.

BIOGRAPH v2.02

(c) 1990 by J.Savary & J.Guex

Numerical ranges of the taxa in UA (TGJ)

DATUM

TITLE: **Jurassic UANMRD40 + Jurassic Scisti Silicei 12/95 (TGK)**

| | | | | |
|---------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Section UA : | 3023: 30 - 39 | 3092: 62 - 85 | 3164: 19 - 71 | 3236: 30 - 39 |
| bottom 1 - top 87 | 3024: 30 - 52 | 3094: 56 - 83 | 3165: 71 - 83 | 3237: 18 - 28 |
| 0001: 1 - 1 | 3028: 33 - 33 | 3095: 20 - 65 | 3166: 40 - 58 | 3238: 19 - 31 |
| 2001: 1 - 8 | 3030: 10 - 14 | 3096: 7 - 75 | 3167: 30 - 79 | 3239: 29 - 39 |
| 2002: 3 - 12 | 3031: 29 - 39 | 3097: 23 - 83 | 3168: 51 - 64 | 3240: 30 - 62 |
| 2003: 1 - 5 | 3032: 24 - 30 | 3100: 28 - 64 | 3169: 16 - 53 | 3241: 36 - 71 |
| 2004: 1 - 9 | 3033: 4 - 46 | 3103: 20 - 65 | 3170: 51 - 71 | 3243: 31 - 62 |
| 2005: 1 - 6 | 3034: 31 - 75 | 3104: 24 - 54 | 3171: 54 - 83 | 3244: 16 - 49 |
| 2006: 11 - 24 | 3035: 29 - 64 | 3105: 41 - 57 | 3174: 20 - 45 | 3245: 51 - 66 |
| 2007: 3 - 5 | 3036: 44 - 75 | 3106: 35 - 52 | 3176: 20 - 57 | 3247: 1 - 22 |
| 2008: 2 - 11 | 3037: 62 - 62 | 3108: 52 - 52 | 3177: 50 - 65 | 3253: 2 - 18 |
| 2009: 3 - 6 | 3039: 3 - 14 | 3109: 10 - 44 | 3179: 51 - 64 | 3254: 26 - 57 |
| 2010: 2 - 3 | 3040: 13 - 13 | 3110: 19 - 49 | 3180: 9 - 56 | 3255: 73 - 83 |
| 2011: 2 - 31 | 3041: 9 - 14 | 3111: 75 - 75 | 3181: 16 - 67 | 3258: 62 - 62 |
| 2012: 2 - 12 | 3042: 5 - 5 | 3112: 52 - 81 | 3182: 60 - 77 | 3259: 48 - 65 |
| 2013: 2 - 9 | 3043: 30 - 33 | 3113: 20 - 83 | 3184: 11 - 11 | 3261: 32 - 52 |
| 2014: 3 - 8 | 3044: 27 - 39 | 3115: 36 - 64 | 3185: 67 - 87 | 3263: 47 - 83 |
| 2015: 3 - 3 | 3045: 27 - 35 | 3116: 35 - 56 | 3187: 29 - 33 | 3264: 82 - 82 |
| 2016: 5 - 5 | 3046: 27 - 39 | 3117: 24 - 57 | 3188: 62 - 64 | 3265: 35 - 67 |
| 2017: 6 - 29 | 3047: 23 - 39 | 3118: 20 - 75 | 3189: 32 - 70 | 3266: 22 - 82 |
| 2018: 2 - 2 | 3048: 3 - 10 | 3119: 39 - 64 | 3192: 9 - 35 | 3267: 26 - 60 |
| 2019: 2 - 24 | 3049: 20 - 46 | 3121: 20 - 74 | 3193: 27 - 62 | 3268: 29 - 33 |
| 2020: 6 - 6 | 3051: 16 - 43 | 3122: 38 - 67 | 3194: 6 - 14 | 3269: 20 - 37 |
| 2021: 9 - 42 | 3052: 9 - 48 | 3123: 15 - 65 | 3195: 2 - 15 | 3270: 20 - 50 |
| 2022: 8 - 9 | 3054: 26 - 39 | 3124: 14 - 52 | 3197: 9 - 62 | 3271: 5 - 41 |
| 2023: 12 - 45 | 3055: 3 - 67 | 3125: 3 - 31 | 3199: 24 - 75 | 3273: 14 - 52 |
| 2024: 24 - 45 | 3059: 25 - 44 | 3126: 34 - 57 | 3202: 60 - 82 | 3274: 32 - 69 |
| 2025: 24 - 31 | 3061: 20 - 49 | 3127: 45 - 52 | 3203: 61 - 83 | 3276: 23 - 39 |
| 2026: 12 - 12 | 3062: 30 - 83 | 3129: 15 - 56 | 3204: 32 - 55 | 3277: 19 - 47 |
| 3001: 2 - 14 | 3063: 30 - 82 | 3131: 37 - 62 | 3205: 27 - 52 | 3278: 9 - 37 |
| 3002: 32 - 39 | 3064: 14 - 59 | 3133: 30 - 55 | 3206: 52 - 52 | 3279: 25 - 42 |
| 3003: 30 - 35 | 3065: 23 - 85 | 3135: 11 - 58 | 3210: 11 - 56 | 3280: 73 - 82 |
| 3004: 9 - 10 | 3066: 46 - 83 | 3137: 35 - 55 | 3212: 24 - 52 | 3281: 75 - 83 |
| 3005: 12 - 36 | 3069: 32 - 66 | 3138: 62 - 62 | 3213: 29 - 83 | 3282: 75 - 83 |
| 3006: 2 - 38 | 3070: 12 - 64 | 3139: 26 - 56 | 3215: 23 - 75 | 3283: 75 - 83 |
| 3007: 10 - 56 | 3071: 5 - 14 | 3140: 11 - 55 | 3216: 10 - 65 | 3284: 49 - 83 |
| 3008: 20 - 56 | 3072: 5 - 10 | 3144: 9 - 52 | 3217: 24 - 62 | 3285: 75 - 83 |
| 3009: 29 - 59 | 3073: 2 - 12 | 3145: 51 - 64 | 3218: 24 - 62 | 3286: 55 - 84 |
| 3010: 3 - 10 | 3074: 7 - 34 | 3147: 12 - 52 | 3220: 20 - 52 | 3287: 66 - 87 |
| 3011: 8 - 16 | 3076: 26 - 48 | 3148: 1 - 48 | 3221: 22 - 41 | 3288: 81 - 81 |
| 3012: 9 - 48 | 3078: 29 - 62 | 3149: 3 - 28 | 3222: 5 - 37 | 3289: 51 - 81 |
| 3013: 19 - 40 | 3081: 36 - 62 | 3150: 11 - 39 | 3223: 11 - 57 | 3290: 27 - 81 |
| 3014: 35 - 52 | 3082: 23 - 56 | 3151: 7 - 7 | 3224: 42 - 67 | 3291: 74 - 82 |
| 3015: 24 - 39 | 3083: 52 - 52 | 3152: 20 - 48 | 3225: 24 - 82 | 3292: 30 - 71 |
| 3016: 35 - 35 | 3085: 20 - 61 | 3158: 8 - 17 | 3226: 46 - 82 | 3293: 70 - 84 |
| 3017: 27 - 65 | 3087: 58 - 87 | 3159: 11 - 48 | 3227: 63 - 82 | 3294: 65 - 71 |
| 3019: 69 - 78 | 3088: 14 - 66 | 3160: 20 - 63 | 3228: 74 - 83 | 3295: 57 - 82 |
| 3020: 29 - 62 | 3089: 2 - 18 | 3161: 32 - 85 | 3230: 43 - 73 | 3297: 15 - 31 |
| 3021: 21 - 52 | 3090: 37 - 86 | 3162: 24 - 82 | 3231: 3 - 26 | 3298: 27 - 31 |
| 3022: 52 - 83 | 3091: 52 - 62 | 3163: 22 - 54 | 3235: 23 - 39 | 3301: 3 - 12 |

| | | | | |
|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| 3302: 3 - 22 | 3955: 73 - 82 | 4055: 27 - 65 | 5166: 82 - 82 | 5510: 75 - 83 |
| 3303: 3 - 14 | 4004: 52 - 52 | 4058: 11 - 21 | 5183: 74 - 83 | 5532: 87 - 87 |
| 3305: 53 - 71 | 4005: 24 - 32 | 4059: 9 - 15 | 5186: 83 - 83 | 5544: 28 - 82 |
| 3307: 15 - 16 | 4006: 28 - 31 | 4060: 18 - 48 | 5193: 82 - 82 | 5565: 78 - 83 |
| 3309: 16 - 16 | 4009: 2 - 17 | 4061: 2 - 23 | 5194: 75 - 82 | 5568: 75 - 83 |
| 3310: 1 - 8 | 4010: 2 - 51 | 4063: 4 - 50 | 5204: 87 - 87 | 5577: 76 - 83 |
| 3406: 51 - 64 | 4011: 2 - 12 | 4064: 6 - 6 | 5209: 74 - 83 | 5578: 76 - 83 |
| 3407: 2 - 5 | 4014: 9 - 29 | 4066: 2 - 29 | 5229: 84 - 87 | 5580: 75 - 82 |
| 3408: 1 - 8 | 4015: 55 - 64 | 4068: 36 - 64 | 5243: 75 - 83 | 5607: 73 - 83 |
| 3409: 1 - 8 | 4018: 64 - 64 | 4069: 42 - 67 | 5253: 75 - 82 | 5636: 77 - 87 |
| 3410: 3 - 4 | 4023: 27 - 27 | 4070: 59 - 64 | 5332: 75 - 75 | 5674: 77 - 82 |
| 3411: 1 - 4 | 4026: 84 - 87 | 4071: 9 - 42 | 5396: 76 - 79 | 5712: 84 - 87 |
| 3412: 22 - 56 | 4027: 2 - 12 | 4072: 12 - 31 | 5408: 75 - 82 | 5716: 80 - 80 |
| 3413: 15 - 39 | 4028: 3 - 8 | 4073: 51 - 87 | 5409: 75 - 83 | 5721: 74 - 83 |
| 3414: 1 - 14 | 4031: 2 - 9 | 4077: 3 - 11 | 5410: 74 - 82 | 5785: 73 - 82 |
| 3502: 1 - 9 | 4032: 23 - 23 | 4079: 51 - 72 | 5416: 64 - 83 | 5796: 73 - 83 |
| 3591: 73 - 83 | 4034: 17 - 27 | 5003: 74 - 80 | 5417: 75 - 82 | 5824: 74 - 83 |
| 3717: 75 - 82 | 4044: 15 - 33 | 5011: 86 - 87 | 5426: 75 - 87 | 6101: 68 - 83 |
| 3813: 9 - 36 | 4045: 19 - 19 | 5042: 74 - 83 | 5433: 77 - 83 | 6121: 75 - 83 |
| 3911: 70 - 82 | 4047: 24 - 24 | 5044: 82 - 82 | 5436: 74 - 82 | 6129: 73 - 83 |
| 3912: 74 - 82 | 4048: 20 - 28 | 5055: 75 - 82 | 5453: 75 - 82 | 6131: 68 - 68 |
| 3918: 75 - 80 | 4049: 15 - 15 | 5065: 73 - 80 | 5462: 79 - 87 | |
| 3919: 74 - 80 | 4052: 25 - 25 | 5073: 85 - 87 | 5464: 72 - 80 | |
| 3924: 74 - 83 | 4053: 20 - 21 | 5132: 73 - 83 | 5481: 75 - 87 | |
| 3947: 75 - 83 | 4054: 19 - 20 | 5163: 75 - 76 | 5506: 73 - 83 | |

Appendice A-4. Metodologie delle analisi mineralogiche e geochemiche

A-4.1. Diffrazione ai raggi X

La diffrazione dei raggi X su polveri è stata utilizzata per identificare, caratterizzare e quantificare le fasi mineralogiche principali ed il tipo di argille presenti nella roccia. Si tratta di un'analisi mineralogica semiquantitativa; l'incertezza delle misure è compresa tra il 5-10% per le analisi su roccia totale, e tra il 10-20% per quelle sulla frazione $<2\mu$.

Analisi della roccia totale. L'analisi è stata eseguita su polveri non orientate. Per stimare la composizione dei minerali maggiori come carbonati, quarzo, feldspati e argille, le rocce sono state analizzate mediante un'apparecchiatura *Philips* (PW 1710, anodo $\text{CuK}\alpha$) provvista di un caricatore automatico e gestita dal software *PC-APD* (1991 - Automatic Powder Diffraction). Le composizioni modali sono state stimate con il metodo degli standard esterni. A tale scopo, prima di analizzare i campioni, si costruisce una correlazione per ogni coppia di minerali coinvolta nelle analisi, come calcite-dolomite, quarzo-calcite e così via. Il carbonato totale viene calcolato dissolvendo il campione con HCl 2M, mentre la quantità totale dei fillosilicati è calcolata per differenza. Come standard interno si utilizza il corindone (linea $\text{hkl}=113$, $d=2.085 \text{ \AA}$) con una concentrazione del 10%. L'analisi viene eseguita sulla polvere pressata di tutta la roccia, mescolata al corindone. Il calcolo della percentuale in peso dei vari minerali si calcola confrontando l'intensità dei picchi di diffrazione con quella del picco del corindone (di peso noto). Si tratta di una stima semiquantitativa, con uno scarto massimo di ± 10 .

Analisi delle argille. Le misure sono state eseguite su polveri orientate, secondo il metodo descritto in *Jaboyedoff et alii* (1991). Dopo la dissoluzione dei carbonati (calcite +/- dolomite), la frazione più sottile ($<2\mu$) è stata isolata per centrifugazione, saturata con CaCl_2 , poi sedimentata su vetrini. Ogni campione è

stato seccato all'aria, sottoposto a glicolisi e riscaldato a 450°C per due ore, ed è poi stato analizzato mediante un'apparecchiatura *RIGAKU-Rotaflex-Geigerflex* avente le seguenti condizioni di misura: anodo $\text{CuK}\alpha$, 40kV, 30mA, DS 0.5° , RS 0.15 mm, SS 0.5° , 1.2° (2 θ /min) con *scanning* angolare continuo. L'interpretazione dei patterns XRD è stata realizzata secondo i metodi proposti da Brindley & Brown (1980), Holtzapffel (1985) e Moore & Reynolds (1989). La correzione dell'intensità di picco è stata fatta seguendo il principio del *multiplying factor* definito da Holtzapffel (1985) e per la caratterizzazione delle argille interstratificate ci si è avvalsi del software *NEWMODE* descritto da Reynolds (1988). La stima delle percentuali in peso dei minerali argillosi è semiquantitativa; le misure eseguite su campioni standard indicano, per il laboratorio di Losanna, che le percentuali calcolate hanno uno scarto variabile da ± 2 (per valori $<10\%$), a ± 5 (per valori $10\% < x < 50\%$), a ± 10 (per valori $>50\%$).

Cristallinità dell'illite. La misura della Larghezza di Scherrer (L.S.) alla metà del picco (001) per le illiti è stata eseguita sul *RIGAKU*, in *step scanning* di 0.01° 2 θ /s, su vetrini orientati della frazione $<2\mu$ (Kubler, 1987; Frey, 1987).

Analisi con Camera Gandolfi. Per una glauconite ed una clorite è stata eseguita l'analisi con una *Camera Gandolfi* dalle seguenti caratteristiche: 114.6 mm diameter, $\text{CuK}\alpha/\text{Ni}$, 40 kV, 25mA, per una durata di 20 h.

Analisi agli infrarossi. Su di una caolinite ed un'illite/smectite gonfiante è stata fatta un'analisi ai raggi infrarossi con uno spettrometro FT-IR *Perkin Elmer* (PARAGON 1000) avente le seguenti

condizioni di misura: RESOL. 4.0 cm^{-1} , APOD. strong type, RANGE $4000-400 \text{ cm}^{-1}$; i campioni sono stati dispersi in KBr (300mg per 1-2 mg di polvere di campione).

A 4.2. Fluorescenza ai raggi X

Questo tipo di analisi ha fornito la composizione chimica di tutta la roccia, espressa in percentuale di peso degli ossidi. Viene eseguita su pastiglie (di 4 cm di diametro) di polvere di roccia pressata per il dosaggio degli elementi in traccia e su pastiglie fuse per il dosaggio degli elementi maggiori. Si è utilizzato uno spettrometro per fluorescenza di raggi X "Philips PW 1400", munito di caricatore automatico, con il quale si esegue l'analisi quantitativa degli elementi compresi tra F e U nella tavola periodica e in un Coulomat Ströhlein per il dosaggio di C e S.

Analisi statistica dei dati geochimici. I dati geochimici dei campioni analizzati sono stati trattati con il metodo statistico dell'*analisi delle componenti principali* (Manly, 1985; Reymont and Jöreskog, 1993), allo scopo di studiare le relazioni tra gli elementi chimici e le fasi mineralogiche e cercare di individuare la provenienza dei sedimenti.

L'*analisi delle componenti principali* permette di ridurre il numero di variabili considerate in un numero di indici, detti appunto *componenti principali*, che sono combinazioni lineari delle variabili originarie. In altre parole, è un modo di semplificare i dati riducendo il numero di variabili.

Il calcolo delle componenti principali e gli altri calcoli statistici sono stati eseguiti utilizzando software in ambiente Macintosh (programma "Data Desk", V3.Or2). Per i diagrammi e le tabelle del testo ci si è avvalsi dei programmi "Kaleidagraph 3.0", "Excel 4.0" e "Triplot 2.3".

Appendice A-5. Elenco campioni

Elenco dei campioni scelti per le analisi composizionali. Per ogni campione sono indicate la formazione di appartenenza, la località di provenienza, la litologia (classificazione secondo Potter et al., 1980), il colore (secondo la Rock Color Chart di Munsell, GSA, 1991), i minerali riconosciuti dalle analisi diffrattometriche sulla roccia totale (in ordine decrescente di abbondanza), gli eventuali fossili presenti, l'età ed il tipo di analisi a cui il campione è stato sottoposto.

| samples | formation | locality | lithology | lithofacies (see fig. 2.2) | colour | Munsell no. | minerals | fossils | inferred age | Fluor. | Diffr. | EDX | Cath. lum. |
|----------|----------------------------|-------------------|--|-------------------------------|--------------------------------------|-------------|---|------------|-----------------------|--------|--------|-----|------------|
| MSCS 2 | Calcarei Con Selce | Madonna di Sirino | calcareous mudstone (marl) | D3 | moderate brown | 5YR 3/4 | Phyllosilicates Calcite Quartz Albite | radiolaria | upper Norian | X | X | X | X |
| BU 2640= | Calcarei Con Selce | Sasso di Castalda | calcareous siltstone (marl) with radiol. bioturbated | D3 | moderate brown | 5YR 3/4 | Phyllosilicates Calcite Quartz Albite | radiolaria | upper Norian | X | X | X | X |
| 434,15 | Calcarei Con Selce | Pignola | calcareous clayshale | D3 | moderate olive brown | 5Y 4/4 | Phyllosilicates Calcite Quartz Feldspars | radiolaria | Rhaetian | X | - | X | X |
| MS 205 | Scisti Silicei member 1 | Madonna di Sirino | siliceous mudstone (slightly calcareous) | B3 | dark brown | 5YR 4/2 | Phyllosilicates Calcite Quartz Albite | radiolaria | upper Norian? | X | X | X | X |
| MS 1600 | Scisti Silicei member 1 | Madonna di Sirino | clayshale | D1 | moderate olive brown | 5Y 4/4 | Phyllosilicates Quartz Albite | | upper Norian-Rhaetian | X | X | X | X |
| BU 226 | Scisti Silicei member 1 | Sasso di Castalda | mudstone | C3 | dark brown | 5YR 4/2 | Phyllosilicates Quartz Albite Calcite | radiolaria | Rhaetian | X | X | X | X |
| ASI 510 | Scisti Silicei member 2 | Calvello | mudstone-mudshale (slightly calcareous) | B3N | olive grey | 5Y 5/1 | Phyllosilicates Quartz Calcite Albite | | Rhaetian? | - | X | X | - |
| ASIV 400 | Scisti Silicei member 2 | Calvello | claystone-clayshale | D1 | dusky yellow moderate olive brown | 5Y 5/4 | Phyllosilicates Quartz Calcite Albite | radiolaria | Lower Jurassic? | X | X | X | X |
| MS 2500 | Scisti Silicei member 2 | Madonna di Sirino | clayshale | D1 | dusky yellow moderate olive brown | 5Y 5/4 | Phyllosilicates Quartz Albite | | Lower Jurassic? | X | X | X | X |
| PIT 7 | Scisti Silicei (member 3?) | Pignola | clayshale (slightly calcareous) | D1-D3 | moderate brown | 5YR 3/4 | Phyllosilicates Quartz Calcite | | Lo.-Mi. Jurassic? | X | X | X | X |

| samples | formation | locality | lithology | lithofacies (see fig. 2.2) | colour | Munsell no. | minerals | fossils | inferred age | Fluor. | Diffr. | EDX | Cath.lum. |
|------------|----------------------------|-------------------|--|-------------------------------|--------------------------------|-------------|--|------------|-------------------|--------|--------|-----|-----------|
| K 23.600 | Scisti Silicei (member 3?) | Moliterno | mudshale weakly bioturbat. | D1 | dark brown | 5YR 4/2 | Phyllosilicates Quartz Albite | | Lo.-Mi. Jurassic | X | X | X | X |
| MS 2800 | Scisti Silicei member 3 | Madonna di Sirino | mudshale graded | D1 | moderate brown | 5YR 3/4 | Phyllosilicates Quartz Albite | | Lo.-Mi. Jurassic | X | X | X | X |
| ASII 300 | Scisti Silicei member 3 | Calvello | mudshale bioturbated | D1 | dark brown | 5YR 4/2 | Phyllosilicates Quartz Albite | | Lo.-Mi. Jurassic | X | X | X | X |
| LA 2450 | Scisti Silicei member 3 | Lagonegro | mudstone - mudshale thickly laminated | C3 | greyish brown - dusky brown | 5YR 3/2-4/2 | Phyllosilicates Quartz Albite | radiolaria | Lo.-Mi. Jurassic | X | X | X | X |
| MS 3160 | Scisti Silicei member 4 | Madonna di Sirino | clayshale finely laminated | D1 | yellowish grey | 5Y 7/2 | Phyllosilicates Quartz Albite | | Middle Jurassic | X | X | X | X |
| BU 2486 | Scisti Silicei member 4 | Sasso di Castalda | radiolaria mudstone | C1 | dusky yellow - moderate brown | 5Y 5/4 | Quartz Phyllosilicates Albite Calcite | radiolaria | Middle Jurassic | X | X | X | X |
| ASVII 960 | Scisti Silicei member 4 | Calvello | clayshale laminated | D1 | brownish grey | 5YR 4/1 | Phyllosilicates Quartz Albite | | Mid-Upp. Jurassic | X | X | X | X |
| P1.0 | Scisti Silicei member 5 | Pignola | rad bearing chert | B | pale greenish yellow | 10Y 8/2 | Quartz Phyllosilicates Calcite | radiolaria | Upper Jurassic | X | X | X | X |
| P1.165 | Scisti Silicei member 5 | Pignola | claystone - clayshale homogenous | D1 | dark brown | 5YR 4/2 | Phyllosilicates Quartz Calcite Albite | | Upper Jurassic | X | X | X | X |
| K23.4700 | Flysch Galestrino | Moliterno | calclutite (partly silicified) | A3-B3 | olive-light olive grey | 5Y 5/1 | Calcite Phyllosilicates Quartz | | Upper Jurassic? | X | X | X | - |
| ASVII 1700 | Flysch Galestrino | Calvello | mudshale laminated | D1 | olive-light olive grey | 5Y 5/1 | Phyllosilicates Quartz Calcite Albite | radiolaria | Upper Jurassic? | X | X | X | X |

Appendice A-6. Elenco campioni della sezione di Calvello

Elenco dei campioni provenienti dal Membro (4) della Formazione degli Scisti Silicei, sezione di Calvello, analizzati mediante diffrattometria ai raggi x.

| samples | lithology | lithofacies | colour | Munsell no. | minerals | stratification | parting | thick (cm) |
|---------|--|-------------|--|----------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|----------------|---------------|
| 1072 | sil. mudst. with rads and plain bioturb. | C3 | light olive grey greenish grey | 5 Y 5/2 (alt.) 5G 6/1 (fre.) | Phyllosilicates Quartz, Albite | very thin strat. cont.lent. lamin. | slabby-flaggy | 9 |
| 1260 | clayshale | D1a | pale olive | 10Y 6/2 | Phyllosilicates Quartz, Albite | | fissile-platy | 0,5 |
| 1612 | mudshale with rads | D1a | light olive grey | 5Y 5/2 | Phyllosilicates Quartz, Albite | | platy | 0,5 |
| 1687 | claysh.-mudsh. | D1a | light olive grey | 5Y 5/2 | Phyllosilicates Albite, Quartz | | platy | 1,5 |
| 1793 | clayshale | D1a | light olive-yellowish grey | 5Y 4/2 | Phyllosilicates Quartz, Albite | | platy | 1 |
| 1803 | clayshale | D1a | light olive grey | 5Y 5/2(platy) 5Y 6/1(fissile) | Phyllosilicates Quartz, Albite | | platy, fissile | 1 |
| 1815 | sil. mudst. with rads plain bioturb. | C3 | dark greenish-greenish grey | 5G 5/1 | Quartz Phyllosilicates Albite | thin strat. | | 11 |
| 1840 | shale | D1a | light olive grey | 5Y 5/2 | Phyllosilicates Quartz, Albite | very thin strat. | platy-flaggy | 2,5 |
| 1890 | mudshale and clayshale | D1a | light olive grey | 5Y 6/1 | Phyllosilicates Quartz, Albite | | platy | 1 |
| 2091 | mudshale | D1b | light olive grey | 5Y 5/2 | Phyllosilicates Quartz, Albite | | fissile-platy | 1 |
| 2095 | mudshale | D1b | pale brown | 5Yr 5/2 | Phyllosilicates Quartz, Albite | | flaggy-platy | 8 |
| 2105 | chert | B1 | greyish brown | 5YR 3/2 | Quartz Phyllosilicates Albite | thin strat. | slabby | 6 |
| 2164 | mudshale | D1b | pale olive | 10Y 6/2 | Phyllosilicates Quartz, Albite | very thin str. | fissile-platy | 2 |
| 2278 | mudshale with rads | D1c | olive-light olive grey | 5Y 4/2 | Phyllosilicates Quartz, Albite | very thin str. | platy-flaggy | 2 |
| 2374 | mudshale with rads | D1c | olive-light olive grey | 5Y 4/2 | Phyllosilicates Quartz, Albite | very thin str. | platy-flaggy | 1,5 |
| 2510 | chert with parallel lamination | B2 | med. light grey | N6 | Quartz Phyllosilicates | thin strat. | slabby | 11,5 |
| 2708 | mudshale with rads | D1c | yellowish-light olive grey | 5Y 5/2 | Phyllosilicates Quartz, Albite | | platy | 3 |
| 2798 | plastic clay | D4 | light olive grey yellowish grey li.ol.brown(alt) | 5Y 5/2 5Y 7/2 5Y 5/6 | Phyllosilicates Quartz Albite | | platy | 2 |
| 2890 | sil. mudstone with rads and plain bioturb. | C3 | light olive grey | 5Y 5/2 | Phyllosilicates Quartz | thin strat. | slabby | 15 |
| 2894 | plastic clay | D4 | yellowish grey dark yell. orange (alt) | 5Y 7/2 10YR 6/6 | Phyllosilicates Quartz | very thin strat. | | 2 |
| 2900 | sil. mudstone with rads | C3 | olive grey | 5Y 5/2 | Phyllosilicates Quartz | thin strat. | slabby | 6,5 |
| 2905 | clayshale | D4 | light olive grey | 5Y 5/2 | Phyllosilicates Quartz | very thin str. | platy | 4,5 |

Appendice A-7. Diffrazione su roccia totale

Analisi diffrattometriche sulla roccia totale di campioni provenienti dal Bacino Lagonegrese. Qtz: quarzo; Ab: albite; Cc HCl: contenuto in carbonati calcolato mediante l'attacco con HCl; Cc: contenuto in carbonati calcolato mediante l'analisi diffrattometrica; Phyllo: fillosilicati presenti (calcolati per differenza). I numeri preceduti da \pm nella terza riga indicano lo scarto tipo della misura.

| Sample | Qtz [wt%] ± 5 | Ab [wt%] ± 2 | Cc HCl [wt%] | Cc [wt%] | Phyllo [wt%] ± 10 | Sum |
|-----------|-------------------------|------------------------|-----------------|-------------|-----------------------------|-----|
| MS205 | 17 | 2 | 11 | 13 | 68 | 100 |
| MS2500 | 18 | 1 | 0 | 0 | 80 | 100 |
| MS1600 | 32 | 1 | 0 | 0 | 67 | 100 |
| MS2800 | 32 | 2 | 0 | 0 | 66 | 100 |
| MS3160 | 36 | 3 | 0 | 0 | 60 | 100 |
| MSCS2 | 13 | 2 | 27 | 26 | 59 | 100 |
| P1.0 | 70 | 0 | 1 | 0 | 29 | 100 |
| P1.165 | 22 | 1 | 1 | 0 | 77 | 100 |
| K23.4700 | 15 | 0 | 45 | 44 | 41 | 100 |
| K23.600 | 18 | 4 | 0 | 0 | 78 | 100 |
| PIT7 | 34 | 0 | 5 | 6 | 60 | 100 |
| BV2640= | 19 | 1 | 36 | 37 | 43 | 100 |
| BU226 | 17 | 5 | 2 | 3 | 75 | 100 |
| BV2486 | 60 | 1 | 1 | 0 | 38 | 100 |
| ASI510 | 39 | 1 | 20 | 18 | 42 | 100 |
| ASII300 | 16 | 2 | 0 | 0 | 82 | 100 |
| ASIV400 | 15 | 1 | 1 | 0 | 84 | 100 |
| ASVII960 | 12 | 1 | 0 | 0 | 87 | 100 |
| ASVII1700 | 21 | 1 | 2 | 0 | 76 | 100 |
| LA2450 | 30 | 2 | 0 | 0 | 68 | 100 |

Appendice A-8. Diffrazione su frazione <2 μ

Analisi diffrattometriche sulla frazione <2 μ di campioni provenienti dal Bacino Lagonegrese. Chl: clorite; Ill: illite; I/S: interstratificato illite/smectite; R0: struttura disordinata dell'I/S; I% in I/S: percentuale di illite nell'interstratificato; Kaol: caolinite; Qtz<2 μ : quarzo; Ve: vermiculite. I numeri preceduti da \pm nella terza riga indicano lo scarto tipo della misura. I numeri in parentesi nella colonna dell'illite si riferiscono alla cristallinità dell'illite (LS); il limite tra diagenesi ed anchizona è a 0.39.

| Sample | Chl [wt%] ± 5 | Ill [wt%] ± 5 -(LS) | I/S [wt%] R0 ± 5 | I% in I/S ± 15 | Kaol [wt%] ± 5 | Qtz <2 μ [wt%] ± 10 | Sum <2 μ |
|-----------|-------------------------|-------------------------------|----------------------------|-----------------------|--------------------------|-----------------------------------|--------------|
| MS205 | 15 | 50 (0.45) | — | — | — | 35 | 100 |
| MS2500 | 20 | 35 | 5 | 80-20 | 5 (?) | 35 | 100 |
| MS1600 | 10 | 25 | 20 | 70-30 | 5 | 40 | 100 |
| MS2800 | — | 25 | 30 | 80-20 | — | 45 | 100 |
| MS3160 | 10 | 30 | 30 | 80-20 | 15 | 15 | 100 |
| MSCS2 | 25 | 55 (0.38) | — | — | 10 (?) | 10 | 100 |
| P1.0 | — | — | 10 | ?? | — | 90 | 100 |
| P1.165 | 15 | 40 (0.50) | — | — | — | 45 | 100 |
| K23.4700 | 15 | 8 | 8 | 75-25 | 35 | 35 | 100 |
| K23.600 | 10 | 30 | 5 | 80-20 | 10 | 45 | 100 |
| PIT7 | 10 | 25 | 35 | 80-20 | — | 35 | 100 |
| BV2640= | 20 | 40 | 15 | 80-20 | — | 25 | 100 |
| BV226 | 15 | 50 | 25 | 75-25 | — | 10 | 100 |
| BV2486 | 30* | — | 15 | 75-25 | 5 (?) | 50 | 100 |
| ASI510 | 5 | 30 | 15 | 70-30 | — | 50 | 100 |
| ASII300 | 10 | 35 | 30 | 85-15 | — | 25 | 100 |
| ASIV400 | 5 | 30 | 10 | 80-20 | 5 | 50 | 100 |
| ASVII960 | 5 | 25 | 35 | 75-25 | 10 | 25 | 100 |
| ASVII1700 | 5 | — | 50 | 70-20 | 25 | 20 | 100 |
| LA2450 | 10 | 60 (0.58) | — | — | 5 (?) | 25 | 100 |

* Ve possible

Appendice A-9. Diffrazione con Camera Gandolfi

Diffrazione dei raggi x con Camera Gandolfi (114.6 mm diameter CuKa/Ni, 40 kV 25 mA, 20h) su minerali argillosi verdi provenienti dal Giurassico della Formazione degli Scisti Silicei, e confronto con la referenze internazionali (Joint Committee Powder Diffraction Standards). Le analisi sono state eseguite da Nicolas Meisser, conservatore al Museo di Geologia dell'Università di Losanna.

| Scisti Silicei Formation | | International references | |
|--|------------|----------------------------|-----|
| NM 1753 | CHLORITE | Chlorite-Ia, JCPDS 16-362 | |
| Rad test and/or filling sample BU2486 (S. di C.) | | | |
| 4 q | d(A) | d(A) | I% |
| 12.3 | 14.37 | 14.2 | 60 |
| 24.6 | 7.2 | 7.1 | 100 |
| 38 | 4.67 | 4.63 | 10 |
| 67.6 | 2.65 | 2.66 | 40 |
| 119.8 | 1.54 | 1.549 | 60 |
| 122.6 | 1.51 | 1.515 | 30 |
| NM 1752 | | | |
| Green level | GLAUCONITE | Glauconite-1M, JCPDS 9-439 | |
| P1AI (Pign.) | | | |
| 4 q | d(A) | d(A) | I% |
| 17.2 | 10.28 | 10.1 | 100 |
| 39.1 | 4.54 | 4.53 | 80 |
| 69.5 | 2.58 | 2.587 | 100 |
| 78.5 | 2.3 | 2.263 | 20 |
| 136 | 1.38 | 1.307 | 30 |

Appendice A-10. Analisi geochimiche su roccia totale

Analisi geochimiche della roccia totale mediante fluorescenza dei raggi x di campioni provenienti dal Bacino Lagonegrese. Elementi maggiori in wt%; elementi in traccia in ppm.

| Sample | ASII | LA | MS0 | MS | MS | BU | 434.15 | MS | MS | BU | ASV II | ASV II | ASI V | P1. | PIT. 7 | P1.0 | K23. | BU | K23. | MSC S2 |
|--------|------|------|------|------|------|------|--------|------|------|------|--------|--------|-------|------|--------|------|------|------|------|--------|
| | 300 | 2450 | 160 | 3160 | 2500 | 2486 | | 2800 | 205 | 226 | 960 | 1700 | 400 | 165 | | | 4700 | 2640 | 600 | |
| Major | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO2 | 6274 | 6939 | 7942 | 7555 | 6034 | 8424 | 7279 | 7602 | 647 | 6076 | 619 | 6622 | 6085 | 7802 | 7307 | 964 | 349 | 4668 | 638 | 4345 |
| TiO2 | 076 | 076 | 036 | 058 | 076 | 017 | 041 | 061 | 076 | 095 | 1 | 097 | 084 | 034 | 033 | 006 | 02 | 029 | 094 | 052 |
| Al2O3 | 155 | 1338 | 91 | 1252 | 1671 | 605 | 859 | 1126 | 1328 | 137 | 1728 | 1701 | 178 | 858 | 672 | 2 | 494 | 634 | 1482 | 1017 |
| Fe2O3 | 798 | 482 | 386 | 14 | 293 | 177 | 21 | 288 | 439 | 96 | 461 | 401 | 409 | 477 | 353 | 026 | 135 | 192 | 635 | 413 |
| FeO | 095 | 135 | 054 | 11 | 506 | 229 | 028 | 056 | 098 | 146 | 273 | 138 | 243 | 049 | 08 | 012 | 423 | 07 | 224 | 113 |
| MnO | 004 | 005 | 003 | 001 | 003 | 001 | 008 | 002 | 008 | 002 | 001 | 001 | 001 | 002 | 008 | 001 | 019 | 006 | 003 | 006 |
| MgO | 225 | 228 | 151 | 153 | 355 | 208 | 138 | 168 | 236 | 249 | 151 | 093 | 267 | 135 | 111 | 017 | 133 | 158 | 226 | 234 |
| CaO | 03 | 023 | 011 | 026 | 022 | 016 | 487 | 013 | 301 | 147 | 043 | 031 | 044 | 031 | 608 | 011 | 2749 | 2117 | 035 | 1745 |
| Na2O | 094 | 059 | 059 | 113 | 06 | 038 | 047 | 091 | 073 | 102 | 055 | 07 | 089 | 047 | 025 | 012 | 001 | 033 | 146 | 059 |
| K2O | 412 | 376 | 229 | 308 | 394 | 077 | 273 | 299 | 407 | 367 | 455 | 178 | 404 | 272 | 14 | 035 | 031 | 175 | 365 | 315 |
| P2O5 | 009 | 008 | 003 | 013 | 008 | 004 | 005 | 006 | 029 | 043 | 011 | 009 | 01 | 006 | 003 | 002 | 006 | 006 | 009 | 008 |
| H2O | 376 | 295 | 198 | 238 | 458 | 215 | 24 | 218 | 291 | 333 | 388 | 401 | 445 | 227 | 211 | 05 | 257 | 219 | 304 | 264 |
| CO2 | 022 | 018 | 015 | 029 | 036 | 018 | 381 | 026 | 216 | 07 | 044 | 165 | 051 | 029 | 458 | 037 | 2165 | 1645 | 035 | 137 |
| Trace | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Zr | 159 | 179 | 85 | 122 | 158 | 35 | 109 | 127 | 158 | 224 | 167 | 248 | 156 | 64 | 70 | 0 | 31 | 72 | 252 | 120 |
| Y | 22 | 22 | 14 | 28 | 23 | 6 | 23 | 17 | 54 | 85 | 27 | 25 | 29 | 12 | 10 | 2 | 11 | 33 | 28 | 35 |
| Sr | 80 | 43 | 28 | 42 | 50 | 27 | 55 | 36 | 35 | 69 | 72 | 93 | 91 | 33 | 83 | 11 | 187 | 151 | 84 | 121 |
| Rb | 147 | 133 | 76 | 109 | 136 | 30 | 89 | 103 | 131 | 122 | 203 | 76 | 138 | 88 | 61 | 12 | 16 | 58 | 139 | 92 |
| Pb | 10 | 12 | 5 | 17 | 0 | 0 | 0 | 1 | 17 | 20 | 4 | 34 | 8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 7 | 0 |
| Ga | 20 | 16 | 10 | 14 | 21 | 4 | 9 | 12 | 16 | 20 | 22 | 21 | 23 | 9 | 6 | 0 | 3 | 4 | 20 | 11 |
| Zn | 106 | 232 | 62 | 58 | 88 | 91 | 22 | 55 | 69 | 125 | 63 | 105 | 74 | 63 | 57 | 3 | 48 | 44 | 66 | 45 |
| Cu | 22 | 13 | 0 | 74 | 49 | 62 | 44 | 61 | 64 | 52 | 15 | 73 | 36 | 38 | 0 | 19 | 0 | 0 | 28 | 16 |
| Ni | 65 | 51 | 95 | 44 | 129 | 98 | 92 | 33 | 62 | 122 | 67 | 74 | 73 | 63 | 33 | 9 | 27 | 39 | 36 | 37 |
| Co | 30 | 29 | 30 | 18 | 99 | 32 | 19 | 20 | 24 | 39 | 33 | 18 | 36 | 23 | 19 | 41 | 18 | 22 | 28 | 21 |
| Cr | 91 | 81 | 41 | 64 | 97 | 22 | 44 | 62 | 66 | 89 | 100 | 88 | 103 | 48 | 34 | 3 | 27 | 31 | 96 | 54 |
| V | 108 | 85 | 43 | 155 | 112 | 39 | 59 | 94 | 98 | 130 | 124 | 138 | 123 | 51 | 41 | 12 | 27 | 33 | 109 | 59 |
| Ce | 95 | 98 | 86 | 89 | 126 | 29 | 87 | 73 | 134 | 131 | 103 | 111 | 118 | 60 | 44 | 13 | 37 | 49 | 108 | 62 |
| Nd | 38 | 29 | 24 | 25 | 40 | 2 | 30 | 18 | 78 | 91 | 26 | 35 | 47 | 10 | 12 | 0 | 20 | 26 | 32 | 29 |
| Ba | 187 | 253 | 97 | 135 | 167 | 67 | 101 | 124 | 182 | 140 | 241 | 147 | 158 | 73 | 45 | 0 | 27 | 252 | 66 | |
| La | 55 | 43 | 32 | 37 | 55 | 7 | 36 | 34 | 63 | 68 | 37 | 60 | 66 | 20 | 17 | 3 | 12 | 24 | 51 | 32 |
| S | 0 | 46 | 0 | 0 | 0 | 0 | 58 | 0 | 0 | 53 | 0 | 59 | 0 | 0 | 47 | 0 | 189 | 108 | 0 | 94 |

Appendice A-11. Matrice di Pearson

Matrice di correlazione lineare tra gli elementi, calcolata con il metodo di Pearson. Più i valori si avvicinano a 1, più gli elementi sono correlati tra loro. Valori negativi indicano una correlazione "inversa". Prima tabella: elementi maggiori; seconda tabella: alcuni elementi maggiori ed elementi in traccia.

| Pearson Product-Moment Correlation | | | | | | | | | | | | |
|------------------------------------|-------|-------|--------|-------|-------|-----------|------|------|-------|------|------|-----|
| 20 total cases | | | | | | | | | | | | |
| | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | Fe2O3 | FeO | FeO+Fe2O3 | MgO | CaO | Na2O | K2O | H2O | CO2 |
| SiO2 | 1 | | | | | | | | | | | |
| TiO2 | -0,25 | 1 | | | | | | | | | | |
| Al2O3 | -0,22 | 0,951 | 1 | | | | | | | | | |
| Fe2O3 | -0,2 | 0,681 | 0,58 | 1 | | | | | | | | |
| FeO | -0,49 | 0,248 | 0,328 | -0,04 | 1 | | | | | | | |
| FeO+Fe2O3 | -0,42 | 0,725 | 0,677 | 0,864 | 0,473 | 1 | | | | | | |
| MgO | -0,39 | 0,511 | 0,595 | 0,45 | 0,526 | 0,662 | 1 | | | | | |
| CaO | -0,75 | -0,41 | -0,455 | -0,3 | 0,19 | -0,17 | -0,1 | 1 | | | | |
| Na2O | 0,013 | 0,727 | 0,697 | 0,587 | -0,04 | 0,498 | 0,47 | -0,5 | 1 | | | |
| K2O | -0,18 | 0,811 | 0,839 | 0,632 | 0,112 | 0,614 | 0,67 | -0,4 | 0,685 | 1 | | |
| H2O | -0,47 | 0,81 | 0,896 | 0,499 | 0,591 | 0,738 | 0,67 | -0,2 | 0,43 | 0,67 | 1 | |
| CO2 | -0,75 | -0,4 | -0,446 | -0,31 | 0,196 | -0,18 | -0,1 | 1 | -0,5 | -0,4 | -0,2 | 1 |

| Pearson Product-Moment Correlation | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------------------------|-------|-------|-----------|-------|-------|-------|------|------|-------|------|------|-----|------|------|-----|------|-----|------|-----|----|
| 20 total cases | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | SiO2 | Al2O3 | FeO+Fe2O3 | CaO | K2O | MgO | Na2O | Zr | Sr | Rb | Cr | V | Ba | S | Zn | Cu | Ni | Ce | La | Co |
| SiO2 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Al2O3 | -0,22 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| FeO+Fe2O3 | -0,42 | 0,677 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CaO | -0,75 | -0,46 | -0,167 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| K2O | -0,18 | 0,839 | 0,614 | -0,42 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | |
| MgO | -0,39 | 0,595 | 0,662 | -0,11 | 0,669 | 1 | | | | | | | | | | | | | | |
| Na2O | 0,013 | 0,697 | 0,498 | -0,49 | 0,685 | 0,465 | 1 | | | | | | | | | | | | | |
| Zr | -0,23 | 0,871 | 0,69 | -0,38 | 0,708 | 0,472 | 0,77 | 1 | | | | | | | | | | | | |
| Sr | -0,89 | -0,04 | 0,184 | 0,85 | -0,18 | 0,028 | -0,2 | 0,03 | 1 | | | | | | | | | | | |
| Rb | -0,16 | 0,87 | 0,63 | -0,44 | 0,965 | 0,568 | 0,65 | 0,73 | -0,15 | 1 | | | | | | | | | | |
| Cr | -0,27 | 0,981 | 0,763 | -0,42 | 0,855 | 0,625 | 0,72 | 0,89 | 0,014 | 0,89 | 1 | | | | | | | | | |
| V | -0,11 | 0,9 | 0,538 | -0,48 | 0,726 | 0,44 | 0,78 | 0,83 | -0,11 | 0,76 | 0,88 | 1 | | | | | | | | |
| Ba | -0,02 | 0,856 | 0,608 | -0,56 | 0,837 | 0,522 | 0,71 | 0,83 | -0,25 | 0,89 | 0,87 | 0,8 | 1 | | | | | | | |
| S | -0,72 | -0,37 | -0,063 | 0,909 | -0,45 | -0,17 | -0,5 | -0,2 | 0,838 | -0,5 | -0,3 | -0 | -0,5 | 1 | | | | | | |
| Zn | -0,06 | 0,465 | 0,526 | -0,3 | 0,38 | 0,444 | 0,26 | 0,51 | -0,11 | 0,38 | 0,5 | 0,4 | 0,59 | -0,1 | 1 | | | | | |
| Cu | 0,304 | 0,369 | 0,021 | -0,5 | 0,209 | 0,196 | 0,46 | 0,36 | -0,44 | 0,16 | 0,29 | 0,6 | 0,26 | -0,4 | 0,1 | 1 | | | | |
| Ni | 0,042 | 0,424 | 0,478 | -0,38 | 0,351 | 0,554 | 0,18 | 0,33 | -0,27 | 0,31 | 0,4 | 0,3 | 0,29 | -0,3 | 0,3 | 0,37 | 1 | | | |
| Ce | -0,2 | 0,891 | 0,658 | -0,42 | 0,833 | 0,627 | 0,69 | 0,86 | -0,12 | 0,8 | 0,88 | 0,8 | 0,8 | -0,3 | 0,4 | 0,41 | 0,6 | 1 | | |
| La | -0,26 | 0,88 | 0,669 | -0,36 | 0,78 | 0,618 | 0,71 | 0,88 | -0,01 | 0,73 | 0,87 | 0,8 | 0,72 | -0,2 | 0,4 | 0,41 | 0,5 | 0,96 | 1 | |
| Co | 0,036 | 0,294 | 0,344 | -0,28 | 0,264 | 0,567 | 0,02 | 0,12 | -0,24 | 0,25 | 0,31 | 0,2 | 0,2 | -0,3 | 0,1 | 0,09 | 0,5 | 0,31 | 0,2 | 1 |

Appendice A-12. Diffrazione su roccia totale, Calvello

Analisi diffrattometriche sulla roccia totale di campioni provenienti dal Membro (4), sezione stratigrafica di Calvello, espresse in percentuale di peso. Qtz: quarzo; Ab: albite; Pyllo: fillosilicati presenti (calcolati per differenza). I numeri preceduti da ± nella seconda riga indicano lo scarto tipo della misura

| Sample | Qtz [wt%] ± 5 | Ab [wt%] ± 2 | Pyllo [wt%] ± 10 | Sum |
|--------|---------------------|--------------------|------------------------|-----|
| 1072 | 40 | 2 | 58 | 100 |
| 1260 | 10 | 3 | 87 | 100 |
| 1612 | 12 | 3 | 85 | 100 |
| 1687 | 2 | 4 | 94 | 100 |
| 1793 | 4 | 3 | 93 | 100 |
| 1803 | 3 | 1 | 96 | 100 |
| 1815 | 52 | 1 | 47 | 100 |
| 1840 | 11 | 3 | 86 | 100 |
| 1890 | 5 | 3 | 92 | 100 |
| 2091 | 14 | 1 | 85 | 100 |
| 2095 | 25 | 2 | 73 | 100 |
| 2105 | 64 | 5 | 31 | 100 |
| 2164 | 16 | 0 | 84 | 100 |
| 2278 | 17 | 1 | 82 | 100 |
| 2374 | 18 | 2 | 80 | 100 |
| 2510 | 70 | 0 | 30 | 100 |
| 2708 | 24 | 2 | 74 | 100 |
| 2798 | 6 | 1 | 93 | 100 |
| 2890 | 44 | 0 | 56 | 100 |
| 2894 | 2 | 0 | 98 | 100 |
| 2900 | 42 | 0 | 58 | 100 |
| 2905 | 9 | 0 | 91 | 100 |

Appendice A-13. Diffrazione su frazione <2μ, Calvello

Analisi diffrattometriche sulla frazione <2μ di campioni provenienti dal Membro (4), sezione stratigrafica di Calvello, espresse in percentuale di peso. Chl: clorite; Ill: illite; I/S: interstratificato illite/smectite; R: entità dell'ordine cristallino all'interno dell'I/S (0= struttura disordinata); I% in I/S: percentuale di illite nell'interstratificato; Kaol: caolinite; Qtz<2μ: quarzo. I numeri preceduti da ± nella seconda riga indicano lo scarto tipo della misura.

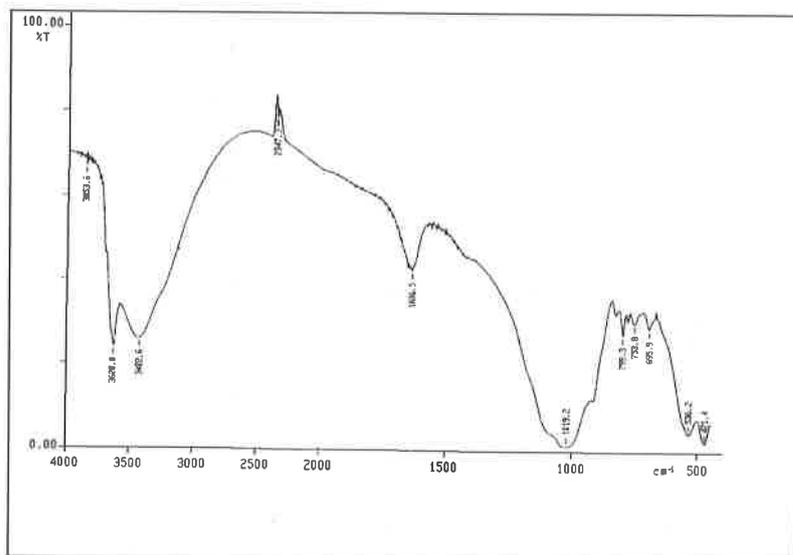
| | Chl [wt%] ± 5% | Ill [wt%] ± 5% | I/S [wt%] ± 5% | R | I% in I/S ± 15% | Kaol [wt%] ± 5% | Qtz <2μ [wt%] ± 10% | Sum <2μ |
|------|----------------------|----------------------|----------------------|------|--------------------|-----------------------|---------------------------|---------|
| 1072 | 5 | 0 | 10 | 0 | 75 | 20 | 65 | 100 |
| 1260 | 0 | 40 | 60 | 0 | 80 | 0 | 0 | 100 |
| 1612 | 0 | 50 | 50 | 0 | 80 | 0 | 0 | 100 |
| 1687 | 10 | 50 | 40 | 0 | 90 | 0 | 0 | 100 |
| 1793 | 0 | 50 | 50 | 0 | 80 | 0 | 0 | 100 |
| 1803 | 0 | 50 | 50 | 0 | 80 | 0 | 0 | 100 |
| 1815 | 5 | 0 | 9 | 0 | 70 | 21 | 65 | 100 |
| 1840 | 10 | 45 | 40 | 0 | 80 | 5 | 0 | 100 |
| 1890 | TR | 60 | 35 | 0 | 80 | 5 | 0 | 100 |
| 2091 | 10 | 30 | 25 | 0 | 80 | 10 | 25 | 100 |
| 2095 | 0 | 22 | 46 | 0 | 80 | 22 | <10 | 100 |
| 2105 | TR | 15 | 20 | 0 | 85 | 20 | 45 | 100 |
| 2164 | 0 | 35 | 40 | 0 | 80 | 7 | 18 | 100 |
| 2278 | 0 | 25 | 35 | 0 | 70 | 5 | 35 | 100 |
| 2374 | 0 | 20 | 30 | 0 | 60 | 9 | 41 | 100 |
| 2510 | 0 | 0 | 0 | - | - | 8 | 92 | 100 |
| 2708 | 3 | 28 | 32 | 0 | 70 | 5 | 32 | 100 |
| 2798 | 0 | 30 | 60 | >0.5 | Sm. rich | 10 | 0 | 100 |
| 2890 | 15 | 0 | 9 | 0 | 75 | 32 | 44 | 100 |
| 2894 | 0 | 5 | 45 | >0.5 | Sm. rich | 50 | 0 | 100 |
| 2900 | 10 | 0 | 10 | 0 | 80 | 30 | 50 | 100 |
| 2905 | 0 | 25 | 50 | >0.5 | Sm. rich | 20 | 5 | 100 |

Appendice A-14. Analisi agli infrarossi

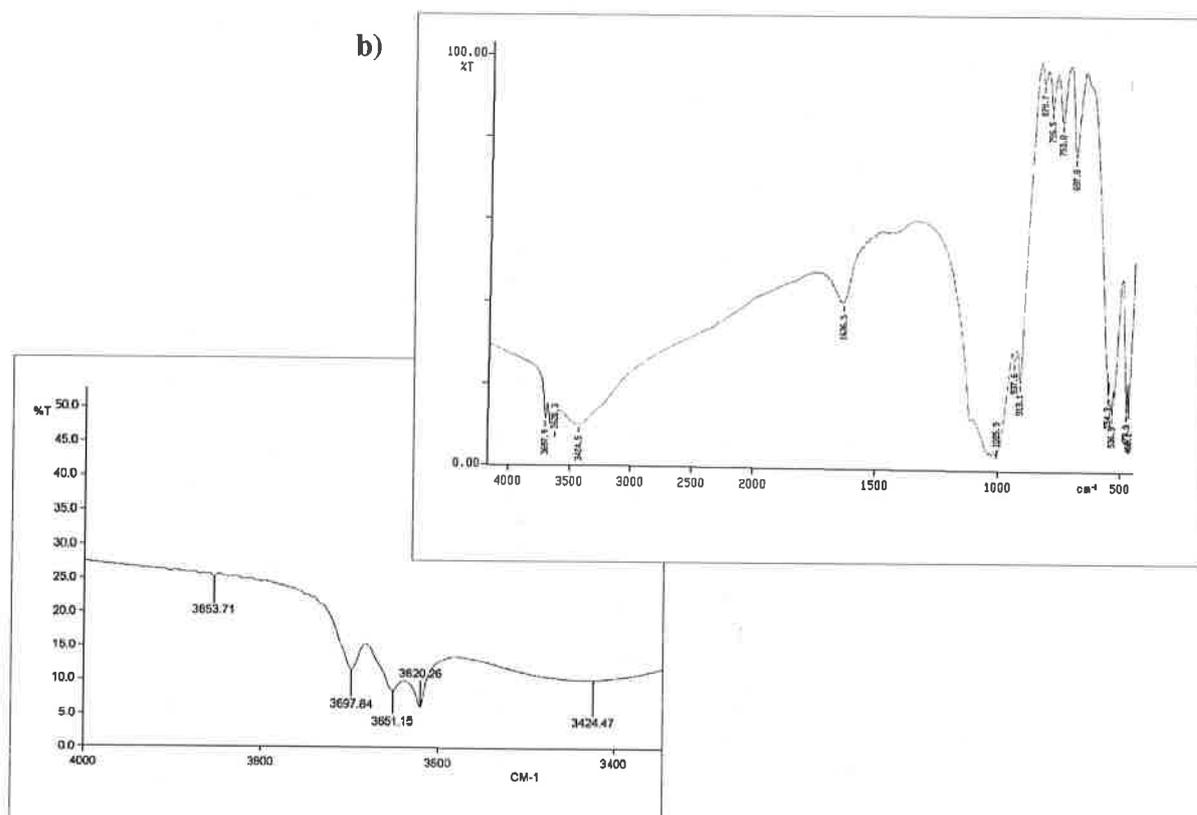
Analisi ai raggi infrarossi di argilliti della parte terminale del Membro (4), sezione di Calvello, Formazione degli Scisti Silicei (ubicazione in fig. 6.13). In ascissa frequenza (cm-1), in ordinata % di trasmissione dei raggi infrarossi (%T).

a) Campione ASVII B2798, con illite:smectite ricca in smectite; l'andamento del diffrattogramma indica una struttura di tipo montmorillonitico.

b) Campione ASVII B2894, ricco in caolinite; è riportato un ingrandimento della parte compresa tra i 4000 ed i 3400 cm-1. L'andamento del diffrattogramma indica una struttura disordinata, che avvalorata l'origine detritica. Il campione è conservato al Musée Cantonal, BFSH2, Université de Lausanne (codice n. 68050).



a)



b)

Lista tassonomica

A) Elenco, in ordine alfabetico, dei generi e delle specie di foraminiferi, alghe, conodonti e radiolari rappresentate nelle tavole. La nomenclatura tassonomica dei radiolari è secondo Carter (1993) per i taxa triassici, secondo Baumgartner *et alii* (1995a) per i taxa giurassici.

| TAXA | FIGURED TAXA |
|--|---------------------------------|
| FORAMINIFERA and ALGAE | |
| <i>Bioikovina</i> sp. | pl. 10, fig. 1 |
| <i>Ophthalmidium martanum</i> (FARINACCI) | pl. 10, figs. 9, 10, 12, 13 |
| <i>Orbitopsella</i> sp. | pl. 10, fig. 4 |
| <i>Paleodasycladus</i> sp. | pl. 10, fig. 3 |
| <i>Paleomancyna</i> sp. | pl. 10, fig. 5 |
| (?) <i>Protopenneroplis striata</i> WEYNSHENK | pl. 10, figs. 6, 7, 8 |
| <i>Siphovalvulina</i> sp. | pl. 10, fig. 2 |
| <i>Thaumatoporella parvovesiculifera</i> (RAINERI) | pl. 10, fig. 11 |
| CONODONTA | |
| <i>Epigondolella bidentata</i> MOSHER, 1970, pl. 110, figs. 27, 28 | pl. 1, figs. 20-22 |
| (?) <i>Misikella hernsteini</i> (MOSTLER), Kozur & Mock, 1974a, pl. 1, figs. 6, 7 | pl. 1, fig. 23 |
| RADIOLARIA | |
| <i>Acanthocircus suboblongus suboblongus</i> (Yao, 1972), sensu Baumgartner <i>et al.</i> , 1995a, p. 68, pl. 3088, fig. 2. | pl. 8, fig. 15 |
| <i>Angulobracchia</i> sp. cf. <i>A. digitata</i> BAUMGARTNER, 1980, Baumgartner <i>et al.</i> , 1995a, p. 88, pl. 3147, figs. 1-3. | |
| <i>Angulobracchia</i> sp., Baumgartner, 1980, p. 310. | |
| <i>Archaeodictyomitra</i> (?) cf. <i>amabilis</i> AITA, 1982, Baumgartner <i>et al.</i> , 1995a, p. 96, pl. 3237, figs. 1-5. | pl. 6, fig. 8 |
| <i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (RÜST, 1885), Baumgartner <i>et al.</i> , 1995a, p. 98, pl. 3263, figs. 1-5. | pl. 9, figs. 9, 10 |
| <i>Archaeodictyomitra excellens</i> (TAN, 1927), Baumgartner <i>et al.</i> , 1995a, p. 102, pl. 3287, figs. 1-7. | pl. 7, fig. 16; pl. 8, fig. 14 |
| <i>Archaeodictyomitra</i> sp. cf. <i>A. excellens</i> (TAN, 1927), Baumgartner <i>et al.</i> , 1995a, p. 102, pl. 3287, figs. 1-7. | pl. 6, fig. 15; pl. 7, fig. 17. |
| <i>Archaeodictyomitra exigua</i> BLOME, 1984, p. 356, pl. 8, figs. 4, 7, 8, 10, 12, 13. | pl. 5, fig. 19 |
| <i>Archaeodictyomitra minoensis</i> (MIZUTANI, 1981), Baumgartner <i>et al.</i> , 1995a, p. 104, pl. 3305, figs. 1-5. | pl. 6, fig. 16; pl. 7, fig. 18 |
| <i>Archaeodictyomitra primigenia</i> PESSAGNO & WHALEN, 1982, p. 116, pl. 10, figs. 9, 17 | |
| <i>Archaeodictyomitra shengi</i> QUN, 1993, p. 111, pl. 19 figs. 2, 11; pl. 20 fig. 1. | pl. 9, fig. 8 |
| (?) <i>Archaeodictyomitra sixi</i> QUN, 1993, p. 112, pl. 19, figs. 3, 19; pl. 20, figs. 9, 10, 19. | |
| <i>Archaeodictyomitra</i> spp., Pessagno, 1976 p. 49; Pessagno, 1977b, p. 41. | |
| <i>Archaeospongoprimum imlay</i> PESSAGNO, in Kito, 1989, p. 147, pl. 15, fig. 11. | pl. 8, fig. 11 |
| <i>Bernoullius</i> (?) sp., Baumgartner, 1984b, p. 759. | pl. 8, fig. 17 |
| <i>Betraccium deweveri</i> PESSAGNO & BLOME, 1980, p. 230-231, pl. 1, figs. 1, 2, 5-8, 13, 14 | pl. 1, fig. 10 |
| <i>Betraccium</i> aff. <i>B. deweveri</i> PESSAGNO & BLOME, 1980, p. 230-231, pl. 1, figs. 1, 2, 5-8, 13, 14 | pl. 1, fig. 12 |
| <i>Betraccium</i> cf. <i>B. deweveri</i> PESSAGNO & BLOME, 1980, p. 230-231, pl. 1, figs. 1, 2, 5-8, 13, 14 | pl. 1, fig. 18 |
| <i>Betraccium</i> aff. <i>inornatum</i> Blome, 1984, sensu CARTER, 1993, p. 59, pl. 6, figs. 4, 7, 9, 12. | pl. 2, fig. 1; pl. 3, fig. 14 |
| <i>Betraccium</i> cf. <i>maclearni</i> PESSAGNO & BLOME, 1980, p. 231, pl. 1, figs. 3, 9, 10, 15. | pl. 1, fig. 7, 11 |
| <i>Betraccium</i> sp., Pessagno <i>et al.</i> , 1979 | |
| (?) <i>Bipedis acrostylus</i> BRAGIN, 1991, in Carter, 1993, p. 109, pl. 20, figs. 10-12 | pl. 1, fig. 5 |
| <i>Canoptum banale</i> JUD, 1994, Baumgartner <i>et al.</i> , 1995a, p. 136, pl. 5785, figs. 1-4. | pl. 7, fig. 13 |
| <i>Canoptum rhaeticum</i> KOZUR & MOSTLER, 1981, p. 103, pl. 20, figs. 1-4. | pl. 3, fig. 12 |

- Canoptum* sp. cf. *C. farawayense* BLOME, 1984, p. 47, pl. 11, figs. 7, 8, 13, 19. pl. 3, fig. 10
- Canoptum* spp., Pessagno et al., 1979. pl. 2, fig. 12, 13, 16
- Capnuchosphaeridae pl. 1, fig. 6
- Cinguloturris cylindra* KEMKIN & RUDENKO, 1993, Baumgartner et al., 1995a, p. 144, pl. 6101, figs. 1-4. pl. 9, figs. 15, 16
- Citriduma* sp. A sensu CARTER, 1993, p. 97, pl. 15, figs. 1, 4. pl. 1, figs. 4, 8
- Crolanium* (?) sp., Pessagno, 1977b, p. 53.
- Crucella* sp., Pessagno, 1971a, p. 52.
- Deflandecyrtium* cf. *nobense* CARTER, 1993, p. 94, pl. 14, figs. 13-15.
- Dibolachras chandricka* KOCHER, 1981, Baumgartner et al., 1995a, p. 180, pl. 3265, figs. 1-2. pl. 8, fig. 11
- Dictyomitrella* (?) *kamoensis* MIZUTANI & KIDO, Kido et al. 1982, Baumgartner et al., 1995a, p. 188, pl. 4014, figs. 1-4. pl. 4, fig. 3; pl. 5, fig. 18
- Emiluvia* cf. *chica* s.l. FOREMAN, 1973, sensu Baumgartner et al. 1995a, p. 198, pl. 3213, figs 1-3. pl. 8, fig. 13
- Emiluvia* spp., Foreman, 1975, p. 612; Pessagno, 1977a, p. 76. pl. 6, figs. 18, 19
- Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO, 1974), Baumgartner et al., 1995a, p. 214, pl. 3017, figs. 1-7. pl. 6, fig. 7; pl. 7, fig. 11
- Eucyrtidiellum unumaense unumaense* (YAO, 1979), Baumgartner et al., 1995a, p. 222, pl. 3012, fig. 1. pl. 5, fig. 12
- Eucyrtidiellum* cf. *E. unumaense pustulatum* BAUMGARTNER, Baumgartner et al., 1995a, p. 220, pl 3013, figs. 1-5.
- Eucyrtidiellum* sp. cf. *E. ozaiense* AITA, 1987, pl. 14, fig. 1. pl. 9, fig. 13
- Eucyrtidiellum* spp., Baumgartner, 1984b, p. 764. pl. 7, fig. 10
- Ferresium* spp., Blome, 1984, emend. Carter, 1993, p. 68. pl. 2, figs. 2, 3
- Fontinella clara* CARTER, 1993, p. 43, pl. 2, figs. 7, 8. pl. 3, fig. 8
- Globolaxtorum* spp., Carter, 1993, p. 110.
- Gongylothorax favosus* DUMITRICA, 1970, Baumgartner et al., 1995a, p. 230, pl. 6131, figs. 1-7. pl. 9, fig. 7
- Gongylothorax* sp. aff. *G. favosus* DUMITRICA, 1970, sensu Baumgartner et al., 1995a, p. 232, pl. 3279, figs. 1-7. pl. 5, fig. 7
- Gongylothorax* (?) sp., Foreman, 1968, emend. Dumitrica, 1970, p. 56.
- Guexella nudata* (KOCHER, 1981), Baumgartner et al., 1995a, p. 238, pl. 3061, fig. 4. pl. 5, fig. 13
- Homeoparonella* sp. cf. *H. elegans* (PESSAGNO, 1977a), Baumgartner et al., 1995a, p. 272, pl. 3104, figs. 1, 3, 5. pl. 4, fig. 16
- Hsuum* sp., Pessagno, 1977a, emend. Takemura, 1986, p. 49.
- Icrioma* spp.1 and 2, De Wever, 1979, emend. Blome, 1983. pl. 1, figs. 14, 19
- Icrioma* (?) sp., De Wever, 1979, emend. Blome, 1983. pl. 2, fig. 5
- Kozurastrum* spp., De Wever, 1984a, p. 17. pl. 1, figs. 1-3
- Laxtorum* sp., Blome, 1984, emend. Carter, 1993, p. 112. pl. 1, fig. 13
- Leugeo hexacubicus* (BAUMGARTNER, 1984), Baumgartner et al., 1995a, p. 296, pl. 3244, fig. 3. pl. 6, fig. 14
- Livarella densiporata* KOZUR & MOSTLER, 1981, p. 115, pl. 9, fig. 1. pl. 2, fig. 6
- Livarella* cf. *densiporata* KOZUR & MOSTLER, 1981 (see above)
- Livarella* cf. *gifuensis* YOSHIDA, 1986, p. 15, pl. 2, figs. 6-10. pl. 2, figs. 8, 9; pl. 3, fig. 1
- Livarella* cf. *longus* YOSHIDA, 1986 pl. 2, fig. 7; pl. 3, fig. 2
- Livarella validus* YOSHIDA, 1986, emend. Carter, 1993, p.117, pl.21, figs. 2-4, 6-7,14. pl. 2, fig. 11
- Livarella* sp., Kozur & Mostler, 1981, p. 115. pl. 2, fig. 10
- Loopus* (?) *campbelli* QUN, 1993, p. 123, pl. 23, figs. 2,3,17,22. pl. 9, fig. 11
- Loopus* (?) sp. cf. *L. campbelli* sensu QUN, 1993, p. 124, pl. 23, fig.4, not fig. 10. pl. 9, fig. 12
- Loopus* (?) spp., QUN, 1993, p. 123.
- (?) *Mesosaturnalis hexagonus* (YAO 1972), emend. De Wever, 1984, p. 17. pl. 3, fig. 16
- Mirifusus fragilis* s.l. BAUMGARTNER, 1984, sensu Baumgartner et al., 1995a, p. 316, pl. 3159, figs. 1-4. pl. 4, figs. 12, 15
- Mirifusus* sp. cf. *M. diana* s.l. (KARREN, 1867), sensu Baumgartner et al., 1995a, p. 310.

- Mirifusus* sp., Pessagno, 1977a, p. 83; Baumgartner, 1984b, p. 769. pl. 6, fig. 12
- Orbiculiforma* sp., Pessagno, 1973, p. 71. pl. 3, fig. 20
- Palinandromeda* cf. *P. depressa* (DE WEVER & MICONNET, 1985), Baumgartner et al., 1995a, p. 360, pl. 3005, figs. 1-6. pl. 5, fig. 16
- Palinandromeda* sp. cf. *P. prepodbielensis* (BAUMGARTNER, 1984), Baumgartner et al., 1995a, p. 364, pl. 3006, figs. 1-3. pl. 5, fig. 17
- Pantanellium newkluense* CARTER, 1993, p. 65, pl. 7, figs. 5-7, 13, 14. pl. 3, fig. 9
- Pantanellium* sp., Pessagno, 1977a, p. 78. pl. 3, fig. 18
- Paronaella kotura* BAUMGARTNER, 1980, Baumgartner et al., 1995a, p. 394, pl. 3140, figs. 1-2. pl. 4, fig. 14
- Paronaella pacofiensis* CARTER, 1993, p. 81, pl. 10, fig. 5.
- Paronaella* sp. cf. *P. pacofiensis* sensu CARTER, 1993, p. 82, pl. 10, fig. 9
- Paronaella* spp., Pessagno, 1971a, emend. Baumgartner, 1980, p. 300.
- Parvicingula dhimenaensis* s.l. BAUMGARTNER, 1984, Baumgartner et al., 1995a, p. 406, pl. 4072, figs. 1, 3; pl. 4071, figs. 3, 4.
- Parvicingula* sp. cf. *P. dhimenaensis* s.l. BAUMGARTNER, 1984 (see above).
- Parvicingula mashitaensis* MIZUTANI, 1981, Baumgartner et al., 1995a, p. 410, pl. 3245, figs. 1-7.
- Parvicingula* spp. 1 and 2, Pessagno, 1977a, p. 84; Baumgartner, 1984, p. 778.
- Plafkerium* sp. cf. *P. fidicularium* CARTER, 1993, p. 48, pl. 3, figs. 1, 6. pl. 1, fig. 17
- Plafkerium* sp., sensu Carter, 1993, p. 48. pl. 3, fig. 5
- Podobursa helvetica* (RÜST, 1885), Baumgartner et al., 1995a, p. 422, pl. 3169, fig. 1. pl. 6, fig. 13; pl. 7, fig. 4
- Podobursa* cf. *triacantha* (FISCHLI, 1916), De Wever et al., 1986b, pl. 10, figs. 7, 9, 11-15. pl. 6, fig. 9; pl. 7, fig. 2; pl. 8, fig. 12
- Podobursa* spp., Wisniowski, 1889, emend. Foreman, 1973b, p. 266. pl. 8, figs. 8, 10
- Podocapsa amphitreptera* FOREMAN, 1973b, Baumgartner et al., 1995a, p. 428, pl. 3171, figs. 1-5. pl. 7, figs. 5, 6, 7
- Praezhamoidellum buekkense* KOZUR, 1984, p. 54, pl. 3, fig. 1
- Proparvicingula moniliformis* CARTER, 1993, p. 106, pl. 18, figs. 15-22. pl. 2, figs. 18, 19
- (?) *Proparvicingula moniliformis* CARTER, 1993, p. 106, pl. 18, figs. 15-22. pl. 2, fig. 17; pl. 3, fig. 13
- Protunuma japonicus* MATSUOKA & YAO, 1985, Baumgartner et al., 1995a, p. 434, pl. 3292, figs. 1-7. pl. 8, fig. 4
- Protunuma* cf. *japonicus* MATSUOKA & YAO, 1985, Baumgartner et al., 1995a, p. 434, pl. 3292, figs. 1-7. pl. 4, fig. 6
- Protunuma* sp. cf. *P. turbo* MATSUOKA, 1983a, Baumgartner et al., 1995a, p. 436, pl. 4034, figs. 1-2. pl. 4, fig. 5; pl. 5, fig. 3
- Protunuma* spp., ICHIKAWA & YAO, 1976, p. 114.
- Pseudodictyomitra* sp. C sensu YAO, Gorican, 1994, p. 84, pl. 22, figs. 14-15. pl. 7, fig. 15
- Pseudodictyomitra* (?) spp., Pessagno, 1977b, p. 50.
- Pseudohagiastrum* sp., Pessagno, 1979, in Pessagno et al., 1979, p. 165. pl. 1, fig. 15
- Pseudohagiastrum* (?) sp., Pessagno, 1979, in Pessagno et al., 1979, p. 165. pl. 3, fig. 15
- Risella* sp., Carter, 1993, p. 71. pl. 2, fig. 4
- Ristola altissima altissima* (RÜST, 1885), Baumgartner et al., 1995a, p. 472, pl. 3241, figs. 1-4. pl. 6, fig. 11
- Ristola altissima major* BAUMGARTNER & DE WEVER, Baumgartner et al. 1995a, p. 474, pl. 3238, figs. 1-3. pl. 6, fig. 17
- Ristola* cf. *decora* PESSAGNO & WHALEN, 1982, p. 148, PL. 11, FIGS. 7, 10, 17, 21. pl. 5, fig. 20
- Saitoum* sp., Pessagno, 1977a, p. 96. pl. 6, fig. 1
- Saitoum trichylum* DE WEVER, 1981a, Baumgartner et al., 1995a, p. 488, pl. 3021, figs. 1-6. pl. 4, fig. 13
- Sethocapsa* (?) *zweilii* JUD, 1994, Baumgartner et al., 1995a, p. 504, pl. 5464, figs. 1-4. pl. 9, fig. 14
- Sethocapsa* cf. *funatoensis* AITA, 1987, p. 73, pl. 2 figs. 6a-7b; pl. 9, figs. 14-15. pl. 5, fig. 15
- Sethocapsa* spp., Haeckel, 1887, p. 433.
- Squinabolella* sp. A, Pessagno, 1969; Kozur & Mostler, 1979a, p. 94. pl. 2, fig. 14; pl. 3, figs. 3, 4
- Squinabolella* sp. B, Pessagno, 1969; Kozur & Mostler, 1979a, p. 94. pl. 2, fig. 15
- Stauracanthocircus* (?) sp. Kozur & Mostler, 1983, p. 30. pl. 3, fig. 19

- Stichocapsa convexa* YAO, 1979, Baumgartner et al., 1995a, p. 518, pl.3055, figs.1-3. pl. 4, fig. 11
Stichocapsa sp. cf. *S. convexa* YAO, 1979 (see above).
- (?) *Stichocapsa decora* RÜST, 1885, Baumgartner et al., 1995a, p. 520, pl. 3269, figs. 1-2. pl. 5, fig. 10
- (?) *Stichocapsa himedaruma* AITA, 1987, Baumgartner et al., 1995a, p. 520, pl. 4038, figs. 1-2.
- Stichocapsa japonica* YAO, 1979, Baumgartner et al., 1995a, p. 520, figs. 2-3. pl. 4, fig. 10.
- Stichomitra* (?) *takanoensis* gr. AITA 1987, sensu Baumgartner et al. 1995, p. 528, pl. 4044, figs. 1-4. pl. 4, figs. 1, 2
- Stichomitra* sp. cf. *S.* (?) *tairai* AITA, 1987, p. 72, pl. 10, figs. 3, 4.
- Stylocapsa catenarum* MATSUOKA, 1982b, Baumgartner et al., 1995a, p. 530, pl. 3044, fig. 1. pl. 6, fig. 4
- Stylocapsa oblungola* KOCHER, 1981, Baumgartner et al., 1995a, p. 532, pl. 3059, fig. 3. pl. 5, fig. 6; pl. 6, fig. 2
- Syringocapsa* sp. cf. *S. suavis* QUN, 1993, p. 133, pl. 25, figs. 2, 3, 21, 22, 24; pl. 26, figs. 3, 20.
- Syringocapsa* (?) sp., Neviani, 1900, p. 622. pl. 6, fig. 10; pl. 7, fig. 3
- Syringocapsidae spp.
- Tetracapsa* cf. *zinckenii* RÜST, 1885, Widz & De Wever, 1993, pl. 2, fig. 3. pl. 7, fig. 12; pl. 8, fig. 7
- (?) *Tetraditryma corralitosensis bifida* CONTI & MARCUCCI, 1991, Baumgartner et al., 1995a, p. 554, pl. 4048, figs. 1-4. pl. 4, fig. 8
- (?) *Tetraditryma corralitosensis* s.l. (PESSAGNO, 1977a), Baumgartner et al., 1995a, p. 554, pl. 3124, figs. 1, 5. pl. 4, fig. 19; pl. 5, fig. 21
- Tetratrabs* (?) *bulbosa* BAUMGARTNER, 1980, Baumgartner et al., 1995a, p. 560, pl. 3122, figs. 1-3. pl. 8, fig. 16
- Tetraporobrachia* sp., Kozur & Mostler, 1979, p. 78. pl. 1, fig. 16
- (?) *Tetraporobrachia izeensis* YEH, 1987a, Baumgartner et al., 1995a, p. 562, pl. 3302, figs. 2, 5. pl. 4, fig. 17
- (?) *Thanarla conica* (ALIEV), 1965, Aita & Okada, 1986, p. 108, pl. 1, fig. 12. pl. 6, fig. 6
- Theocapsomma cordis* KOCHER, 1981, Baumgartner et al., 1995a, p. 572, pl. 3277, figs. 1-2. pl. 5, fig. 14
- Theocapsomma cucurbitiformis* BAUMGARTNER, Baumgartner et al. 1995a, p. 574, pl. 3047, figs. 1-3. pl. 5, fig. 11
- Transhuum brevicostatum* gr. (OZVOLDOVA, 1975), Baumgartner et al. 1995a, p. 578, pl. 3181, figs. 1-5. pl. 4, fig. 4; pl. 5, fig. 4
- Transhuum* sp. cf. *T. hisuikyoense* (ISOZAKI & MATSUDA, 1985), Baumgartner et al. 1995a, p. 580, pl. 3194, figs. 1-4. pl. 5, fig. 5
- Transhuum* sp., Takemura, 1986, p. 51.
- Tretaporobrachia* sp. C sensu Carter, 1993, p. 91, pl. 12, figs. 12, 15, 16.
- Triassocampe* sp., DUMITRICA, KOZUR & MOSTLER, 1980, p. 25. pl. 3, fig. 11
- Tricolocapsa conexa* MATSUOKA, 1983a, Baumgartner et al. 1995a, p. 594, pl. 3297, figs. 1-5. pl. 5, fig. 8
- Tricolocapsa plicarum plicarum* YAO, 1979, Baumgartner et al. 1995a, p. 598, pl. 4053, figs. 1-2. pl. 4, fig. 9
- Tricolocapsa plicarum* spp.A sensu Baumgartner et al. 1995, p. 598, pl. 4052, figs. 1-5. pl. 5, fig. 9
- Tricolocapsa plicarum* s.l. YAO, 1979, Baumgartner et al., 1995a, p. 598. pl. 6, fig. 3
- Tritrabs* spp., Baumgartner, 1980, p. 293.
- Unuma* cf. *darnoensis* Kozur, 1984, Gorican, 1994, p. 95, pl. 10, figs. 7-9. pl. 5, figs. 1, 2
- Unuma echinatus* ICHIKAWA & YAO, 1976, Baumgartner et al. 1995a, p. 620, pl. 3231, fig. 1. pl. 4, fig. 7
- Unuma latusicostatus* (AITA, 1985), Baumgartner et al. 1995a, p.622, pl. 4058, fig. 1. pl. 4, fig. 8
- Vinassaspongius* sp. cf. *V. transitur* KOZUR & MOCK 1981, Kozur & Mostler, 1981, p. 69, pl. 64, fig. 1. pl. 3, fig. 6
- Williriedellum crystallinum* DUMITRICA, 1970, Baumgartner et al. 1995a, p. 628, pl. 3069, figs. 1-3. pl. 8, fig. 3
- Williriedellum* cf. *crystallinum* DUMITRICA, 1970 (see above) pl. 8, figs. 1, 2

| | |
|---|--|
| <i>Zhamoidellum ovum</i> DUMITRICA, 1970, sensu Gorican, 1994, p. 97, pl. 13, figs. 3-7 | pl. 6, fig. 5; pl. 7, figs. 8, 9; pl. 8, fig. 5; pl. 9, figs. 3,4 |
| <i>Zhamoidellum ventricosum</i> DUMITRICA, 1970, Baumgartner et al. 1995a, p. 660, pl. 3308, figs. 1-5. | pl. 8, fig. 6; pl. 9, fig. 5 |
| <i>Zhamoidellum</i> sp. A Gorican 1994, pl. 13, figs. 1-2. | |
| <i>Zhamoidellum</i> spp., Dumitrica, 1970, p. 79. | pl. 9, figs. 1, 2, 6 |
| Nassellaria gen. e sp. indet. 1 | pl. 3, fig. 17 |
| Nassellaria gen. e sp. indet. 2 | pl. 7, fig. 1 |
| Spumellaria gen. e sp. indet. 1 | pl. 1, fig. 9 |
| Spumellaria gen. e sp. indet. 2 | pl. 3, fig. 7 |
| Spumellaria gen. e sp. indet. 3 | pl. 3, fig. 21 |

B) Lista dei taxa in comune con NMRD40 (Baumgartner et alii, 1995a), con il codice numerico in ordine ascendente. I numeri con asterisco corrispondono a taxa di incerta attribuzione.

| | | | |
|-------|---|-------|---|
| 3005* | <i>Palinandromeda</i> cf. <i>P. depressa</i> | 3238 | <i>Ristola altissima major</i> |
| 3006* | <i>Palinandromeda</i> sp. cf. <i>P. prepodbielensis</i> | 3241 | <i>Ristola altissima altissima</i> |
| 3012 | <i>Eucyrtidiellum unumaense unumaense</i> | 3244 | <i>Leugeo hexacubicus</i> |
| 3013* | <i>Eucyrtidiellum</i> cf. <i>unumaense pustulatum</i> | 3245 | <i>Parvicingula mashitaensis</i> |
| 3017 | <i>Eucyrtidiellum ptyctum</i> | 3263 | <i>Archaeodictyomitra apiarium</i> |
| 3021 | <i>Saitoum trichylum</i> | 3265 | <i>Dibolachras chandricka</i> |
| 3044 | <i>Stylocapsa catenarum</i> | 3269* | (?) <i>Stichocapsa decora</i> |
| 3047 | <i>Theocapsomma cucurbitiformis</i> | 3273* | (?) <i>Tetraditryma corralitosensis</i> s.l. |
| 3049 | <i>Stichocapsa japonica</i> | 3277 | <i>Theocapsomma cordis</i> |
| 3051 | <i>Tricolocapsa plicarum</i> s.l. | 3279 | <i>Gongylothorax</i> sp. aff. <i>G. favosus</i> |
| 3051 | <i>Tricolocapsa plicarum</i> s.l. | 3287 | <i>Archaeodictyomitra excellens</i> |
| 3055 | <i>Stichocapsa convexa</i> | 3287* | <i>Archaeodictyomitra</i> sp. cf. <i>A. excellens</i> |
| 3055* | <i>Stichocapsa</i> sp. cf. <i>S. convexa</i> | 3292 | <i>Protunuma japonicus</i> |
| 3059 | <i>Stylocapsa oblungola</i> | 3292* | <i>Protunuma</i> cf. <i>japonicus</i> |
| 3061 | <i>Guexella nudata</i> | 3297 | <i>Tricolocapsa conexa</i> |
| 3069 | <i>Williriedellum crystallinum</i> | 3302* | ? <i>Tetratrabs izeensis</i> |
| 3069* | <i>Williriedellum</i> cf. <i>crystallinum</i> | 3305 | <i>Archaeodictyomitra minoensis</i> |
| 3088 | <i>Acanthocircus suboblongus suboblongus</i> | 3308 | <i>Zhamoidellum ventricosum</i> |
| 3104* | <i>Homeoparonella</i> sp. cf. <i>H. elegans</i> | 4014 | <i>Dictyomitrella</i> (?) <i>kamoensis</i> |
| 3122* | <i>Tetratrabs</i> (?) <i>bulbosa</i> | 4034* | <i>Protunuma</i> cf. <i>turbo</i> |
| 3140 | <i>Paronaella kotura</i> | 4034* | <i>Protunuma</i> sp. cf. <i>P. turbo</i> |
| 3147* | <i>Angulobracchia</i> sp. cf. <i>A. digitata</i> | 4038* | ? <i>Stichocapsa himedaruma</i> |
| 3159 | <i>Mirifusus fragilis</i> | 4044 | <i>Stichomitra</i> (?) <i>takanoensis</i> gr. |
| 3161* | <i>Mirifusus</i> sp. cf. <i>M. diana</i> s.l. | 4048* | ? <i>Tetraditryma corralitosensis bifida</i> |
| 3169 | <i>Podobursa helvetica</i> | 4052 | <i>Tricolocapsa plicarum</i> spp.A |
| 3171 | <i>Podocapsa amphitreptera</i> | 4053 | <i>Tricolocapsa plicarum plicarum</i> |
| 3181 | <i>Transhuum brevicostatum</i> gr. | 4058 | <i>Unuma latusicostatus</i> |
| 3194* | <i>Transhuum</i> sp. cf. <i>T. hisuikyoense</i> | 4079 | <i>Zhamoidellum ovum</i> |
| 3197 | <i>Parvicingula dhimenaensis</i> gr. | 5464 | <i>Sethocapsa</i> (?) <i>zweilii</i> |
| 3213* | <i>Emiluvia</i> cf. <i>chica</i> gr. | 5785 | <i>Canoptum banale</i> |
| 3231 | <i>Unuma echinatus</i> | 6101 | <i>Cinguloturris cylindra</i> |
| 3237* | <i>Archaeodictyomitra</i> (?) cf. <i>amabilis</i> | 6131 | <i>Gongylothorax favosus</i> |

Tavole -Plates

Tavv. 1-9: radiolari e conodonti

Tav. 10: foraminiferi e alghe

La maggior parte delle foto al microscopio elettronico a scansione sono state eseguite con un CAMSCAN Series 4, all'Institut de Géologie et Paleontologie, Université de Lausanne (Svizzera). Gli stubs contenenti i fossili e le sezioni sottili sono conservati al Musée Cantonal de Géologie, BFSH 2, Université de Lausanne (codici di archiviazione dal n° 68011 al n° 68051).

TAVOLA 1

Figs 1 - 19: Fotografie al microscopio elettronico a scansione di Radiolaria del Norico superiore (campioni: BU1140=, Sasso di Castalda; MS1020, Madonna di Sirino; CO4, Monte Cugnone), Zona a *Betraccium deweveri*, del Membro del Buccaglione, Formazione degli Scisti Silicei, terreni lagonegresi, Appennino meridionale, Italia.

Figs 20 - 23: Fotografie al microscopio elettronico a scansione di Conodonta del Triassico Superiore dei terreni lagonegresi, Appennino meridionale, Italia. Campione MS100, Madonna di Sirino: Norico superiore, Zona a *Epigondolella bidentata*, del Membro del Buccaglione, Formazione degli Scisti Silicei. Campione LA 0, Lagonegro: Norico superiore-Retico, parte terminale della Formazione dei Calcari Con Selce.

PLATE 1

Figs 1 to 19: Scanning electron micrographs of upper Norian Radiolaria, *Betraccium deweveri* Zone, (samples: BU1140=, Sasso di Castalda; MS1020, Madonna di Sirino; CO4, Monte Cugnone) from the Buccaglione Member, Scisti Silicei Formation, Lagonegro Domain, southern Italy.

Figs 20 to 23: Scanning electron micrographs of Upper Triassic Conodonta from the Lagonegro Domain, southern Italy. Sample MS100, Madonna di Sirino: upper Norian, *Epigondolella bidentata* Zone, Buccaglione Member, Scisti Silicei Formation. Sample LA 0, Lagonegro: upper Norian-Rhaetian, top of Calcari Con Selce Formation.

- 1-3. *Kozurastrum* spp.; BU1140=; 1, XXIII/18, x72; 2, XXIII/3, x72; 3, XXIII/12, x72.
4. *Citriduma* sp. A sensu CARTER; BU1140=; XXIII/54, x72.
5. (?) *Bipedis acrostylus* BRAGIN; BU1140=; XXV/42, x208.
6. *Capnuchosphaeride*; BU1140=; XXV / 90, x130.
7. *Betraccium* cf. *maclearni* PESSAGNO & BLOME; BU1140=; XXV/82, x235.
8. *Citriduma* sp. cf. C. sp. A sensu CARTER; CO4; III/1, x58.
9. *Spumellaria* gen. and sp. indet.; MS1020, XII/28, x175.
10. *Betraccium deweveri* PESSAGNO & BLOME; BU1140=; XXV/75, x192.
11. *Betraccium* cf. *maclearni* PESSAGNO & BLOME; CO4, VIIIIR/114, x175.
12. *Betraccium* aff. *deweveri* PESSAGNO & BLOME; CO4; III/34, x175.
13. *Laxtorum* sp.; CO4, VIII/49, x235.
14. *Icrioma* sp.; CO4; III/58, x117.
15. *Pseudohagiastrum* sp.; BU1140=; XXV/105, x68.
16. *Tetraporobrachia* sp.; BU1140=; XXIII/74, x72.
17. *Plafkerium* sp. cf. *P. fidicularium* CARTER; BU1140=; XXV/99, x90.
18. *Betraccium* cf. *deweveri* PESSAGNO & BLOME; MS1020, XII/31, x235.
19. *Icrioma* sp.; BU1140=; XXV/104, x90.
- 20-22. *Epigondolella bidentata* (MOSHER). MS100, x130.
20,21, XXI/2; lateral and lower view.
22, XXI/12; upper view.
23. (?) *Misikella hernsteini* (MOSTLER). LA 0; XXII/24, x130; oblique lower view.

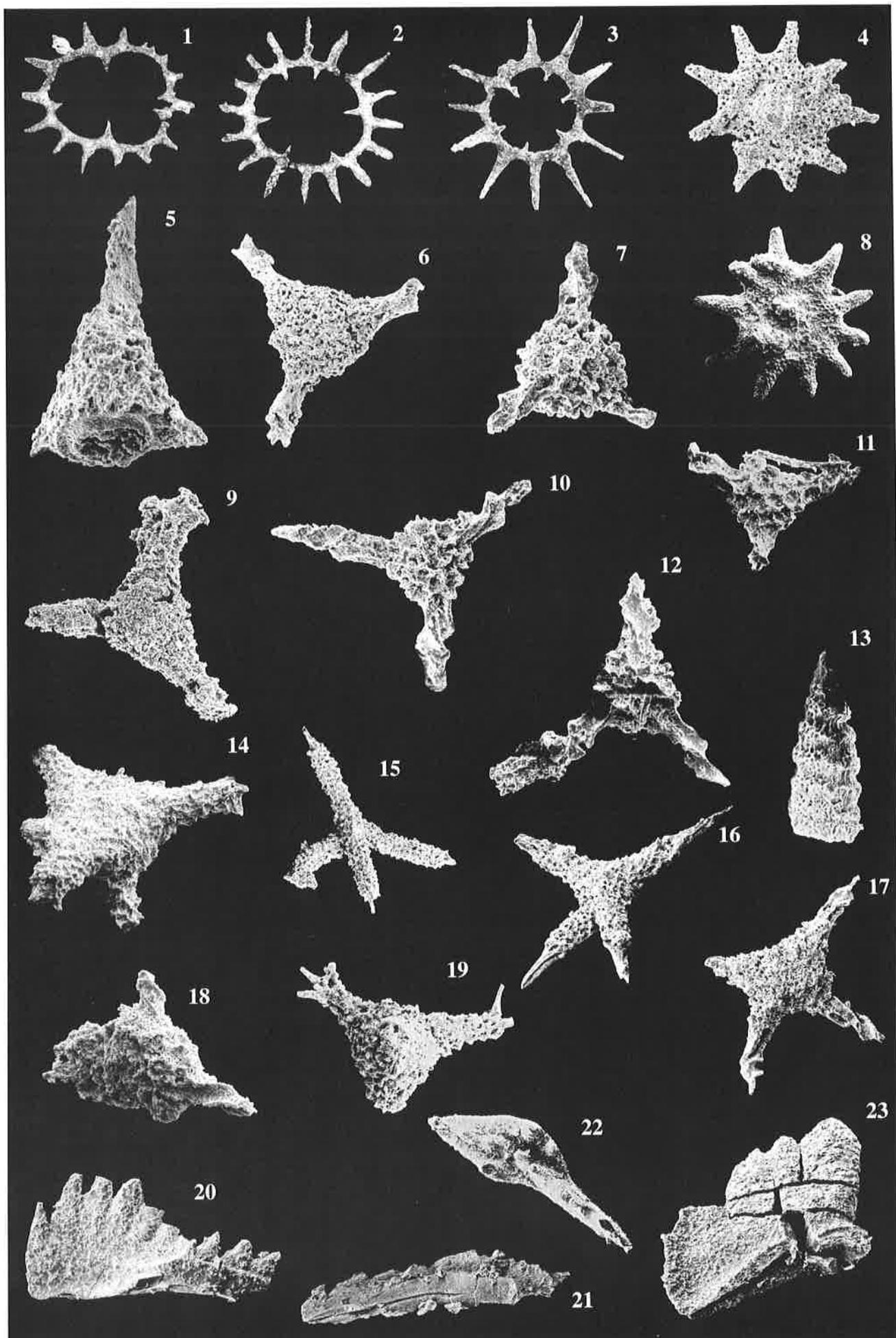


TAVOLA 2

Figs 1-7 e 10-17: Fotografie al microscopio elettronico a scansione di Radiolaria del Retico (campione ASI 365, Calvello), Zona a Proparvicingula moniliformis, Membro del Buccaglione, Formazione degli Scisti Silicei, terreni lagonegresi, Appennino meridionale, Italia.

Figs 8 e 9: Fotografie al microscopio elettronico a scansione di Radiolaria del Retico (?) (campione LA 610, Lagonegro), Membro del Buccaglione, Formazione degli Scisti Silicei, terreni lagonegresi, Appennino meridionale, Italia.

PLATE 2

Figs 1 to 7 and 10 to 17: Scanning electron micrographs of Rhaetian, Proparvicingula moniliformis Zone, (sample ASI 365, Calvello) spumellaria from the Buccaglione Member, Scisti Silicei Formation, Lagonegro Domain, southern Italy.

Figs 8 and 9: Scanning electron micrographs of Rhaetian (?) (sample LA 610, Lagonegro) radiolaria from the Buccaglione Member, Scisti Silicei Formation, Lagonegro Domain, southern Italy.

1. *Betraccium* aff. *inornatum* BLOME, sensu CARTER; XXXIV/86, x235.
- 2,3. *Ferresium* spp.; 2, XXXIV/56; 3, XXXIV/59, x235.
4. *Risella* sp.; XXXIV/73, x175.
5. *Icrioma* (?) sp.; XXXIV/40, x204.
6. *Livarella densiporata* KOZUR & MOSTLER; XXXIV/23, x175.
7. *Livarella* cf. *longus* YOSHIDA; XXXIV/24, x146.
- 8,9. *Livarella* cf. *L. gifuensis* YOSHIDA; 8, XIII/11; 9, XIII/13, x146.
10. *Livarella* sp.; XXXIV/31, x235.
11. *Livarella validus* YOSHIDA; XXXIV/25, x235.
12. *Canoptum* sp.; XXXIII/45, x235.
- 13,16. *Canoptum* spp.; 13, XXXIII/120, x70; 16, XXXIII/131, x235.
14. *Squinabolella* sp. A; XXXIV/67, x117.
15. *Squinabolella* sp. B; XXXIV/70, x175.
17. (?) *Proparvicingula moniliformis* CARTER; XXXIII/42, x235.
- 18,19. *Proparvicingula moniliformis* CARTER; XXXIII/94, x291.

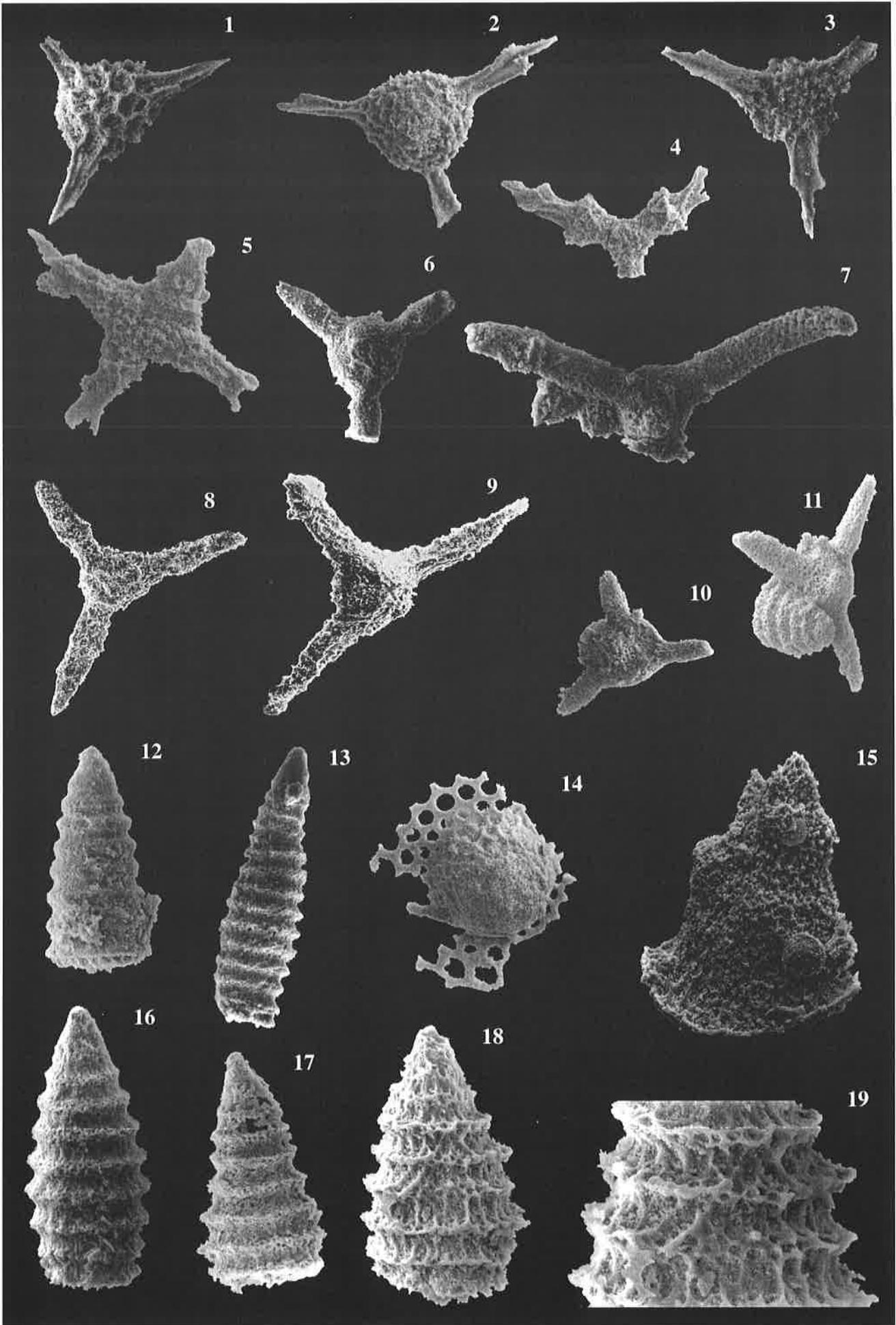


TAVOLA 3

Figs 1-15: Fotografie al microscopio elettronico a scansione di Radiolaria del Retico (campione BU 120, Sasso di Castalda), Zona a Proparvicingula moniliformis, Membro del Buccaglione, Formazione degli Scisti Silicei, terreni lagonegresi, Appennino meridionale, Italia.

Figs 16-21: Fotografie al microscopio elettronico a scansione di Radiolaria del Lias (?) (campione BU1770, Sasso di Castalda), Membro della Serra, Formazione degli Scisti Silicei, terreni lagonegresi, Appennino meridionale, Italia.

PLATE 3

Figs 1 to 15: Scanning electron micrographs of Rhaetian, Proparvicingula moniliformis Zone, (sample BU 120, Sasso di Castalda) Radiolaria from the Buccaglione Member, Scisti Silicei Formation, Lagonegro Domain, southern Italy.

Figs 16 to 21: Scanning electron micrographs of Lias (?) (sample BU1770, Sasso di Castalda) Radiolaria from the Nevera Member, Scisti Silicei Formation, Lagonegro Domain, southern Italy.

1. *Livarella* cf. *gifuensis* YOSHIDA; II/81, x146.
2. *Livarella* cf. *longus* YOSHIDA; 2, II/15, x146.
- 3,4. *Squinabolella* sp.A; 3, II/71, x205; 4, II/86, x187.
5. *Plafkerium* sp.; 1, II/66bis, x280.
6. *Vinassaspongos* sp. cf. *V. transitur* KOZUR & MOCK; II/47, x145.
7. *Spumellaria* gen. and sp. indet. B; II/16, x146.
8. *Fontinella clara* CARTER; II/80, x146.
9. *Pantanellium newkluense* CARTER; II/100, x235.
10. *Canoptum* sp. cf. *C. farawayense* BLOME; II/87, x235.
11. *Triassocampe* sp.; II/84, x235.
12. *Canoptum rhaeticum* KOZUR & MOSTLER; II/4, x235.
13. (?) *Proparvicingula moniliformis* CARTER; II/96, x235.
14. *Betraccium* aff. *inornatum* Blome, 1984, sensu CARTER; II/66, x235.
15. *Pseudohagiastrum* (?) sp.; II/27, x88.

16. (?) *Mesosaturnalis hexagonus* (YAO); XVIII/34, x235.
17. *Nassellaria* gen. and sp. indet.; XVIII/33, x235.
18. *Pantanellium* sp.; XVIII/46, x117.
19. *Stauracanthocircus* (?) sp.; XVIII/13, x175.
20. *Orbiculiforma* (?) sp.; XVIII/56, x146.
21. *Spumellaria* gen. and sp. indet. C; XVIII/14, x117.

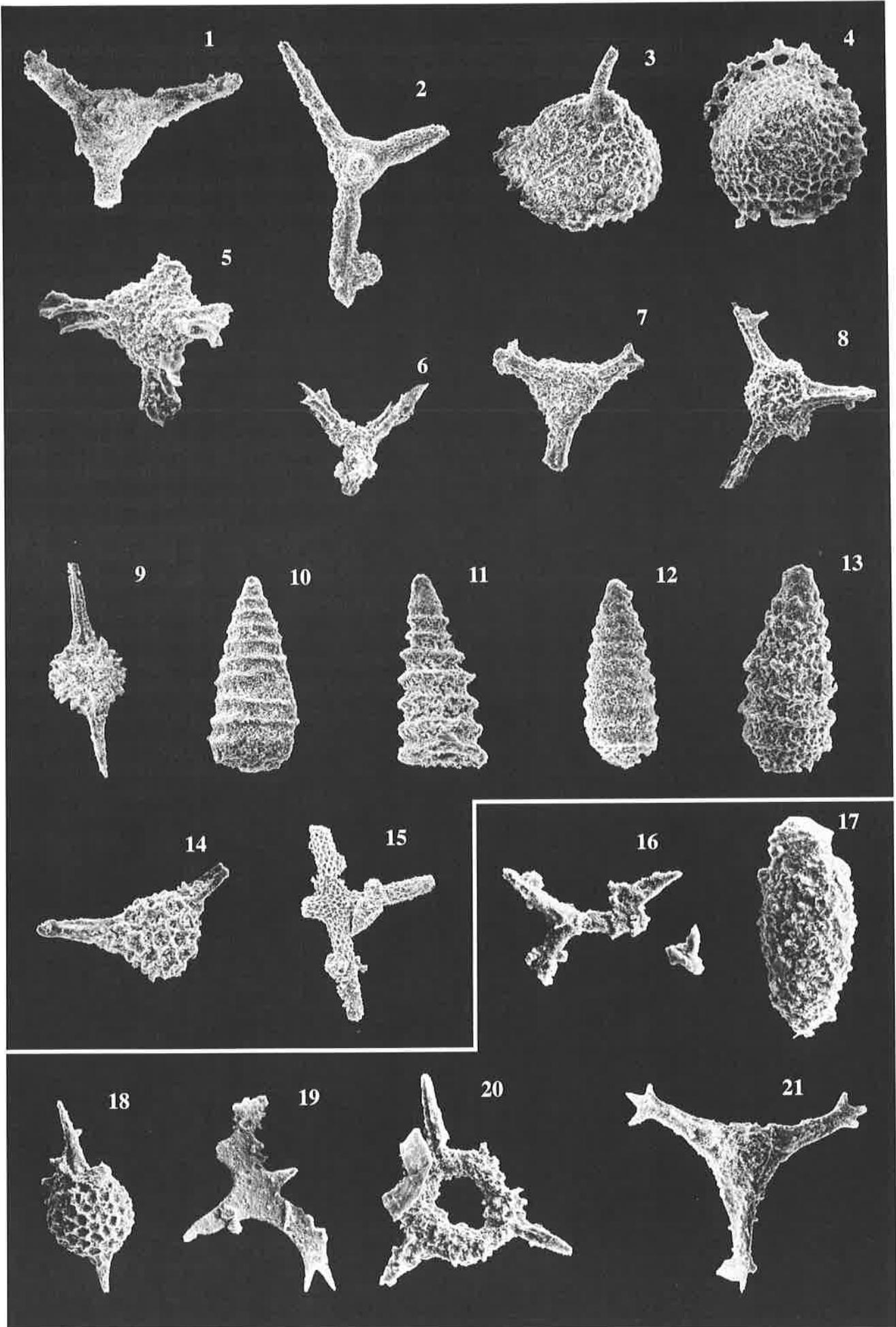


TAVOLA 4

Fotografie al microscopio elettronico a scansione di Radiolaria del Giurassico Medio (campione BU2606, Sasso di Castalda), Membro dell'Acqua Sulfurea, Formazione degli Scisti Silicei, terreni lagonegresi, Appennino meridionale, Italia.

PLATE 4

Scanning electron micrographs of Middle Jurassic (sample BU2606, Sasso di Castalda) radiolaria from the Acqua Sulfurea Member, Scisti Silicei Formation, Lagonegro Domain, southern Italy.

- 1,2. *Stichomitra* (?) *takanoensis* AITA gr.; 1, XI/24, x235; 2, XI/118, x235.
3. *Dictyomitrella* (?) *kamoensis* MIZUTANI & KIDO; X/2, x2358.
4. *Transhuum brevicostatum* (OZVOLDOVA)gr. ; X/54, x292.
5. *Protunuma* sp. cf. *P. turbo* MATSUOKA; XI/117, x235.
6. *Protunuma* cf. *japonicus* MATSUOKA & YAO; XI/39, x292.
7. *Unuma echinatus* ICHIKAWA & YAO; XI/89, x292.
8. *Unuma latusicostatus* (AITA); XI/153, x292.
9. *Tricolocapsa plicarum plicarum* YAO; X/26, x292.
10. *Stichocapsa japonica* YAO; XI/81, x292.
11. *Stichocapsa convexa* YAO; X/5, x235.
- 12, 15. *Mirifusus fragilis* s.l. BAUMGARTNER; XI/41; 12, x146; 15, x525.
13. *Saitoum trichylum* DE WEVER; X/83, x292.
14. *Paronaella kotura* BAUMGARTNER; X/116, x88.
16. *Homeoparonella* cf. *H. elegans* (PESSAGNO); XI/40, x235.
17. (?) *Tetrarabs izeensis* YEH; XI/52, x88.
18. (?) *Tetraditryma corralitosensis bifida* CONTI & MARCUCCI; XI/26, x88.
19. (?) *Tetraditryma corralitosensis* s.l. (PESSAGNO); XI/124, x88.

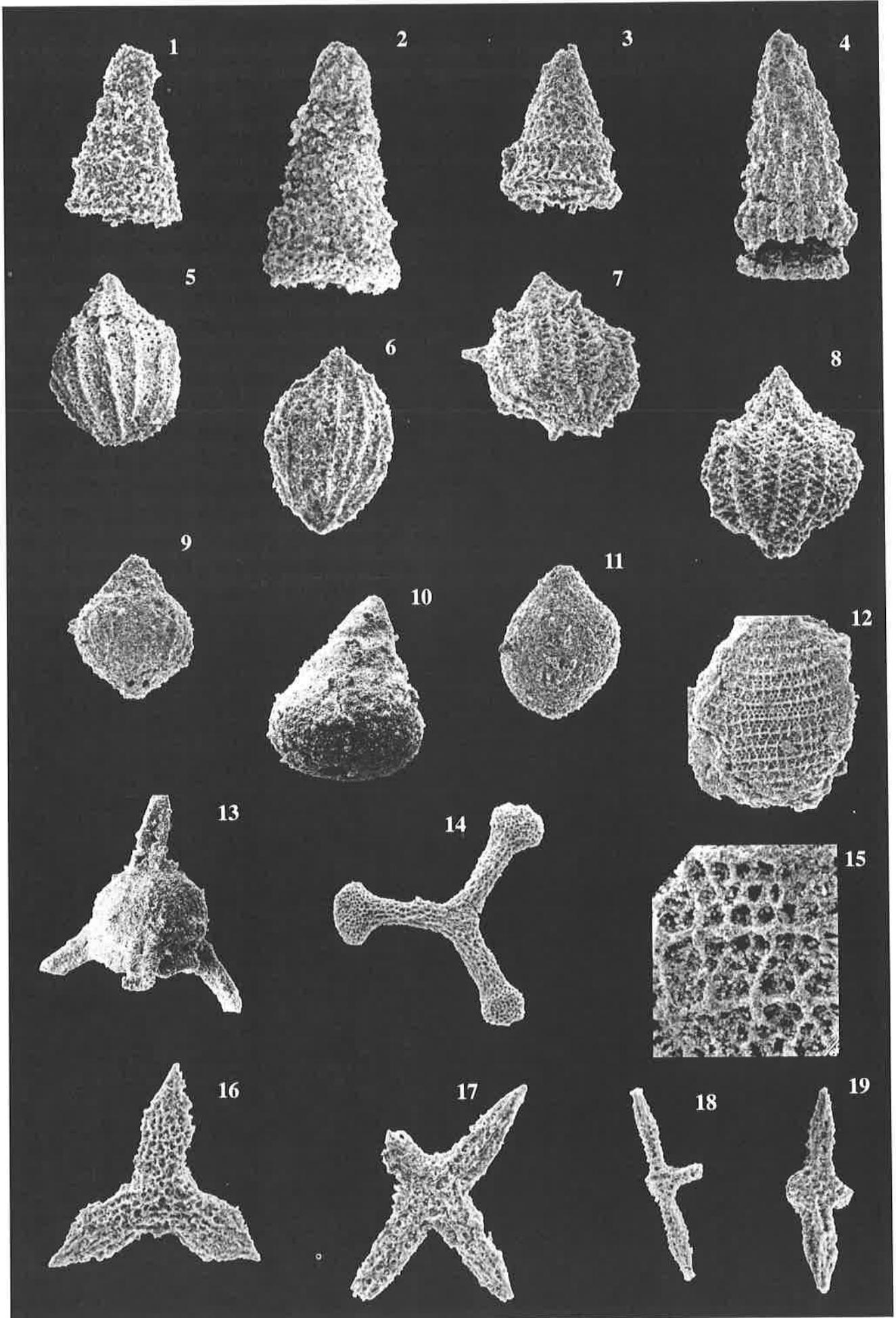


TAVOLA 5

Figs 1-5: Fotografie al microscopio elettronico a scansione di Nassellaria del Giurassico Medio (campione MS3240, Madonna di Sirino), Membro dell'Acqua Sulfurea, Formazione degli Scisti Silicei, terreni lagonegresi, Appennino meridionale, Italia.

Figs 6-21: Fotografie al microscopio elettronico a scansione di Nassellaria del Giurassico Medio (campione PO 75, Pignola), Membro del Chiatamone, Formazione degli Scisti Silicei, terreni lagonegresi, Appennino meridionale, Italia.

PLATE 5

Figs 1 to 5: Scanning electron micrographs of Middle Jurassic (sample MS3240, Madonna di Sirino) radiolaria from the Acqua Sulfurea Member, Scisti Silicei Formation, Lagonegro Domain, southern Italy.

Figs 6 to 21: Scanning electron micrographs of Middle Jurassic (sample PO 75, Pignola) radiolaria from the Chiatamone Member, Scisti Silicei Formation, Lagonegro Domain, southern Italy.

- 1, 2. *Unuma* cf. *darnoensis* KOZUR; XXXV/27; 1, x292; 2, x350.
3. *Protunuma* cf. *P. turbo* MATSUOKA; XXXV/35, x292.
4. *Transhuum brevicostatum* (OZVOLDOVA) gr.; XXXV/13, x235.
5. *Transhuum* cf. *T. hisuikyoense* (ISOZAKI & MATSUDA); XXXV/4, x235.
6. *Stylocapsa oblungola* KOCHER; XXIV/214, x408.
7. *Gongylothorax* aff. *G. favosus* DUMITRICA; XXIV/141, x350.
8. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA; XXIV/163, x388.
9. *Tricolocapsa plicarum* spp.A sensu Baumgartner et al. 1995; XXIV/18, x292.
10. (?) *Stichocapsa decora* RÜST; XXIV/28, x175.
11. *Theocapsomma cucurbiformis* BAUMGARTNER; XXIV/101, x292.
12. *Eucyrtidiellum unumaense unumaense* (YAO); XXIV/57, x408.
13. *Guexella nudata* (KOCHER); XXIV/29, x292.
14. *Theocapsomma cordis* KOCHER; XXIV/144, x3888.
15. *Sethocapsa* cf. *funatoensis* AITA; XXIV/177, x235.
16. *Palinandromeda* cf. *P. depressa* (DE WEVER & MICONNET); XXIV/1, x117.
17. *Palinandromeda* cf. *P. prepodbielensis* (BAUMGARTNER); XXIV/2, x146.
18. *Dictyomitrella* (?) *kamoensis* MIZUTANI & KIDO; XXIV/19, x310.
19. *Archaeodictyomitra exigua* BLOME; XXIV/35, x275.
20. *Ristola* cf. *decora* PESSAGNO & WHALEN; XXIV/14, x275.
21. (?) *Tetraditryma corralitosensis* s.l. (PESSAGNO); XXIV/22, x175.

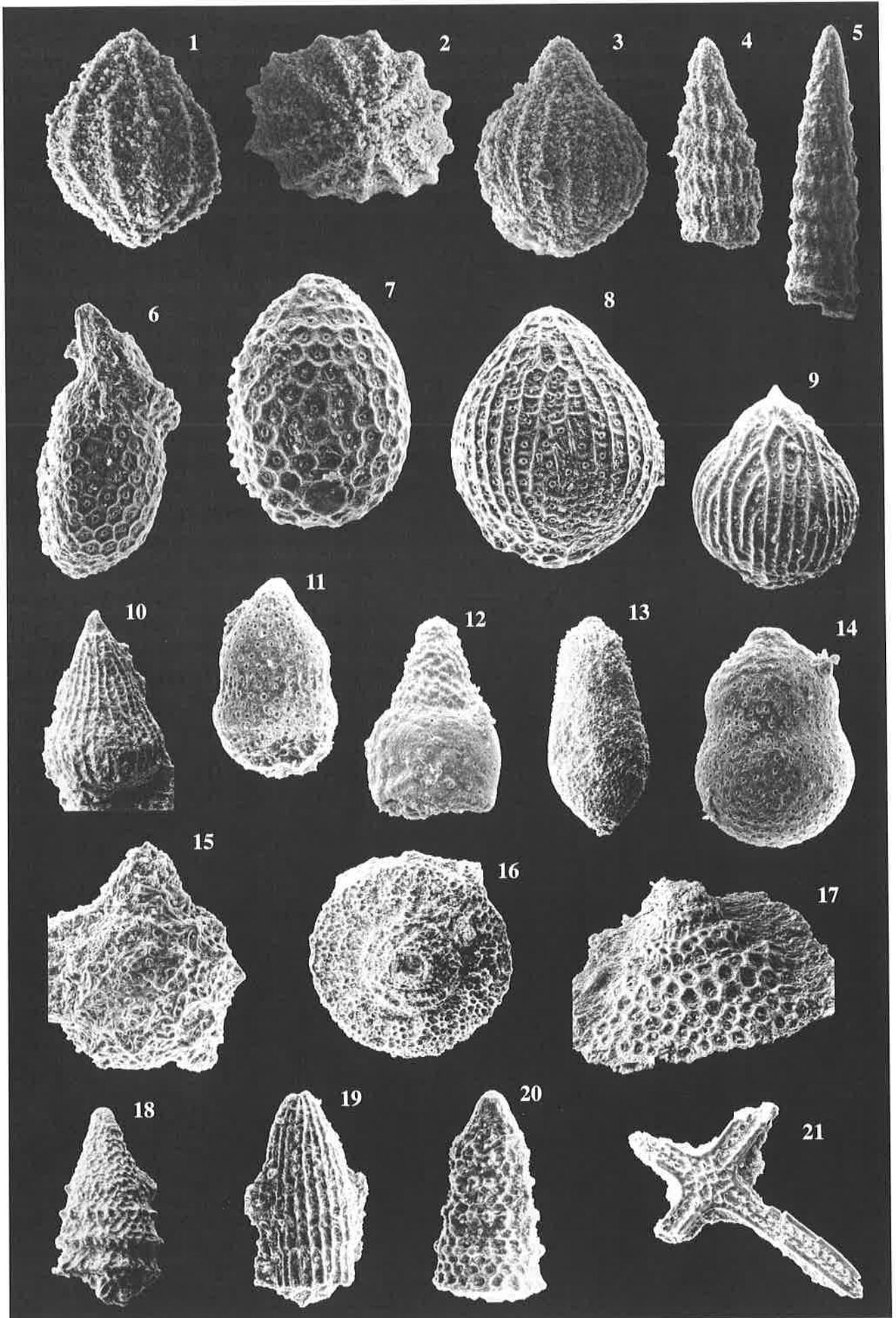


TAVOLA 6

Fotografie al microscopio elettronico a scansione di Radiolaria del Giurassico Medio (campioni PO 330, P1A e PO 1070), del Giurassico Medio-Superiore (campione PO 3270) e del Giurassico Superiore (campioni P1 189, P1 770) di Pignola, Membro del Chiatamone, Formazione degli Scisti Silicei, terreni lagonegresi, Appennino meridionale, Italia.

PLATE 6

Scanning electron micrographs of Middle Jurassic (samples PO 330, P1A and PO 1070), Middle-Upper Jurassic (sample PO 3270) and Upper Jurassic (samples P1 189, P1 770) radiolaria from Pignola, Chiatamone Member, Scisti Silicei Formation, Lagonegro Domain, southern Italy.

1. *Saitoum* sp.; PO 330; XVII/58, x408.
2. *Stylocapsa oblungola* KOCHER; PO 330; XVII/59, x408.
3. *Tricolocapsa plicarum* sl sensu Baumgartner et al. 1995; PO1070; XVII/3, x292.
4. *Stylocapsa catenarum* MATSUOKA; PO1070; XVII/22, x408.
5. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA; P1 770; XVI/26, x292.
6. (?) *Thanarla conica* ALIEV; P1 770; XVI/1, x146.
7. *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO); PO 3270; XV/94, x408.
8. *Archaeodictyomitra* (?) cf. *amabilis* AITA; P1 A; V/3, x198.
9. *Podobursa* cf. *triacantha* (FISCHLI); P1 770; XVI/32, x117.
10. *Syringocapsa* (?) sp.; PO 1070; XVII/42, x146.
11. *Ristola altissima altissima* (RÜST.); P1 189; IV/20, x102.
12. *Mirifusus* sp.; P1 189; XVI/66, x117.
13. *Podobursa helvetica* (RÜST); P1 A; V/1, x134.
14. *Leugeo hexacubicus* (BAUMGARTNER); P1 A; V/5, x210.
15. *Archaeodictyomitra* cf. *A. excellens* (TAN); P1 770; XVI/63, x292.
16. *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI); P1 189; XVI/143, x292.
17. *Ristola altissima major* BAUMGARTNER & DE WEVER; PO 330; XVII/66, x117.
- 18,19. *Emiluvia* spp.; P1 A; 18, V/16, x268; 19, V/10, x140.

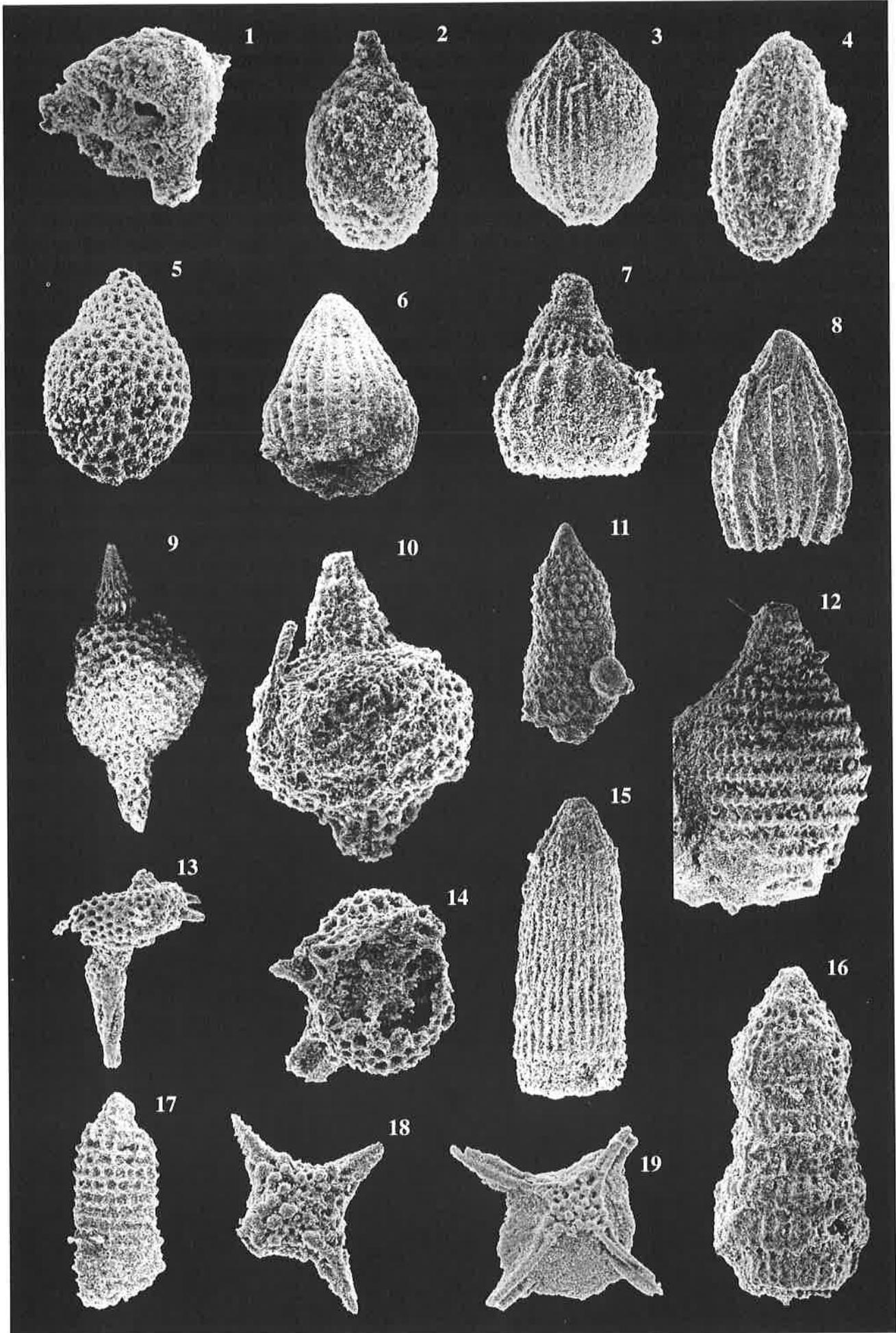


TAVOLA 7

Fotografie al microscopio elettronico a scansione di Radiolaria del Giurassico Superiore dal Membro del Chiatamone di Pignola (campioni P1 1300, P1 1900, P1 2200, P1 2530, P1 2770), e dal Membro dell'Acqua Sulfurea di Lagonegro (campione LA 5210). Formazione degli Scisti Silicei, terreni lagonegresi, Appennino meridionale, Italia.

PLATE 7

Scanning electron micrographs of Upper Jurassic radiolaria from the Chiatamone Member (samples P1 1300, P1 1900, P1 2200, P1 2530, P1 2770, Pignola), and the Acqua Sulfurea Member (sample LA 5210, Lagonegro). Scisti Silicei Formation, Lagonegro Domain, southern Italy.

1. *Nassellaria* gen. and sp. indet.; P1 1300; XLIII/59, x146.
2. *Podobursa* cf. *triacantha* (FISCHLI); P1 2200; XL/19, x146.
3. *Syringocapsa* (?) sp.; P1 2200; XL/32, x175.
4. *Podobursa helvetica* (RÜST); P1 1900; XLI/6, x175.
5. *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN; P1 2200; XL/37, x117.
6. *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN; P1 2530; XXXVII/15, x146.
7. *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN; P1 2770; XXXVI/6, x146.
8. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA; P1 2530; XXXVII/23, x292.
9. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA; P1 2200; XL/11, x292.
10. *Eucyrtidiellum* sp. ; P1 1900; XLI/29, x350.
11. *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO); P1 2530; XXXVII/71, x488.
12. *Tetracapsa* cf. *zinckenii* RÜST; P1 2530; XXXVII/31, x233.
13. *Canoptum banale* JUD; P1 2770; XXXVI/31, x292.
14. *Ristola altissima altissima* (RÜST); P1 1300; XLIII/70, x88.
15. *Pseudodictyomitra* sp. C sensu YAO; P1 2530; XXXVII/63, x350.
16. *Archaeodictyomitra excellens* (TAN); P1 2530; XXXVII/67, x233.
17. *Archaeodictyomitra* sp. cf. *A. excellens* (TAN); LA 5210; XIV/13, x292.
18. *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI); LA 5210; XIV/3, x175.

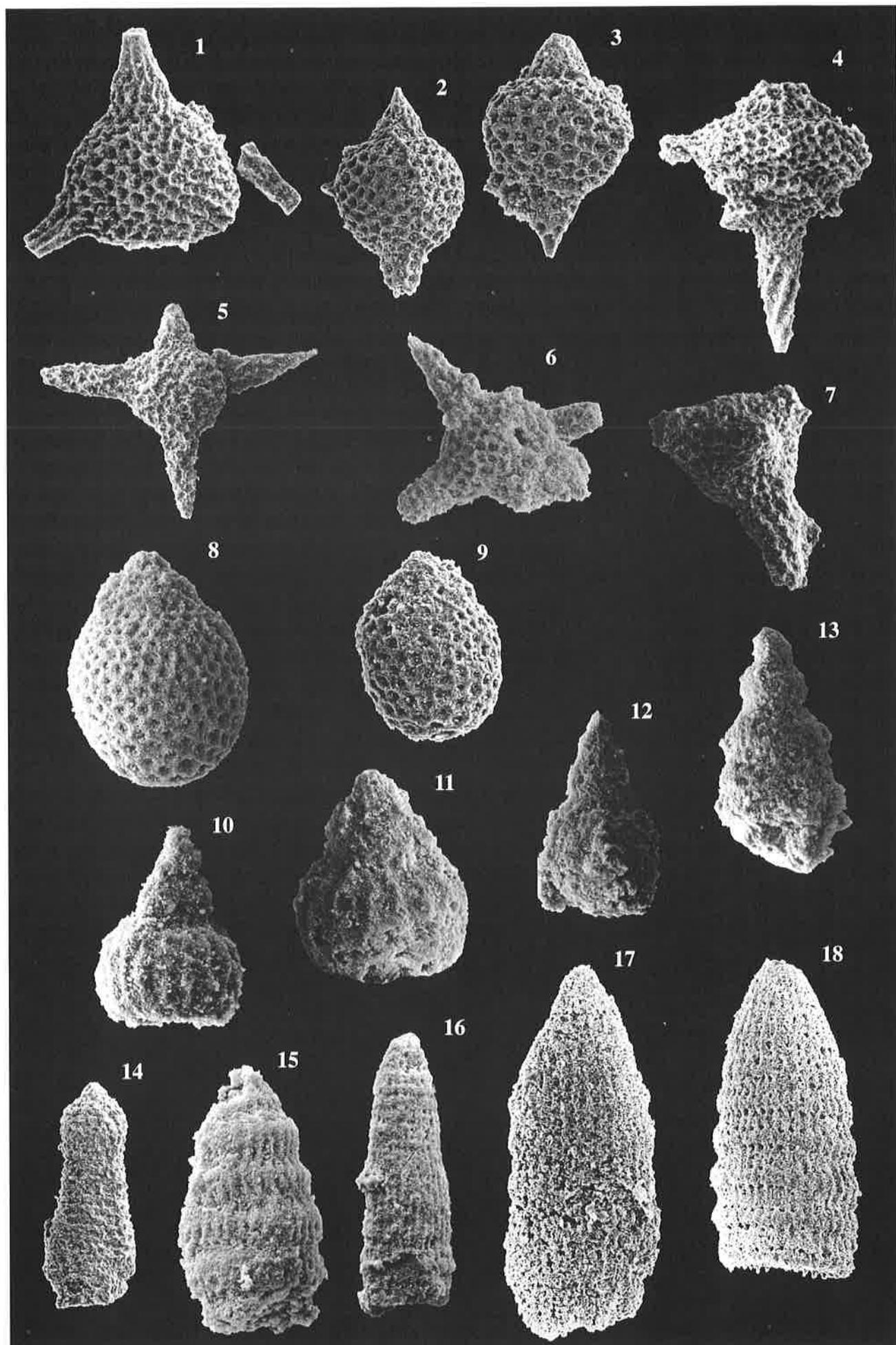


TAVOLA 8

Fotografie al microscopio elettronico a scansione di Radiolaria del Giurassico Superiore (campione P1 2440, Pignola),
Membro del Chiatamone, Formazione degli Scisti Silicei, terreni lagonegresi, Appennino meridionale, Italia.

PLATE 8

Scanning electron micrographs of Upper Jurassic (sample P1 2440, Pignola) radiolaria from the Chiatamone Member,
Scisti Silicei Formation, Lagonegro Domain, southern Italy.

- 1,2. *Williriedellum* cf. *crystallinum* DUMITRICA; XXXVIII/50, x292.
3. *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA; XXXVIII/61, x292.
4. *Protunuma japonicus* MATSUOKA & YAO; XXXVIII/120, x292.
5. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA; XXXVIII/86, x292.
6. *Zhamoidellum ventricosum* DUMITRICA; XXXIX/72, x292.
7. *Tetracapsa* cf. *zinckenii* RÜST; XXXIX/97, x292.
- 8,10. *Podobursa* spp.; 8, XXXIX/12, x146; 10, XXXIX/19, x175.
9. *Archaeospongoprunum imlay* PESSAGNO; XXXIX/13, x204.
11. *Dibolachras chandricka* KOCHER; 1, XXXIX/18, x146.
12. *Podobursa* cf. *triacantha* (FISCHLI); XXXIX/17, x204.
13. *Emiluvia* cf. *chica* s.l. FOREMAN; XXXIX/75, x233.
14. *Archaeodictyomitra excellens* (TAN.); XXXVIII/78, x233.
15. *Acanthocircus suboblongus suboblongus* (YAO); XXXIX/100, x292.
16. *Tetratrabs* (?) *bulbosa* BAUMGARTNER; XXXVIII/106, x175.
17. *Bernoullius* (?) sp.; XXXIX/108, x175.

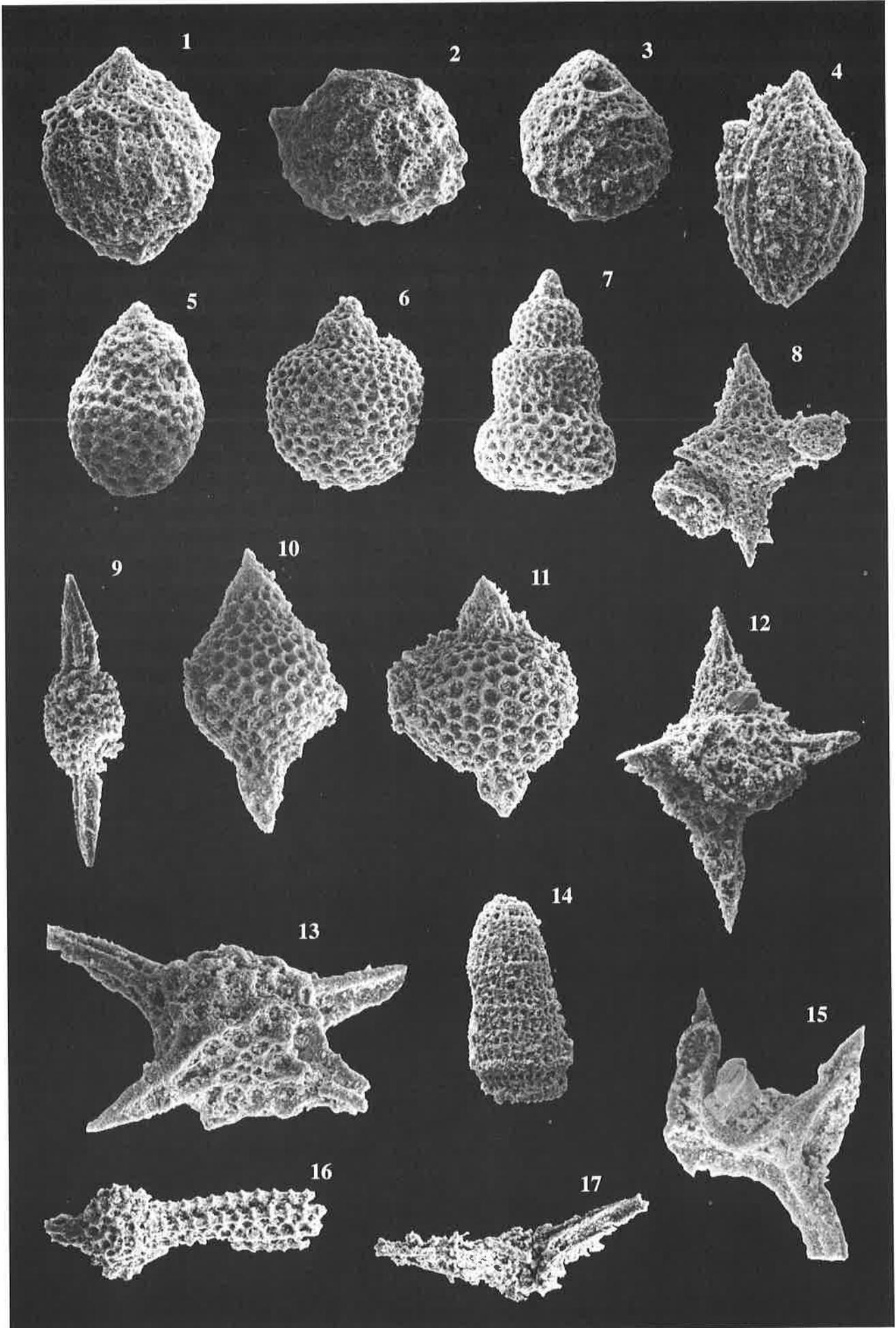


TAVOLA 9

Fotografie al microscopio elettronico a scansione di Radiolaria del Giurassico Superiore (campioni ASVII 1345 e ASVII 1650, Calvello), Membro dell'Acqua Sulfurea, Formazione degli Scisti Silicei, terreni lagonegresi, Appennino meridionale, Italia.

PLATE 9

Scanning electron micrographs of Upper Jurassic (samples ASVII 1345 and ASVII 1650, Calvello) radiolaria from the Acqua Sulfurea Member, Scisti Silicei Formation, Lagonegro Domain, southern Italy.

- 1,2,6. *Zhamoidellum* (?) spp.;
1, ASVII 1345, XXX/126, x292;
2, ASVII 1345, XXIX/93, x292;
6, ASVII 1650, XXXII/13, x233.
- 3,4. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA;
3, ASVII 1345, XXX/21, x292;
4, ASVII 1650, XXXII/28, x292.
5. *Zhamoidellum ventricosum* DUMITRICA; ASVII 1345; XXX/5, x292.
7. *Gongylothorax favosus* DUMITRICA; ASVII 1345; XXIX/74, x292.
8. *Archaeodictyomitra shengi* QUN; ASVII 1345; XXX/26, x292.
- 9,10. *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST);
9, ASVII 1345; XXX/47, x292.
10, ASVII 1650; XXXII/57, x292.
11. *Loopus* (?) *campbelli* QUN; ASVII 1650; XXXII/27, x233.
12. *Loopus* (?) cf. *L. campbelli* sensu QUN; ASVII 1650; XXXII/8, x233.
13. *Eucyrtidiellum* cf. *E. ozaiense* AITA; ASVII 1345; XXIX/81, x408.
14. *Sethocapsa* (?) *zweilii* JUD; ASVII 1650; XXXII/1, x233.
- 15,16. *Cinguloturris cylindra* KEMKIN & RUDENKO;
15, ASVII 1345; XXX/39, x292.
16, ASVII 1650; XXXII/7, x233.

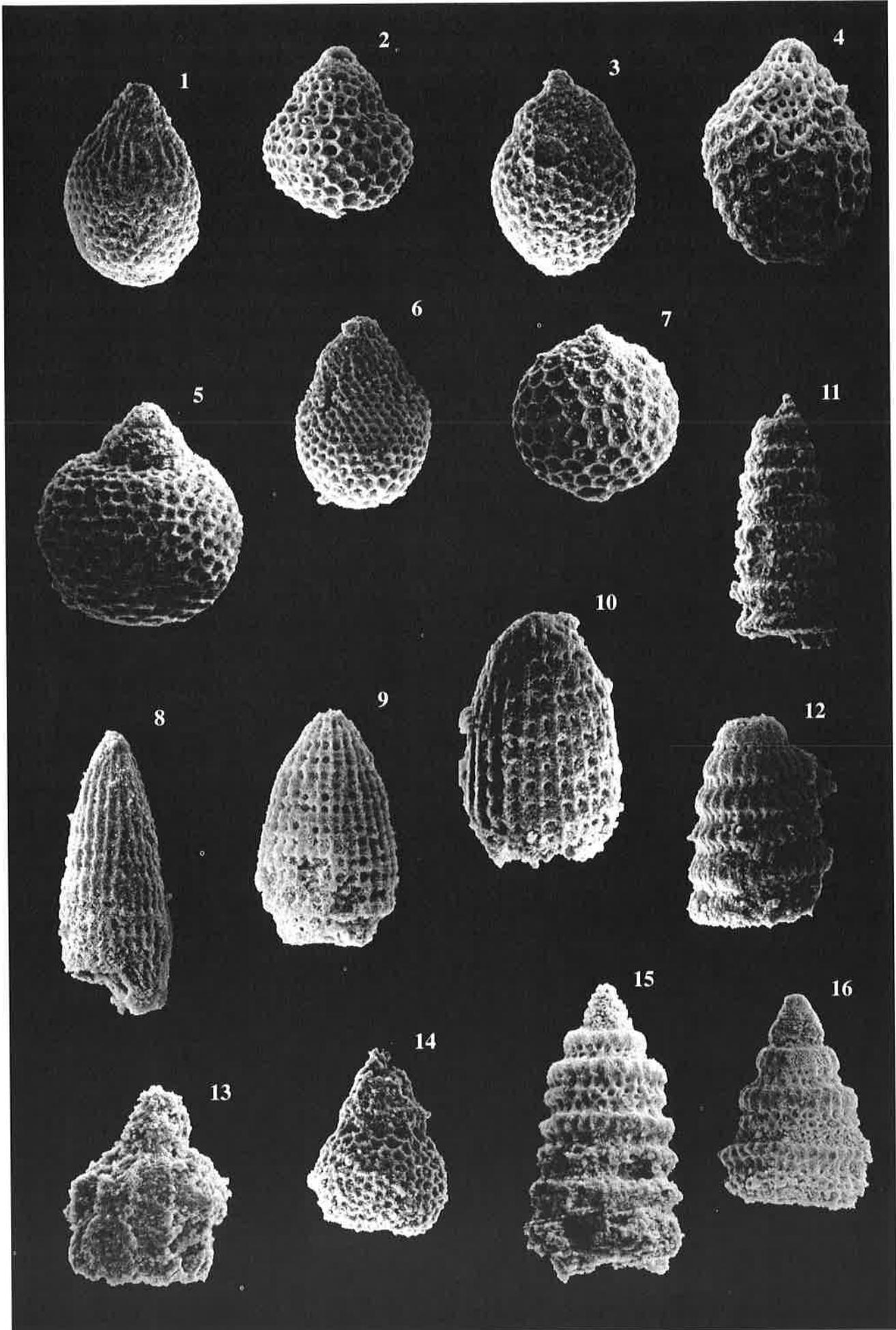


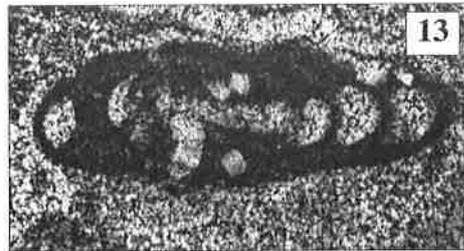
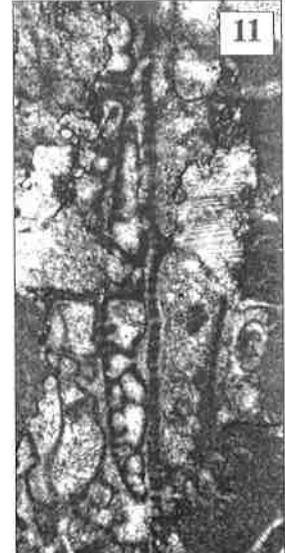
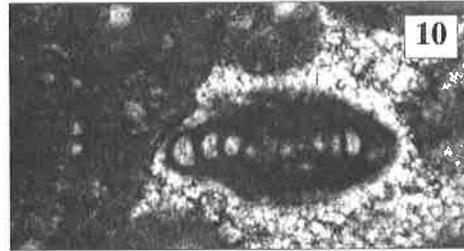
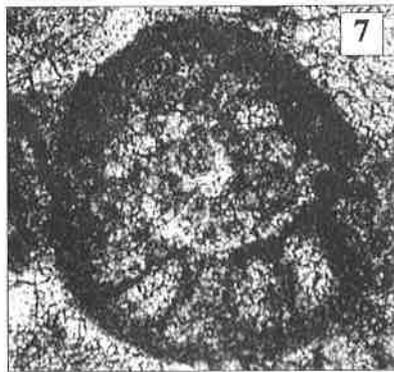
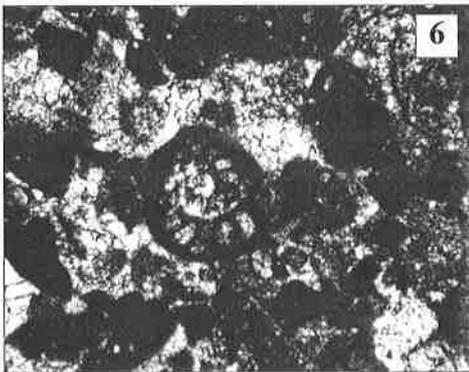
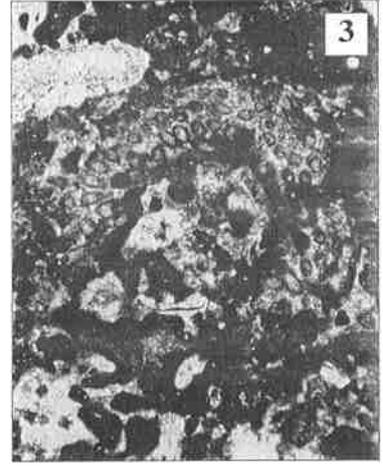
TAVOLA 10

Fotografie al microscopio ottico di sezioni sottili del Giurassico Inferiore-Medio (?) del Membro della Serra (campioni 903-902, 901 e 900, Sasso di Castalda), Formazione degli Scisti Silicei, terreni lagonegresi, Appennino meridionale, Italia. Foraminiferi bentonici e alghe nei calcari ad allochimici detritici (litofacies A1).

PLATE 10

Benthic foraminifera and algae from the Lower-Middle(?) Jurassic, Serra Member (samples 903-902, 901, and 900, Sasso di Castalda), Scisti Silicei Formation, Lagonegro Domain, southern Italy.

1. *Biokovina* sp.; 900- δ ; x44.
2. *Siphovalvulina* sp.; 902- δ , x44.
3. *Paleodasycladus* sp.; 900- κ , x17.
4. *Orbitopsella* sp.; 903- β , x44.
5. *Paleomayncina* sp.; 903- δ , x44.
- 6,7,8. (?)*Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK;
6,7, 902- α ; 6, x44; 7, x112;
8, 903- λ , x44.
- 9,10,12,13. *Ophthalmidium martanum* (FARINACCI);
9,10, 902- δ ; 9, x44; 10, x112;
12,13, 901A- β ; 12, x88; 13, x112.
11. *Thaomatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), 903- β , x44.



- No. 29 DOBMEIER C. 1996. Die variskische Entwicklung des südwestlichen Aiguilles Rouges Massives (Westalpen, Frankreich). 191 pp. 70 text-figs., 18 tables., 1 map.
- No. 30 BAUD A., POPOVA I., DICKINS J.M., LUCAS S. and ZAKHAROV Y. 1997. Late Paleozoic and early Mesozoic circum-Pacific events : biostratigraphy, tectonic and ore deposits of Primoryie (far East Russia). IGCP Project 272. 202 pp., 71 text-figs., 48 pls.
- No. 31 ARMANDO G. 1999. Intracontinental alkaline magmatism : geology, petrography, mineralogy and geochemistry of the Jebel Hayim Massif (Central High Atlas, Morocco). 106 pp. 51 text-figs., 23 tab., 1 map.
- No. 32 DEZES P. 1999. Tectonic and metamorphic evolution of the Central Himalayan Domain in Southeast Zaskar (Kashmir, India). 145 pp., 89 text-figs., 1 map.
- No. 33 AMODEO F. 1999. Il Triassico terminale- Giurassico del Bacino Lagonegrese. Studi stratigrafici sugli Scisti Silicei della Basilicata (Italia meridionale). 160 pp., 50 text-figs., 10 pl.
- No. 34 SAVARY J. and GUEX J. 1999. Discrete biochronological scales and Unitary Associations: Description of the BioGraph computer program. 282 pp. 21 text-figs.

IMPRIMERIE CHABLOZ SA, 1004 LAUSANNE

IMPRIMÉ EN SUISSE

Mémoires de Géologie (Lausanne)

- No. 1* BAUD A. 1987. Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France). 202 pp., 53 text-figs., 29 pls.
- No. 2 ESCHER A., MASSON H. and STECK A. 1988. Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. 11 pp., 1 text-figs., 1 map.
- No. 3* STUTZ E. 1988. Géologie de la chaîne Nyimaling aux confins du Ladakh et du Rupshu (NW-Himalaya, Inde). Evolution paléogéographique et tectonique d'un segment de la marge nord-indienne. 149 pp., 42 text-figs., 11 pls. 1 map.
- No. 4 COLOMBI A. 1989. Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège-Domodossola-Locarno). 216 pp., 147 text-figs., 2 pls.
- No. 5 STECK A., EPARD J.-L., ESCHER A., MARCHANT R., MASSON H. and SPRING L. 1989 Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales. 8 pp., 1 map.
- No. 6 SARTORI M. 1990. L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse). 140 pp., 56 text-figs., 3 pls.
- No. 7 BUSSY F. 1990. Pétrogenèse des enclaves microgrenues associées aux granitoïdes calco-alcalins: exemple des massifs varisque du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et miocène du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie). 309 pp., 177 text-figs.
- No. 8* EPARD J.-L. 1990. La nappe de Morcles au sud-ouest du Mont-Blanc. 165 pp., 59 text-figs.
- No. 9 PILLOUD C. 1991. Structures de déformation alpines dans le synclinal de Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz (massif des Aiguilles Rouges, Valais). 98 pp., 59 text-figs.
- No. 10* BAUD A., THELIN P. and STAMPFLI G. 1991. (Eds.). Paleozoic geodynamic domains and their alpidic evolution in the Tethys. IGCP Project No. 276. Newsletter No. 2. 155 pp.
- No. 11 CARTER E.S. 1993 Biochronology and Paleontology of uppermost Triassic (Rhaetian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada. 132 pp., 15 text-figs., 21 pls.
- No. 12* GOUFFON Y. 1993. Géologie de la «nappe» du Grand St-Bernard entre la Doire Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste -Italie). 147 pp., 71 text-figs., 2 pls.
- No. 13 HUNZIKER J.C., DESMONS J., and HURFORD A.J. 1992. Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. 59 pp., 18 text-figs., 7 maps.
- No. 14 SPRING L. 1993. Structures gondwaniennes et himalayennes dans la zone tibétaine du Haut Lahul-Zaskar oriental (Himalaya indien). 148 pp., 66 text-figs., 1 map.
- No. 15 MARCHANT R. 1993. The Underground of the Western Alps. 137 pp., 104 text-figs.
- No. 16 VANNAY J.-C. 1993. Géologie des chaînes du Haut-Himalaya et du Pir Panjal au Haut-Lahul (NW-Himalaya, Inde). Paléogéographie et tectonique. 148 pp., 44 text-figs., 6 pls.
- No. 17* PILLEVUIT A. 1993. Les blocs exotiques du Sultanat d'Oman. Evolution paléogéographique d'une marge passive flexurale. 249 pp., 138 text-figs., 7 pls.
- No. 18 GORICAN S. 1994. Jurassic and Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Budva Zone (Dinarides, Montenegro). 120 pp., 20 text-figs., 28 pls.
- No. 19 JUD R. 1994. Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolaria of the Western Tethys. 147 pp., 29 text-figs., 24 pls.
- No. 20 DI MARCO G. 1994. Les terrains accrés du sud du Costa Rica. Evolution tectonostratigraphique de la marge occidentale de la plaque Caraïbe. 166 pp., 89 text-figs., 6 pls.
- No. 21* O'DOGHERTY L. 1994. Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). 415 pp., 35 text-figs., 73 pls.
- No. 22 GUEX J. and BAUD A. (Eds.). 1994. Recent Developments on Triassic Stratigraphy. 184 pp.
- No. 23 BAUMGARTNER P.O., O'DOGHERTY L., GORICAN S., URQUHART E., PILLEVUIT A. and DE WEVER P. (Eds.). 1995. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. 1162 p.
- No. 24 REYMOND B. 1994. Three-dimensional sequence stratigraphy offshore Louisiana, Gulf of Mexico (West Cameron 3D seismic data). 215 pp., 169 text-figs., 49 pls.
- No. 25 VENTURINI G. 1995. Geology, Geochronology and Geochemistry of the Inner Central Sezia Zone. (Western Alps - Italy). 183 pp. 57 text-figs, 12 pls.
- No. 26 SEPTFONTAINE M., BERGER J.P., GEYER M., HEUMANN C., PERRET-GENTIL G. and SAVARY, J. 1995. Catalogue des types paléontologiques déposés au Musée Cantonal de Géologie, Lausanne. 76 pp.
- No. 27 GUEX, J. 1995. Ammonites hettangiennes de la Gabbs Valley Range (Nevada, USA). 130 pp., 22 figs., 32 pl.
- No. 28 HÜRLIMANN A., BESSON-HURLIMANN A and MASSON H. 1995. Stratigraphie et tectonique de la partie orientale de l'écaïlle de la Gummfluh (Domaine Briançonnais des Préalpes). 132 pp. 62 text-figs., 39 pl., 6 maps.

*: out of print (continued inside)

Order from **Institut de Géologie et Paléontologie,
Université de Lausanne. BFSH-2. CH-1015, SWITZERLAND.**

<http://www-sst.unil.ch/publications/memoires.htm>

Fax: (41) 21-692.43.05

Bank Transfer: Banque Cantonale Vaudoise 1002 Lausanne

Account Number: **C.323.52.56** Institut de Géologie, rubrique: Mémoires

Price CHF 30 per volume except volume 23 (CHF 100). The price doesn't include postage and handling.

- Please do not send check -