AGGIORNAMENTI BIOCRONOLOGICI E NUOVE INTERPRETAZIONI AMBIENTALI SUL PALEOCENE-EOCENE DELLA BRIANZA (LOMBARDIA)

I. PREMOLI SILVA (*), F. TREMOLADA (**), D. SCIUNNACH (***) & G. SCARDIA (****)

*Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio", Università degli Studi di Milano, via Mangiagalli 34, Milano
**RPS Energy, RPS Group PLC, Goldswoth House, Denton Way, Goldsworth Park, Woking GU21 3LG, UK
***Regione Lombardia, via Rosellini 17, Milano
****Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione Milano-Pavia, via Bassini 15, Milano

RIASSUNTO - Le successioni sedimentarie del Paleocene ed Eocene lombardo sono state oggetto di nuove ricerche a supporto della stesura della Nuova Carta Geologica al 50.000 della Regione Lombardia (Progetto CARG). I nuovi studi hanno permesso di individuare e cartografare alcune unità litostratigrafiche (Formazioni di Brenno, Tabiago e ~~di~~ Cibrone), precedentemente considerate appartenenti alla Scaglia, e di inquadrarle negli schemi biostratigrafici recenti integrando i dati sul plancton calcareo (foraminiferi e nannofossili). La Formazione di Tabiago consiste di marne e calcari pelagici varicolori con alcune intercalazioni torbiditiche contenenti, nella parte superiore, foraminiferi bentonici di mare basso risedimentati. L'età è compresa tra il Paleocene inferiore (Zona a foraminiferi P1b, Zona a nannofossili NP2) e l'Eocene Medio (Zona a foraminiferi P12, Zona a nannofossili NP15). Le prime zone del Paleocene (P0, *P. eugubina*, e P1a) sono in lacuna. La Formazione di Cibrone, rappresentata da affioramenti sparsi, consiste di marne e marne siltose grigiastre con subordinate areniti ed ha un'età medio eocenica (Zona P12, Zone NP15-NP16). La porzione paleocenica della Formazione di Tabiago, affiorante lungo la SS 36 Milano-Lecco, è caratterizzata da un'alternanza ritmica di coppie di marne più erodibili e di calcari più resistenti all'erosione. Al fine di comprendere il significato paleoambientale di questi cicli ripetitivi (o coppie) si è proceduto ad un studio multidisciplinare: per ogni semicoppia si sono analizzati quantitativamente, a) l'abbondanza e composizione dell'associazione a foraminiferi planctonici, b) il grado di bioturbazione e c) il contenuto in carbonato di calcio. Nelle semicoppie marnose la fauna a foraminiferi è relativamente povera ma arricchita in esemplari del genere *Subbotina*, un indicatore di acque mediamente ricche in nutrienti e di temperature medio fredde. Nelle semicoppie calcaree la fauna è dominata da taxa del genere *Morozovella*, un indicatore di acque tropicali calde con bassi tassi di nutrienti.

Una possibile interpretazione dei ritmi sedimentari suggerisce che le semicoppie marnose si siano depositate in periodi di alta stagionalità: una accentuata stagionalità porta a una vigorosa circolazione delle masse d'acqua inducendo un arricchimento in nutrienti nelle acque superficiali e buona ossigenazione al fondo. Al contrario, le semicoppie calcaree si sono depositate in periodi di bassa stagionalità, che induce una circolazione lenta e un depauperamento in nutrienti delle acque superficiali. Al fine di valutare le possibili periodicità che hanno causato la ciclicità osservata, è stata condotta un'analisi spettrale su centinaia di dati quantitativi relativi alla composizione e distribuzione delle fauna a foraminiferi planctonici e al contenuto percentuale del carbonato di calcio. Le periodicità sono risultate in accordo con le frequenze milankoviane per i cicli di precessione (21 ky), obliquità (41 ky) ed eccentricità corta (100 ky), seppure il segnale più forte sia associato all'obliquità.

ABSTRACT - Detailed investigations carried out in support of the new Italian geological map at the scale 1:50 000 (CARG Project) resulted in the definition of new formal lithostratigraphic units (Brenno Fm, Tabiago Fm, Cibrone Fm) within the previously undifferentiated Scaglia and in the first integrated studies on calcareous plankton, including calcareous nannofossils. The Tabiago Formation consists of marls and pelagic limestones with some intercalations of turbidites containing large shallow-water displaced foraminifera in the upper part. Its age ranges from the Early Paleocene (foraminiferal Zone P1b, nannofossil Zone NP2) to the Middle Eocene (foraminiferal Zone P12, nannofossil Zone NP15). The lowermost biozones of the Paleocene (P0, Pα=*P. eugubina*, and P1a) are missing. The Cibrone Formation is represented by scattered outcrops and consists of marls and silty marls with minor arenites. Its age is Middle Eocene (Zone P12, Zone NP15-NP16). The Paleocene portion of the well-exposed Tabiago section is characterized by alternating couplets of soft marls and hard limestones. A multidisciplinary investigation was undertaken in order to understand the environmental significance of these repetitive cycles. Abundance and composition of the planktonic foraminiferal populations, degree of bioturbation, and calcium carbonate content were measured. In the marly semicouplet the fauna is relatively poor; it is enriched in specimens of the genus *Subbotina*, an indicator of nutrient-rich, colder waters. In the calcareous semicouplet the fauna is enriched in taxa of the genus *Morozovella*, an indicator of warm, nutrient-poor tropical waters. A possible interpretation of the sedimentary rhythms is that the marly interbeds were deposited in periods of high seasonality, when enhanced circulation brings nutrient enrichment at the surface and good ventilation at the bottom. On the contrary, the calcareous interbeds were deposited at times of low seasonality with sluggish circulation and nutrient-poor surface waters. In order to evaluate the possible extra-terrestrial forcing of the observed cyclicity, a spectral analysis was carried out on hundreds of quantitative data concerning foraminiferal composition and carbonate content.

The Milankovitch frequency for precession (21 ky), obliquity (41 ky) and short excentricity (100 ky) cycles were recorded with the strongest signal related to obliquity.

Parole Chiave: Biocronologia, Plancton calcareo , Paleocene-Eocene, Ciclostratigrafia
Key Words: Biochronology, Calcareous Plankton, Paleocene-Eocene, Cyclostratigraphy

1. Introduzione e inquadramento geologico

Il Cretacico e Paleogene della Brianza sono stati oggetto di studio a partire dalla fine del 1800 (De Alessandri 1899), a cui sono seguiti i lavori di Geranzani (1949), Schweighauser (1953), Venzo (1954), Cita (1955) e Franchino (1958). In Venzo (1954) e Cita (1955) per la prima volta viene menzionata la presenza del Paleocene inferiore identificato sulla base delle faune a foraminiferi planctonici. Sullo slancio dei lavori di Bolli & Cita (1960a,b), dedicati alla sezione di Paderno d'Adda e al suo contenuto in foraminiferi planctonici dal Maastrichtiano all'Eocene medio, Premoli Silva & Luterbacher (1966) hanno presentato i risultati di uno studio ad alta risoluzione sul limite Cretacico/Paleogene (K/Pg) in varie località delle Alpi Meridionali incluse alcune briantee.

Le successioni lombarde del Paleocene ed Eocene sono state oggetto di nuove ricerche in supporto alla stesura della nuova Carta Geologica al 50.000 (Progetto CARG). Sono state formalizzate nuove unità litostratigrafiche inquadrate negli schemi biostratigrafici più recenti basati sul plancton calcareo (foraminiferi e nannofossili).

L'area di studio si colloca nel Foglio 96 "Seregno" in scala 1:50 000 al margine delle Alpi Meridionali, nella zona collinare della Brianza (Fig. 1), dove intorno al limite Cretacico/Paleogene (K/Pg) si ha una sedimentazione prevalentemente pelagica (Premoli Silva & Luterbacher 1966; Poletti et al. 2004). La successione sedimentaria delle Alpi Meridionali si è depositata sul margine passivo della microplacca Adria-Apula, dove una crosta continentale assottigliata fronteggiava la Tetide Alpina giurassica. Il margine passivo si evolve a partire dal Sinemuriano in concomitanza con il *break-up* della Tetide Alpina (Bernoulli 1964; Bertotti et al. 1993). Tra il Baiociano e l'Aptiano, per la pronunciata subsidenza termica, il tasso di sedimentazione si riduce come testimoniato dalla deposizione di fanghi a radiolari (radiolariti) e a nannoconidi (Maiolica) (Winterer & Bosellini 1981; Baumgartner et al. 1995). Dopo uno stadio di risedimentazione intrabacinale durante l'Albiano, a partire dal Cenomaniano si ha la deposizione di una successione flyschioide, con spessori fino a 2,5 km, alimentata dai primi sollevamenti orogenici alpini (*early orogenic wedge of the Alpine belt*) (Bersezio et al. 1993).

La deposizione clastica dell'ultima unità flyschioide del Cretacico (Flysch di Bergamo) si attenua gradualmente nel Campaniano superiore (Zona a *Globotruncanita calcarata*, Kleboth 1982), quando riprende la sedimentazione pelagica.

Sebbene in generale la successione pelagica briantea post-campaniana ricordi le facies della *Scaglia*, ben nota in Appennino e nelle Alpi Meridionali orientali (Veneto e Trentino), la suddivisione in unità formalizzate proprie della *Scaglia* (*Scaglia Bianca*, *Rossa*, e *Cinerea*: Cita Sironi et al. 2006) non è applicabile per la Brianza. Per cui, seguendo la suddivisione litostratigrafica proposta da Kleboth (1982), nella successione pelagica briantea sono state riconosciute inferiormente la Formazione di Brenno, seguita dalla Formazione di Tabiago, sopra la quale è stata individuata una nuova unità, la Formazione di Cibrone.

La Formazione di Brenno (Tremolada et al. 2008; = "Piano di Brenno" *auctorum*) raggiunge uno spessore di 200 m e consiste di marne calcaree e calcari micritici bianco-rosati e subordinati livelli clastici (Kleboth 1982). Marne e calcari sono comunemente organizzati in coppie ritmiche, probabilmente dovute a fluttuazioni, in risposta al controllo orbitale, nel contenuto di plancton calcareo (abbondanti i foraminiferi planctonici) e nel flusso in argilla da aree emerse. Sono diffusi sottili livelli di areniti ibride a quarzo, mica bianca, con frammenti carbonatici, selciosi e di rocce granitoidi, mentre conglomerati siliciclastici sono limitati a un singolo livello spesso ~1 m a Tabiago (Premoli Silva & Luterbacher 1966). In livelli grossolani, che contraddistinguono il limite transizionale con il sottostante Flysch di Bergamo, è stato anche rinvenuto un livello ricco in *Inoceramus* (campione TT 8; Fig. 2) che suggerisce trasporto dalla piattaforma continentale.

La Formazione di Tabiago, come definita da Kleboth (1982), è caratterizzata da una successione emipelagica cenozoica con uno spessore di 130 m nella sezione di Tabiago, dove il limite superiore non è esposto. La parte inferiore della formazione consiste in marne calcaree a calcari marnosi di colore da rossastro, rosato, grigiastro a variegato, organizzati in alternanze cicliche con marne argillose (Poletti et al. 2004). La porzione mediana della sezione è costituita da una unità marnosa di 11 m di spessore (*marly bank* in Poletti et al. 2004), a cui si sovrappongono livelli torbiditici per 20 m di spessore (Fig. 2). Queste torbiditi sono organizzate in livelli per lo più decimetrici di calciruditi fini a calcareniti grossolane contenenti abbondanti grandi foraminiferi bentonici di mare basso (*Assilina*, *Asterocyclina*, *Discocyclina*, *Nummulites*, *Operculina* ecc.; Fig. 3) e subordinatamente glauconite e fosfati, legati a trasporto lungo la scarpata. In assenza di successioni continue della porzione superiore, lo spessore complessivo della Formazione di Tabiago è stato stimato in circa 300 m.

La Formazione di Tabiago passa superiormente con limite netto, peraltro visibile in un solo affioramento nei pressi di Cibrone, a marne argillose e siltose grigie con frequenti intercalazioni di strati arenitici pluricentimetrici, che secondo Gavazzi et al. (2003) non sono riconducibili, nemmeno genericamente, a facies di *Scaglia.* Per questi sedimenti marnosi,

affioranti discontinuamente per circa 100 metri lungo una piccola incisione nei pressi di Ceresa di Cibrone, è stata istituita la nuova Formazione di Cibrone (Fig. 4), il cui nome integra e dettaglia al rango formazionale il termine informale di "Gallare Marls" utilizzato dall' ENI/AGIP per facies identiche e coeve recuperate in sottosuolo (Di Giulio et al. 2001; Gavazzi et al. 2003).

In base ai dati biostratigrafici noti in letteratura (Premoli Silva & Luterbacher 1966; Kleboth 1982), la Formazione di Brenno è databile al Campaniano superiore-Maastrichtiano superiore (Zone da *Globotruncanita calcarata* ad *Abathomphalus mayaroensis*), mentre la Formazione di Tabiago ha un'età compresa tra il Paleocene e l'Eocene Medio (Zone da *Parasubbotina pseudobulloides* a ? *Hantkenina aragonensis*). Il limite formazionale tra le due unità coincide con il limite K/Pg (Kleboth 1982). Una lacuna stratigrafica è stata riconosciuta nella parte basale del Paleocene (Premoli Silva & Luterbacher 1966; Kleboth 1982). Per la Formazione di Cibrone le analisi biostratigrafiche basate sui foraminiferi planctonici (Premoli Silva & Luterbacher 1966; Gavazzi et al. 2003) e sui nannofossili calcarei (Gavazzi et al. 2003) indicano un'età medio eocenica (Luteziano).

Il tasso di sedimentazione decresce marcatamente in coincidenza del limite K/Pg, con un tasso di ~20 m/my per la Formazione di Brenno (spessore non decompattato), e di ~10 m/my per la Formazione di Tabiago. Nel dominio pelagico tale decremento nel tasso di sedimentazione indicherebbe una riduzione della produttività carbonatica, in seguito alla crisi biotica al limite K/Pg, e/o la presenza di lacune. Durante la deposizione della Formazione di Cibrone il tasso di sedimentazione sembra crescere nuovamente per l'incremento degli apporti silicoclastici extra-bacinali, anche se la discontinuità degli affioramenti lascia margini di dubbio nella stima degli spessori.

2. Biostratigrafia a plancton calcareo

Nell'ambito del progetto CARG, è stato riesaminato in alta risoluzione il contenuto in plancton calcareo (foraminiferi e nannofossili) delle Formazioni di Tabiago e di Cibrone alla luce degli importanti progressi ottenuti negli ultimi decenni grazie agli studi dettagliati, anche da un punto di vista evolutivo, su questo gruppo in successioni pelagiche complete e continue recuperate dall'esplorazione oceanica.

La rapida evoluzione del plancton calcareo, scandita da comparse e in minor numero scomparse di taxa spesso in successione serrata e integrate alla magnetostratigrafia, permette oggi un grado di risoluzione temporale molto elevato dell'ordine di circa 100.000 anni in certi intervalli tempo. Inoltre, i foraminiferi planctonici, per la tipicità dei loro profili e tipi di parete, possono essere riconosciuti anche bidimensionalmente in sezione sottile con un grado di risoluzione molto prossimo a quello ottenibile con l'analisi tridimensionale degli stessi (Fig. 5). Per quanto riguarda le torbiditi intercalate nelle pelagiti (Fig. 2) la loro datazione si basa sui grandi foraminiferi ridepositati dalla piattaforma (vedi Fig. 3).

2.1 *Formazione di Tabiago*

Lo studio biostratigrafico è stato condotto principalmente sulla sezione di Tabiago, esposta sui due lati della superstrada Milano-Lecco in prossimità dell'abitato di Tabiago (Fig. 2, da Tremolada et al. 2008). La successione esaminata copre l'intervallo dalla Zona a nannofossili CC23b alla Zona NP10 con una età compresa tra il Maastrichtiano inferiore e l'Eocene Inferiore.

I dati più significativi riguardano i nannofossili calcarei a partire dal limite Cretacico/Paleogene (K/Pg) fino al tetto della sezione, mentre per quanto riguarda i foraminiferi planctonici i nuovi dati non si discostano sostanzialmente da quelli conosciuti in letteratura (Premoli Silva & Luterbacher 1966; Kleboth 1982; Poletti et al. 2004).

Per quanto riguarda il limite K/Pg, il tetto della Formazione di Brenno è stato attribuito alla Zona a nannofossili CC25c per la presenza di *Micula murus* associata ad abbondanti *Micula*. Il livello successivo (TT 33) contiene alla base una associazione priva di taxa cretacici e dominata da *Braarudosphaera* e *Thoracosphaera*. L'acme di questi taxa è leggermente posteriore al limite K/Pg, come osservato in numerose successioni delle basse latitudini (Perch-Nielsen 1969; Seyve 1990; Gardin & Monechi 1998) e ha permesso di individuare la Zona NP1 di Martini (1971). Poiché non è stata osservata la presenza di *Nephrolithus frequens* e *Micula prinsii*, si può dedurre che l'intera Zona CC26 e probabilmente la parte alta della Sottozona CC25c a Tabiago sono in lacuna, anche se non si può escludere totalmente di essere in presenza di un intervallo estremamente condensato. Secondo la scala tempo di Hardenbol et al. (1998) il possibile hiatus potrebbe avere una durata di 1.15 milioni di anni.

La parte alta del livello TT 33, sempre del Paleocene basale, contiene una associazione tipica della Zona a nannofossili NP2 incluse le specie indice *Cruciplacolithus primus* e *Cruciplacolithus tenuis* (Martini 1971). L'assenza di *Neobiscutum romeinii* e *Neobiscutum parvulum* indica la presenza di una ulteriore lacuna o di un livello estremamente condensato che ha interessato la parte superiore della Zona a nannofossili NP1.

Contrariamente ai nannofossili, la ricca fauna a foraminiferi planctonici non mostra differenze a cavallo del livello sopracitato, e per la presenza di *Subbotina triloculinoides* e rare *Praemurica inconstans* è attribuibile alla Sottozona P1b della Zona P1 (Olsson et al. 1999). Questo sta ad indicare, in accordo con Premoli Silva & Luterbacher (1966), che le Zone P0, Pα (=Zona a *Parvularugoglobigerina eugubina*) e la Sottozona P1a sono assenti a Tabiago confermando la lacuna indicata dai nannofossili.

Il rinvenimento degli indici di zona in successione stratigrafica, rispettivamente *Chiasmolithus danicus, Ellipsolithus macellus, Fasciculithus tympaniformis*, *Heliolithus kleinpellii, Discoaster mohleri, Heliolithus riedelii*, *Discoaster nobilis*, *Discoaster multiradiatus* e *Discoaster diastypus*, ha permesso di identificare le Zone a nannofossili dalla

NP3 alla NP10. Tuttavia, la posizione dei limiti tra le Zone a nannofossili NP4 e NP5 e tra NP9 e NP10 non ha potuto essere identificata in modo preciso per la cattiva esposizione dei relativi intervalli impedendo di fatto il riconoscimento di ulteriori lacune o livelli condensati. Inoltre, non è stato possibile identificare l'associazione a nannofossili che caratterizza il Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM) al tetto della Zona NP9. Potrebbe trattarsi di un'altra lacuna.

Per quanto riguarda le faune a foraminiferi planctonici, la successione delle zone paleoceniche risulta completa dalla Sottozona P1b alla Zona P6 dell'Eocene inferiore, tuttavia il loro grado di risoluzione, molto più lasso rispetto ai nannofossili, non permette di confermare o escludere la presenza di possibili lacune.

Sopra la sezione studiata, la Formazione di Tabiago affiora in modo discontinuo eccetto in prossimità del limite con la sovrastante Formazione di Cibrone (vedi Fig. 4). Essa si estende fino all'Eocene Medio e il tetto è compreso nella Zona a nannofossili NP15 di Martini (1971) e cade nella porzione inferiore della Sottozona CP13c di Okada & Bukry (1980), identificata per la scomparsa di *Chiasmolithus gigas*.

2.2 *Formazione di Cibrone*

La Formazione di Cibrone è riferita all' Eocene Medio (Luteziano), la cui base è sempre attribuibile alla Sottozona CP13c di Okada & Bukry (1980). Al di sopra, la comparsa di *Reticulofenestra umbilica* (>12 μm) e di *Discoaster bifax* ha permesso di identificare la Sottozona CP14a e la Zona NP16 di Martini (1971). La presenza costante di *Chiasmolithus solitus* e *Sphenolithus furcatulithoides* indica che la Sottozona CP14a si estende fino all'ultimo affioramento campionabile.

L'associazione a foraminiferi planctonici è molto monotona. La costante, talvolta abbondante, presenza di esemplari appartenenti al genere *Globigerinatheka* in assenza di *Morozovella aragonensis* è indicativa della Zona P12. Tale attribuzione è confermata dalla presenza di *Hantkenina dumblei*, *Morozovelloides crassatus* e *Turborotalia pomeroli*. Inoltre, la presenza di *Guembelitriodes nuttalli* in assenza di *Turborotalia cerroazulensis* starebbe ad indicare la parte inferiore della Zona P12 (Pearson et al. 2006). Tale attribuzione è congruente con l'identificazione della Zona a nannofossili calcarei NP 16.

3. Ciclicità e interpretazione paleoambientale

Parte della successione paleocenica della Formazione di Tabiago mostra in affioramento alternanze ritmiche di marne più erodibili e di calcari più resistenti all'erosione (vedi Fig. 6).

Al fine di comprendere la natura di queste alternanze (o coppie) si è proceduto allo studio multidisciplinare di un segmento di 42,5 m della sezione di Tabiago scelto per la perfetta esposizione delle coppie. Le coppie sono costituite dall'alternanza ritmica di calcari marnosi e marne argillose con uno spessore medio di 18,5 cm e variabile da un minimo di 1

cm a 67 cm. Lo spessore delle semicoppie marnose è maggiore delle semicoppie calcaree, rispettivamente di 10 cm e 8,5 cm. Nella parte mediana del segmento è presente una unità marnosa omogenea di 11 m di spessore ("*marly bank*" di Poletti et al. 2004) dove le coppie tendono a perdere la loro identità per riapparire alla sommità della sezione. Direttamente al di sopra questa unità marnosa si osservano numerosi livelli torbiditici per circa 8 m.

Lo studio qualitativo e quantitativo è stato condotto in continuità su acetati stimando le percentuali in abbondanza per cm^2 secondo i diagrammi di Baccelle & Bosellini (1965). Le microfacies delle coppie pelagiche sono rispettivamente *mudstone* e *wackestone* a nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici, fortemente bioturbate. Da un punto di vista biostratigrafico nel segmento analizzato sono state riconosciute le Zone/Sottozone a foraminiferi planctonici P1c (0.61 cm), P2 (4,8 m), P3a (4,02 m), P3b (10,53 m) e P4 (22.78 m). Il tasso di sedimentazione, sottratti gli spessori dei livelli torbiditici, utilizzando la scala tempo di Berggren et al. (1995) è stato stimato in 0,93 cm/ky. Non essendo state osservate evidenze importanti di alterazione diagenetica, i cicli rispecchiano un segnale deposizionale primario, in accordo con il buono stato di conservazione delle microfaune.

Sono stati analizzati quantitativamente i parametri sedimentologici e micropaleontologici più significativi e le loro variazioni in semicoppie adiacenti, in particolare a) l'abbondanza e composizione dell'associazione a foraminiferi planctonici, b) il grado di bioturbazione, c) il contenuto in carbonato di calcio, d) le dimensioni dei nannofossili calcarei, e) lo spessore delle coppie marne-calcari.

La Figura 7 mostra che l'abbondanza dei foraminiferi planctonici (tra 1% a 25%) è in fase con il contenuto in carbonato di calcio, il quale è del 67% nelle semicoppie calcaree e del 52% in quelle marnose. L'abbondanza dei planctonici è del 12,5 % nelle semicoppie calcaree e solo del 7% nelle semicoppie marnose. Nel "*marly bank*" la percentuale dei planctonici è in media del 5%. L'associazione faunistica è risultata molto simile in entrambe le litologie e composta principalmente da esemplari dei generi *Morozovella* e *Subbotina* (vedi Fig. 6) e subordinatamente globanomaline e heterohelicidi. Tuttavia, nella semicoppia calcarea la fauna a foraminiferi è dominata da taxa del genere *Morozovella*, un indicatore caldo tipico delle acque tropicali con bassi tassi di nutrienti, mentre nella semicoppia marnosa la fauna a foraminiferi è povera ma arricchita in esemplari del genere *Subbotina*, indicatore di acque mediamente ricche in nutrienti e di temperature medio fredde. Nelle semicoppie marnose sono presenti anche percentuali più alte di globanomaline ad habitat profondo. Il rapporto *Subbotina/Morozovella* è di 2,5 nei calcari e di 4 nelle marne. Il cambiamento delle faune al limite tra le due litologie è brusco sia qualitativamente che quantitativamente, senza passaggi graduali. Lo studio, seppur non approfondito, dei nannofossili calcarei su alcuni campioni pilota ha messo in luce che a parità di composizione i nannofossili nelle semicoppie marnose hanno dimensioni minori (6 μm) rispetto alle semicoppie calcaree (9-13 μm). Sebbene sia

necessaria una verifica più approfondita, le fluttuazioni delle dimensioni dei nannofossili, essendo in fase con le variazioni dei foraminiferi, rappresentano un segnale primario.

Il solo meccanismo in grado di spiegare i ritmi litologici osservati è la variazione ciclica della produttività carbonatica risultante da periodi alternativamente di più alta o più bassa produzione di carbonato da parte del nannoplancton calcareo rispettivamente di maggiori o minori dimensioni. Secondo Berger et al. (1989) in condizioni marine normali la produttività carbonatica è correlabile con bassa fertilità, ovvero a condizioni oligotrofiche nelle acque superficiali.

Tenendo presente che le faune planctoniche sono alternativamente dominate da forme calde e fredde, è ragionevole pensare che il motore primario in grado di generare le fluttuazioni registrate dai parametri studiati (foraminiferi, nannofossili, carbonato di calcio ecc.) sia l'alternanza di differenti condizioni climatiche. E' noto che i cicli orbitali (eccentricità corta, obliquità, precessione) controllano le modalità di insolazione e quindi la risposta climatica del Sistema Terra. A sua volta il clima dovrebbe variare tra condizioni di bassa e alta stagionalità, le quali interagiscono con e controllano i parametri paleoambientali.

Una accentuata stagionalità porta a una vigorosa circolazione delle masse d'acqua inducendo un arricchimento in nutrienti nelle acque superficiali e buona ossigenazione al fondo. L'arricchimento in nutrienti favorisce la proliferazione degli indicatori di fertilità, ovvero i piccoli placoliti. Nelle acque superficiali, più fredde per la risalita di acque profonde, si espande la nicchia ecologica di *Subbotina*, adattata appunto a temperature minori, a scapito della nicchia ecologica di *Morozovella*, adattata a temperature maggiori e condizioni più oligotrofiche. I dati, quindi, indicano acque superficiali fertili per le semicoppie marnose, mentre condizioni opposte caratterizzano le semicoppie calcaree: bassa stagionalità, lenta circolazione e depauperamento di nutrienti nelle acque superficiali.

Al fine di valutare le possibili periodicità orbitali che hanno controllato le ciclicità osservate è stata condotta un'analisi spettrale, utilizzando l'algoritmo FFT (Fast Fourier Transform), sulla distribuzione delle faune a foraminiferi planctonici e del contenuto percentuale del carbonato di calcio. Gli spettri di frequenza rivelano che l'abbondanza dei foraminiferi planctonici ed il contenuto in CaCO3 variano secondo i parametri orbitali. In particolare, le periodicità rinvenute rispecchiano i rapporti 1:2:5 predetti dalla Teoria di Milankovitch e quindi sono in accordo con le frequenze milankoviane per i cicli di eccentricità corta (100 ka), obliquità (41 ka) e precessione (18-23 ka). A Tabiago il segnale più forte è associato all'obliquità, come osservato in altri intervalli tempo. Questo paradosso è probabilmente attribuibile alla risposta del pianeta a un segnale reperibile alle basse latitudini solo quando le condizioni climatiche od oceaniche sono particolarmente favorevoli alla sua trasmissione.

4. Considerazioni conclusive

La successione paleocenica-eocenica della Brianza è importante stratigraficamente nonostante la limitatezza degli affioramenti ad eccezione dell'affioramento artificiale lungo la Statale SS 36 – Milano-Lecco e di piccole incisioni nei pressi dell'abitato di Cibrone. Trattandosi di sedimenti pelagici-emipelagici lo studio micropaleontologico del plancton calcareo (nannofossili e foraminiferi) è stato essenziale al fine delle datazioni.

Le ricerche di dettaglio condotte nell'ambito del progetto CARG (Foglio Seregno) hanno permesso di individuare e cartografare tre unità litostratigrafiche di natura pelagica precedentemente riferite alla Scaglia. Mentre gli studi precedenti si basarono essenzialmente sulla biostratigrafia a foraminiferi planctonici, lo studio - sugli stessi campioni – anche del nannoplancton calcareo ha permesso di aumentare la risoluzione biocronologica e di individuare lacune di breve durata, specialmente nel Paleocene basale.

Uno studio mirato sulla ciclicità riscontrata nella successione paleocenica di Tabiago, con alternanze regolari di livelli calcarei e intervalli marnosi è risultato di grande interesse. Si tratta di cicli milankoviani riportabili alla astrociclostratigrafia, con predominanza del segnale legato all'obliquità. L'interpretazione è che gli intervalli calcarei corrispondano a periodi di bassa stagionalità, alta produttività carbonatica e ridotta circolazione oceanica, mentre gli intervalli marnosi corrispondano a periodi di alta stagionalità, minore produttività carbonatica e vigorosa circolazione oceanica.

La disponibilità di una sezione stratigrafica descritta con dettaglio centimetrico, e di campionature per foraminiferi planctonici e nannoplancton calcareo di dettaglio confrontabile, hanno consentito di riconoscere, datare e correlare la testimonianza di processi orbitali, di eventi biologici globali (crisi K/Pg) e degli effetti, rilevabili a scala di bacino, dell'attività tettonica che avrebbe condotto alle fasi collisionali dell'Orogenesi Alpina.

BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Agnini C., Fornaciari E., Raffi I., Rio D., Röhl U. & Westerhold T. (2007) - High-resolution nannofossil biochronology of middle Paleocene to early Eocene at ODP Site 1262: Implications for calcareous nannoplankton evolution. *Marine Micropaleontology*, **64**: 215–248

Baccelle L. & Bosellini A. (1965) - Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale delle rocce sedimentarie. *Annali Università di Ferrara*, sez. 9, **1/3**: 59-87.

Baumgartner P.O., Martire L., Gorican S., O'Dogherty L., Erba E. & Pillevuit A. (1995) - 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.) - Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, systematics, biochronology. *Mémoires de Géologie*, **23**: 737-750, Lausanne.

Berger W. H., Smetacek V. S. & Wefer G. (1989) - Ocean productivity and paleoproductivity - an overview. In: Berger W. H., Smetacek V. S. & Wefer G. (Eds) - Productivity of the Ocean: present and past. Life Science Research Report, **44**: 1-34.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C & Aubry M-P. (1995) - A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. In: Berggren W. A., Kent D.V., Swisher C.C,

Aubry M-P. & Hardenbol J. (Eds) - Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. *SEPM special publication,* **54**: 129-212, Tulsa.
Bernaola G. & Monechi S. (2007) - Calcareous nannofossil extinction and survivorship across the Cretaceous-Paleogene boundary at Walvis Ridge (ODP Hole 1262C, South Atlantic Ocean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **255**: 132–156.
Bersezio R., Fornaciari M., Gelati R., Napolitano A. & Valdisturlo A. (1993) - The significance of the Upper Cretaceous to Miocene clastic wedges in the deformation history of the Lombardian southern Alps. *Géologie Alpine*, **69**: 3-20, Grenoble.
Bernoulli D. (1964) - Zur geologie des Monte Generoso. *Beitr. geol. Karte Schweiz* N.F., **118**: 1-134, Bern.
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, Amsterdam.
Bolli H.M. & Cita M.B. (1960a) – Upper Cretaceous and Lower Tertiary planktonic foraminifea from the Padeno d'Adda section, norther Italy. *Proceedings XXI Intenational Geological Congress*, **5**: 150-161, Copenhagen.
Bolli H.M. & Cita M.B. (1960b) – Globigerine e Globorotalie del Paleocene di Padeno d'Adda (Italia). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **66**: 361-408.
Cita M.B. (1955) – The Cretaceous-Tertiary boundary in Italy. *Proceedings IV World Petroleum Congress*, sect. 1/D, paper 2: 427-453, Roma.
Cita Sironi M.B., Abbate E., Aldighieri B., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., Groppelli G., Manetti P., Pampaloni M.L., Petti F.M. & Pichezzi R.M. (2006) - Carta Geologica d'Italia 1:50.000, Catalogo delle Formazioni – unità tradizionali. *Quaderni APAT*, Ser. III, **7/VI**, Roma.
De Alessandri G. (1899) – Osservazioni geologiche sulla Creta e sull'Eocene della Lombardia. *Atti della Società Italiana di Scienze Naturali*, **38**: 253-320, Milano.
Di Giulio A., Carrapa B., Fantoni R., Gorla L. & Valdisturlo A. (2001) - Middle Eocene-Early Miocene sedimentary evolution of the Western Lombardy South Alpine foredeep (Italy). *International Journal of Earth Sciences*, **90**: 534-548, Kiel.
Franchino A. (1958) – Il Flysch e la Scaglia della Brianza orientale fra Olginate e Cernusco Montevecchia. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **64**: 47-62.
Gardin S. & Monechi S. (1998) – Paleoecological change in middle to low-latitude calcareous nannoplankton at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Bulletin de la Société Géoogique de France*, **169**: 709-723,
Gavazzi A., Miletta S., Sciunnach D. & Tremolada F. (2003) - Eocene plagioclase-arenites from the Southern Alps: record of a "meso-alpine" volcanic arc. *Ann. Univ. Sc. Budapestinensis, Sect. Geol.,* **35**: 102-103, Budapest.
Geranzani C.S. (1949) – Osservazioni stratigrafiche sul Cretacico superiore dei ditorni di Merone (Como). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **55**: 78-82.
Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., de Graciansky P.-C. & Vail P.R. (1998) - Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. *SEPM Special Publication,* **60**: 3-15, Tulsa.
Kleboth P. (1982) - Stratigraphie und Sedimentologie der Höheren Oberkreide und des Alttertiärs der Brianza (Provinz Como, Italien). *Memorie di Scienze Geologiche*, **35**: 214-282, Padova.
Larrasoana J., Gonzalvo C., Molina E., Monechi S., Ortiz S., Tori F. & Tosquella J. (2008) - Integrated magnetostratigraphy of the Early/Middle Eocene transition at Agost (Spain): implications for defining the Ypresian/Lutetian boundary stratotype. *Lethaia*, **41**: 395-415.
Martini E. (1971) - Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Farinacci A. (Ed.) - *Proceedings of the II Planktonic Conference*: 739-785, Roma.

Okada H. & Bukry D. (1980) - Supplementary modifications and introduction to code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Marine Micropaleont*ology, **5**: 321-325.

Olsson R. K., Hemleben Ch., Berggren W. A. & Huber B. T. (1999) - Atlas of Paleocene Planktonic Foraminifera. *Smithsonian Contributions to Paleobiology*, 85: iii-v, 1-252, Washington, D.C.

Pearson P.N., Olsson R.K., Hemleben Ch. & Berggren W. A. (Eds), (2006) - Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, *Special Pubblication* , No. **41**, 513 pp.

Perch-Nielsen K. (1969) - Die coccolithen einiger danischer Maastrichtien- und Danienlokalitaten. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **19**: 51-68, Copenhagen.

Poletti L., Premoli Silva I., Masetti D., Pipan M. & Claps M. (2004) - Orbitally driven fertility cycles in the Paleocene pelagic sequence of the Southern Alps (Northern Italy). *Sedimentary Geology*, **164**: 35-54, Amsterdam.

Postuma J.A. (1971) - Manual of Planktonic Foraminifera. 420 pp., Elsevier Publ. Co., Amsterdam.

Premoli Silva I. & Luterbacher H.P. (1966) - The Cretaceous/Tertiary boundary in the Southern Alps. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **72**: 1183-1266.

Raffi I., Backman J. & Palike H. (2005) - Changes in calcareous nannofossil assemblages across the Paleocene/Eocene transition from the paleo-equatorial Pacific Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **226**: 93– 126.

Schweighauser J. (1953) – Mikropalaeontologische und stratigraphische Untersuchungen im Paleocaen und Eocaen des Vicentin (norditalien). *Mémoires de la Société Paléontologique Suisse*, **70**: 1-97, Basel.

Seyve C. (1990) – Nannofossil biostratigraphy of the Cretaceous-Teriary boundary in the French Basque Country. *Bulletin Centre de Recherche Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **14**: 553-572, Pau.

Toumarkine M. & Luterbacher H.P. (1985) – Paleocene and Eocene planktic foraiminifera. In Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds) – Plankton Stratigraphy: 82-154. Cambridge University Press.

Tremolada F., Sciunnach D., Scardia G. & Premoli Silva I. (2008) – Maastrichtian to Eocene calcareous nannofossil Biostratigraphy from the Tabiago section, Brianza area, northern Italy. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **114**: 29-39.

Venzo S. (1954) – Stratigrafia e tettonica del Flysch (Cretaceo-Eocene) del Bergmasco e della Brianza orientale. *Memorie Descrittive Carta Geologica d'Italia*, **31**: 7-133, Roma.

Winterer E.L. & Bosellini A. (1981) - Subsidence and Sedimentation on Jurassic Passive Continental Margin, Southern Alps, Italy. *AAPG Bulletin*, **65**: 394-421, Tulsa.

Didascalie Figure

Fig. 1 – Carta tettonica della porzione occidentale delle Alpi Meridionali e ubicazione dell'area di studio (da Tremolada et al. 2008).

Fig. 2 – Litostratigrafia, cronostratigrafia e biostratigrafia basata sui nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici della Sezione di Tabiago (da Tremolada et al. 2008).

Fig. 3 – Microfacies a grandi foraminiferi bentonici di mare basso di una calcirudite fine intercalata nei sedimenti pelagici della Formazione di Tabiago; scala = 5 mm (da Tremolada et al. 2008).

Fig. 4 – Litostratigrafia, cronostratigrafia e biostratigrafia basata sui nannofossili calcarei della Sezione composita di Cibrone.

Fig. 5 – Microfotografie di alcune specie-indice di nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici. Nannofossili: A. *Micula murus*, B. *Braarudosphaera bigelowi*, C. *Thoracosphaera operculata*, D. *Cruciplacolithus primus* (da Bernaola & Monechi 2007); E. *Heliolithus kleinpellii* (da Agnini et al. 2007); F. *Fasciculithus tympaniformis*, G. *Discoaster multiradiatus* (da Raffi et al. 2005); H. *Chiasmolithus gigas*, I. *Reticulofenestra umbilica* (da Larrasoana et al. 2008). Foraminiferi planctonici: J. *Subbotina triloculinoides* (da Olsson et al. 1999; Postuma 1971); K. *Morozovella angulata* (da Olsson et al. 1999; Postuma 1971); L. *Globigerinatheka index* (da Toumarkine & Luterbacher 1985); M. *Morozovella velascoensis* (da Olsson et al. 1999; Postuma 1971); N. *Hantkenina dumblei* (da Pearson et al. 2006). Scale: A-E = 5 μm; F-G = 3 μm; H = 10 μm; I = 5 μm; J-M = 100 μm; L-N = 50 μm.

Fig. 6 – Alternanze ritmiche di calcari marnosi e marne nella porzione paleocenica della Sezione di Tabiago (da Poletti et al. 2004).

Fig. 7 – Curve di abbondanza (%) dei foraminiferi planctonici e del contenuto in carbonato di calcio nella porzione ritmica della Sezione di Tabiago (da Poletti et al. 2004). Si noti l'eccellente correlazione tra le due curve dove risalta chiaramente il *marly bank* (bassi valori in entrambe le curve). In ascissa sono riportati il numero dei cicli osservati nel segmento analizzato, su cui è stata condotta l'analisi di Fourier.