

Laureando: Salvatore Zingales

Relatore: Prof. Antonio Caruso

Studio Eco-Biostratigrafico e Paleoclimatico ad alta risoluzione dei sedimenti dell'intervallo tra 9.3 e 8.9 Ma (Tortoniano) affioranti a Monte Gibliscemi (Sicilia).

Nella presente tesi è stato effettuato uno studio eco-biostratigrafico finalizzato alla ricostruzione paleoclimatica dell'intervallo compreso tra 9.346 e 8.939 Ma (Tortoniano sup.) della successione di Monte Gibliscemi (Fig.1). La successione studiata, dello spessore di 21.83 metri, è un segmento della successione studiata da Hilgen et al. (1995) e da Sprovieri et al. (1996), ed è costituita da una alternanza di marne grigie e argille laminate scure, meglio conosciute in letteratura come Sapropel. Questi ultimi sono sedimenti pelagici ricchi di materia organica che si sono depositati durante periodi di stagnazione al fondo.



Figura 1 Foto riguardante la successione studiata affiorante nel versante meridionale di Monte Gibliscemi;

Il segmento studiato corrisponde ai cicli litologici 19 e 36, studiati da Hilgen et al. (1995). Ciascun ciclo litologico corrisponde ad un ciclo di precessione della durata di circa 21.000 anni. Tale ciclicità è da riferire alla precessione degli equinozi. Secondo la teoria proposta da Hilgen et al. (1995), i livelli di sapropel si formarono durante i massimi di insolazione (Fig. 2). La maggior insolazione determinò un aumento della temperatura delle acque superficiali ed un aumento della piovosità. I due fattori determinarono condizioni cicliche in cui le acque del Mediterraneo divennero più calde e con una minore salinità. Questo meccanismo causò una stratificazione della colonna d'acqua con conseguente stagnazione al fondo e condizioni anossiche, innescando la deposizione di argille o marne laminate ricche di materia organica.

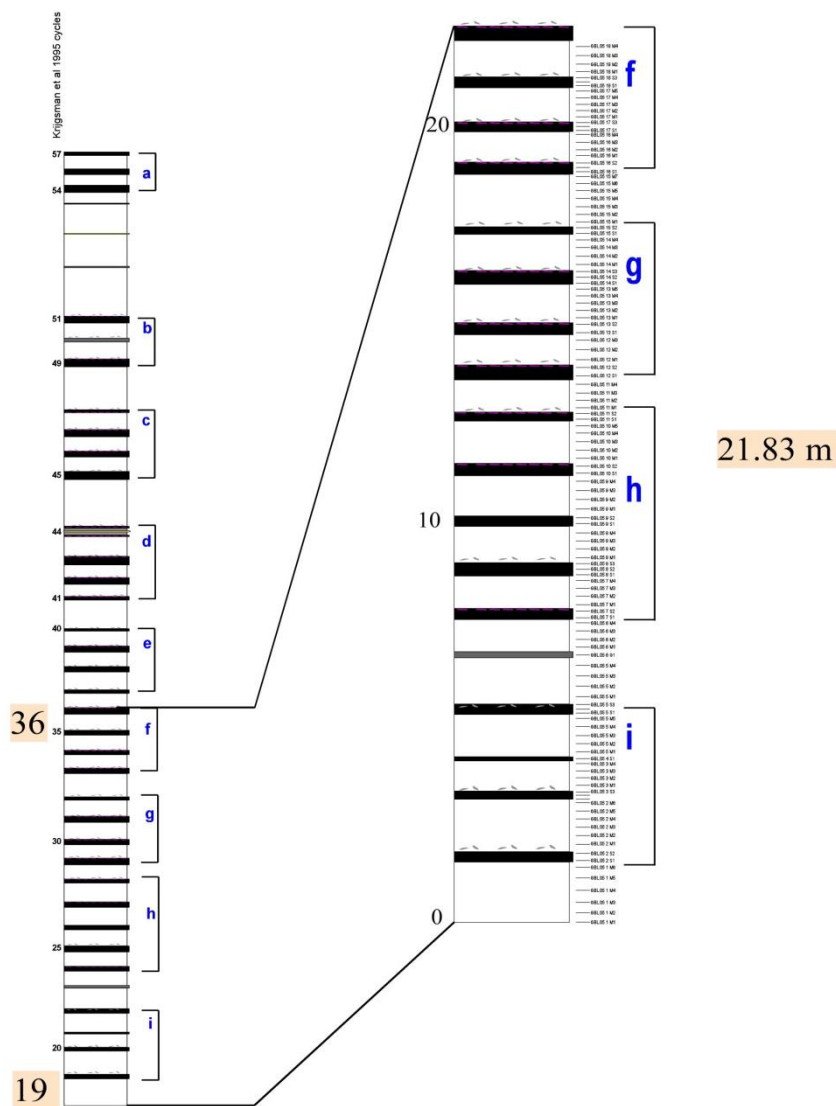


Figura 2 Log litologico (livelli neri=sapropel; livelli bianchi = marne omogenee). In dettaglio la porzione della sezione oggetto di studio.

Il modello tempo adottato per lo studio di questa successione si basa quindi su quello proposto da Hilgen et al. (1995), che ha utilizzato la soluzione di Laskar et al 1993. In questa tesi, la sezione in esame è stata ricalibrata ottenendo un'età astronomica per ogni ciclo utilizzando le curve di Laskar et al. (2004). I picchi massimi di insolazione sono stati correlati con i punti medi dei vari livelli di sapropels. Tramite un processo d'interpolazione lineare dei dati ottenuti, è stato possibile ottenere le età per ogni singolo livello della successione, passando così dal dominio dello spazio a quello del tempo.

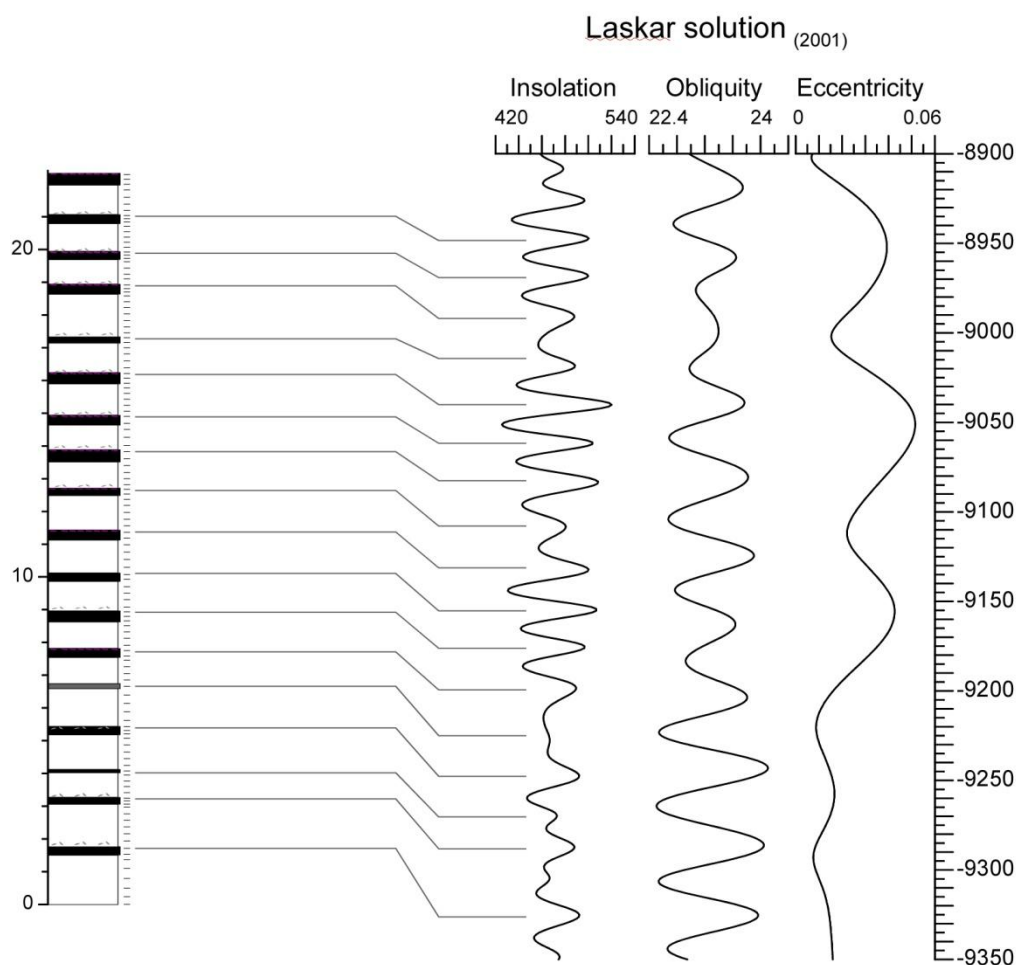


Figura 3 Correlazione del log litologico con le curve astronomiche in particolare i picchi di insolazione con i punti medi dei vari sapropel.

Lo scopo di questa tesi è stato inoltre quello di verificare come le associazioni a foraminiferi planctonici rispondono alle oscillazioni climatiche controllate dai fattori astronomici quali precessione, obliquità ed eccentricità (Fig. 3). Dalle analisi qualitative e quantitative eseguite sull'associazione a foraminiferi planctonici sono state riconosciute 38 specie. Successivamente sono

state ricavate le percentuali delle abbondanze relative alle varie specie riconosciute ottenendo infine le curve delle fluttuazioni di abbondanza (Fig. 4).

In base alle caratteristiche ecologiche le specie sono state raggruppate in specie ad affinità calda e fredda (Fig. 4).

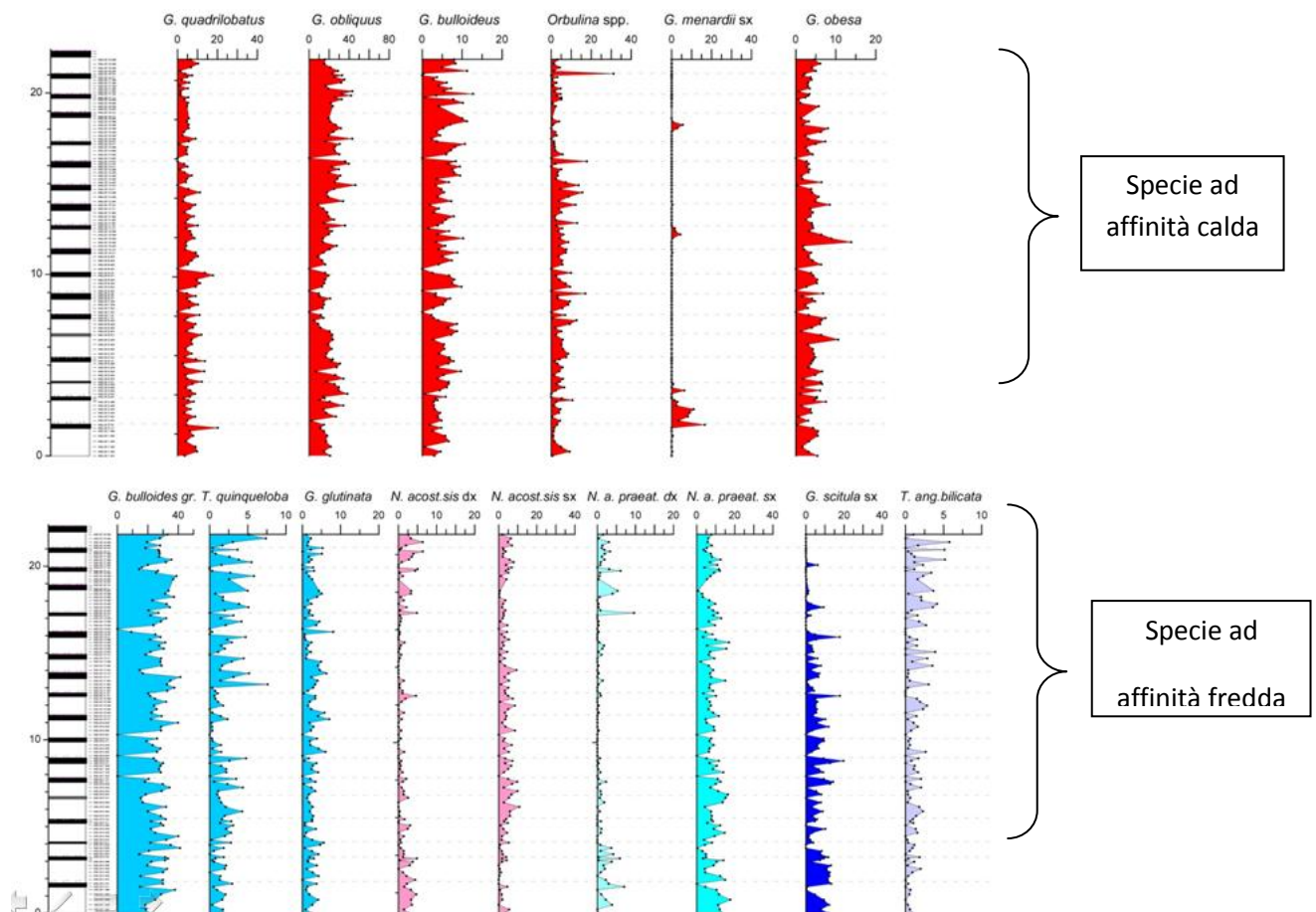


Figura 4 Curve delle fluttuazioni di abbondanza delle specie ad affinità calda e fredda.

Sulla base delle associazioni a foraminiferi planctonici sono stati riconosciuti 6 intervalli climatici. La descrizione è stata fatta prendendo in considerazione solo alcuni gruppi delle specie calde e fredde, poiché le fluttuazioni di abbondanza hanno permesso di riconoscere al meglio le variazioni paleoclimatiche e di confrontarle con le curve astronomiche.

Il primo intervallo che va da 9.346 a 9.281 Ma è caratterizzato da un periodo freddo che coincide con la fine dell'evento Mi7 (Miller et al. 1991) in cui sono presenti maggiori abbondanze di *G. scitula*, che è una specie tipica di acque fredde e che si mantiene con valori medi del 12%

(Fig. 5). Proseguendo verso l'alto, l'abbondanza di tale specie diminuisce presentando alcuni picchi tra il 18 e il 20%. Nella parte alta della successione diminuisce ulteriormente fino a scomparire.

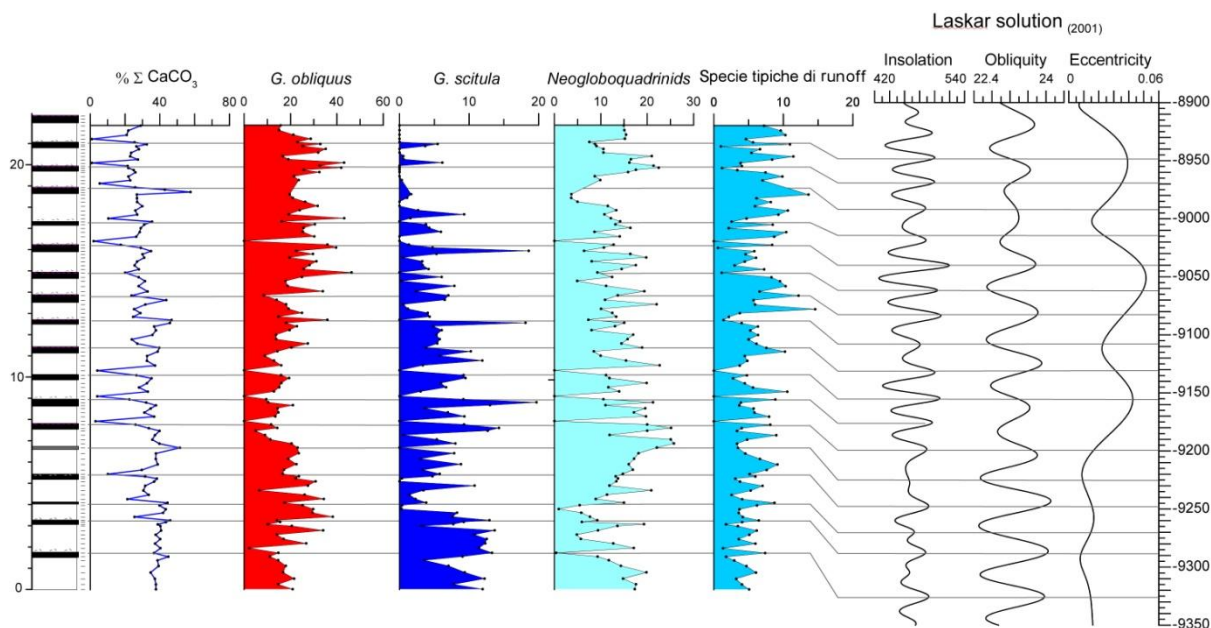


Figura 5. Curve delle fluttuazioni di abbondanza delle specie: *G. obliquus*, *G. scitula*, *Neogloboquadrinids*, e delle specie tipiche di runoff.

La specie di acque calde – tropicali come *Globigerinoides obliquus* ha un andamento contrario a quello di *G. scitula*, con valori più bassi alla base della successione. Nel resto della successione le percentuali aumentano mantenendosi costanti. Nella parte alta della successione l'abbondanza di tale specie aumenta fino a percentuali del 30-35%. Le specie tipiche di acque ricche di nutrienti includono *Turborotalia quinqueloba*, *G. glutinata*, *Tenuitellinata angustimbelicata*. Questo gruppo all'inizio della successione mostra basse percentuali con una media del 5-7%. Dopodiché si osserva un progressivo aumento verso la parte alta della successione con percentuali medie del 10% (Fig. 6). Contemporaneamente al trend in aumento di questo gruppo vi è una progressiva diminuzione del Carbonato di Calcio, che da percentuali del 35-40% diminuisce verso l'alto con valori percentuali del 20-25%.

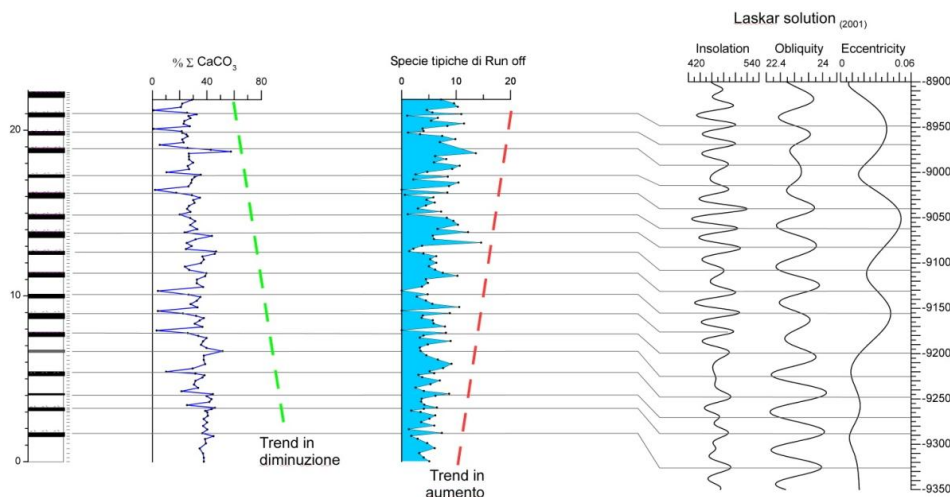


Figura 6 Trend in diminuzione dei livelli di CaCO₃ e trend in aumento delle specie tipiche di runoff;

La diminuzione del CaCO_3 non è da imputare a fenomeni di dissoluzione poiché la profondità deposizionale era di circa 1200 metri ben al di sopra del Lisocline e del CCD. Si possono ipotizzare invece dei fenomeni di diluizione provocati da un maggior apporto di sedimenti terrigeni derivati da apporti di origine fluviale. Dagli studi di Kölher et al. (2010) emerge che durante tale intervallo si ebbero condizioni sempre più umide che favorirono un aumento del run-off nel Mediterraneo centrale dovuto agli apporti di vari fiumi del Nord Africa, tra cui il fiume Gabes. Nella parte finale della successione vi è quindi un progressivo riscaldamento che causa la drastica diminuzione di *G. scitula*. Il gruppo delle *Neogloboquadrine* al contrario di *G. scitula* aumenta in condizioni di stratificazione della colonna d'acqua, l'aumento di queste forme potrebbe essere legata ad una riduzione dei movimenti verticali nella colonna d'acqua, poiché queste forme di solito si stabiliscono nella parte più profonda della zona di alta produttività associata alla Deep Chlorophyll Maximum (Sierro et al. 2003).

Sulla base quindi delle associazioni a foraminiferi planctonici e utilizzando una curva paleoclimatica proposta da Cita et al., (1997) sono stati riconosciuti 6 intervalli (I – VI) (Fig. 7).

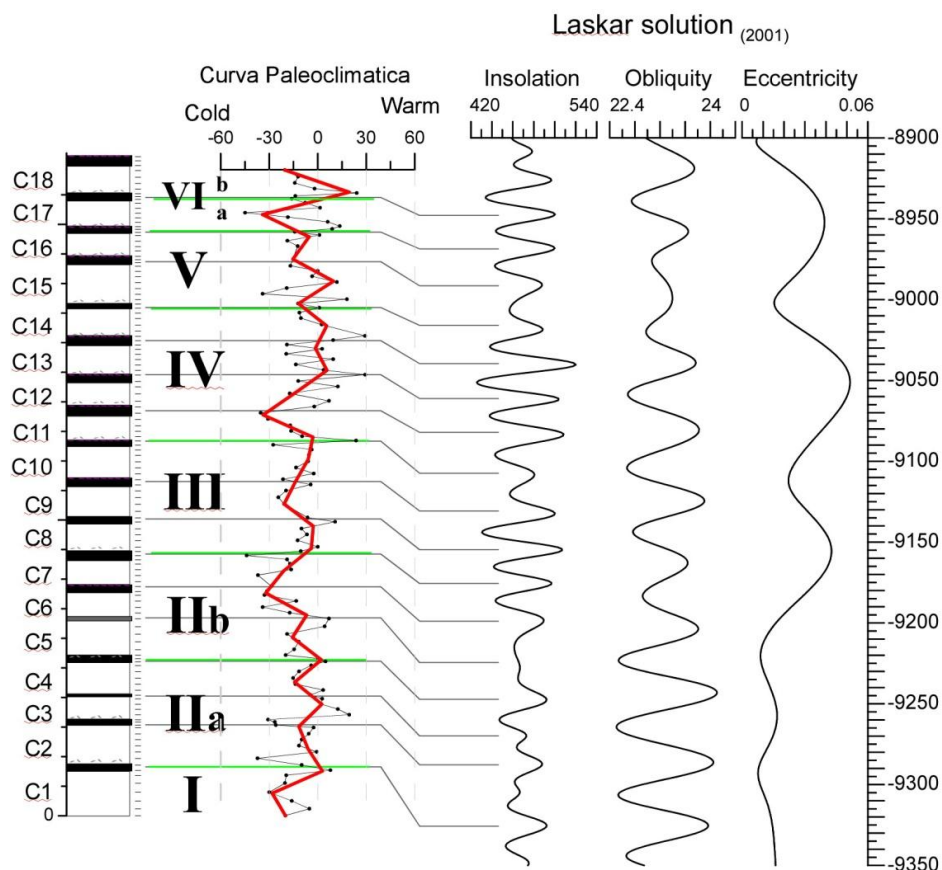


Figura7 Curva Paleo climatica delle specie fredde e calde;

Il primo intervallo (I) fu freddo corrispondente alla fine di una glaciazione antartica descritto come evento Mi7 (Miller et al.1991). Il secondo intervallo è stato suddiviso in due fasi (IIa e IIb). L'intervallo (IIa), compreso tra 9.318 e 9.238 Ma, evidenzia una fase di riscaldamento mentre nell'intervallo IIb vi è un aumento delle forme fredde, indice di un progressivo raffreddamento fino a 9.170 Ma. Durante l'intervallo (III) si ha una condizione di stabilità climatica, mentre nell'intervallo (IV) vi è un aumento di forme calde che coincide con una fase di massima eccentricità dell'orbita terrestre e quindi un riscaldamento climatico. Dalla base dell'intervallo (V) vi è un peggioramento climatico correlato ad una minima fase di eccentricità ed una massima obliquità. Infine l'intervallo climatico (VI) è stato suddiviso in due sub-intervalli (VIa e VIb). Il sub-intervallo (VIa) è contraddistinto da un deterioramento climatico con l'aumento di forme fredde. Per quanto concerne il sub-intervallo (VIb) vi è invece un riscaldamento climatico con un aumento delle forme calde coincidenti con una fase di maggiore eccentricità dell'orbita terrestre.

Inoltre dalle analisi spettrali ricavate dalle fluttuazioni di abbondanza dei foraminiferi lungo tutto l'intervallo studiato, il contenuto di Carbonato di Calcio è controllato dalle frequenze di 23 ky, coincidente con i cicli precessionali. Le oscillazioni di *Turborotalita* spp. sono controllate da 4 frequenze (22.4; 17.5; 16.5; e 9.5 ky). I cicli di 22.4 ky e 17.5 ky corrispondono a cicli precessionali, mentre l'altro corrisponde a mezzo ciclo precessionale. (Fig. 8)

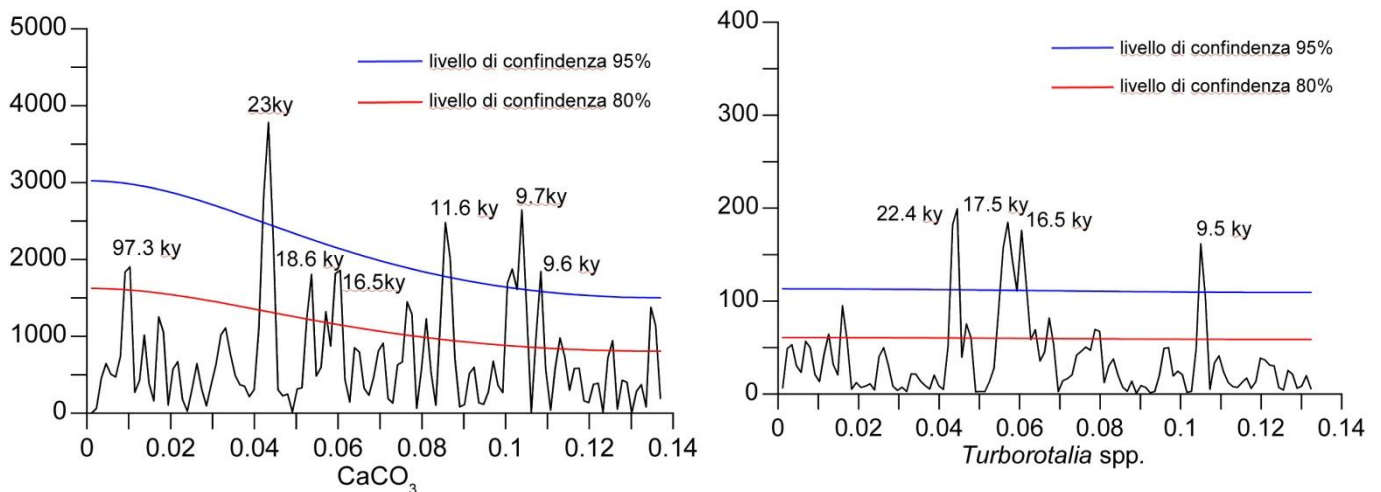


Figura 8 Spettri di potenza del Carbonato di calcio e della turborotalita spp.

La specie *G. obliquus* mostra un ciclo di 14,8 ky al di sopra della linea di confidenza del 95% seguito da un altro ciclo di 15,6 ky, entrambi mezzi cicli precessionali. *G. scitula* ha maggiori frequenze (15,1 ky, 7,8 ky) probabilmente corrispondenti rispettivamente ad un ciclo precessionale ed a mezzo ciclo precessionale.

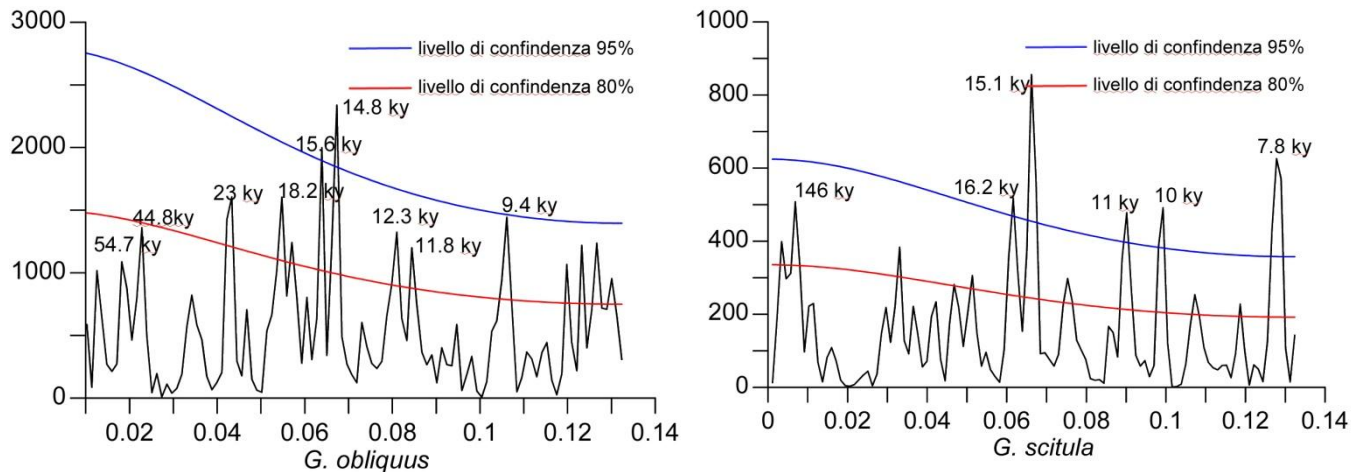


Figura 9 Spettri di potenza di *G. obliquus* e *G. scitula*;

Il gruppo delle *Neogloboquadrine* ha solo due frequenze dominanti a 125,1 ky e 8,6 ky. La prima potrebbe corrispondere all'eccentricità mentre l'altra potrebbe essere legata a cicli sub-milankoviani. Nel genere *Globigerinoides* spp. è presente una frequenza dominante di 292 ky, probabilmente legata ai cicli di eccentricità. Inoltre è dominante la frequenza di 28 ky, che potrebbe corrispondere alla durata breve dell'obliquità.

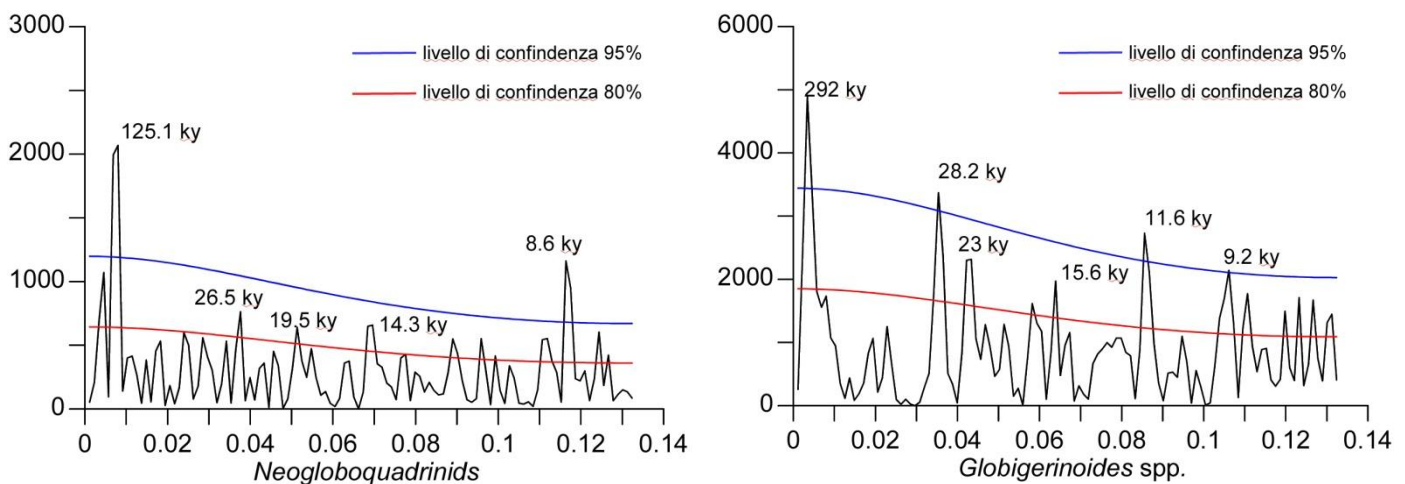
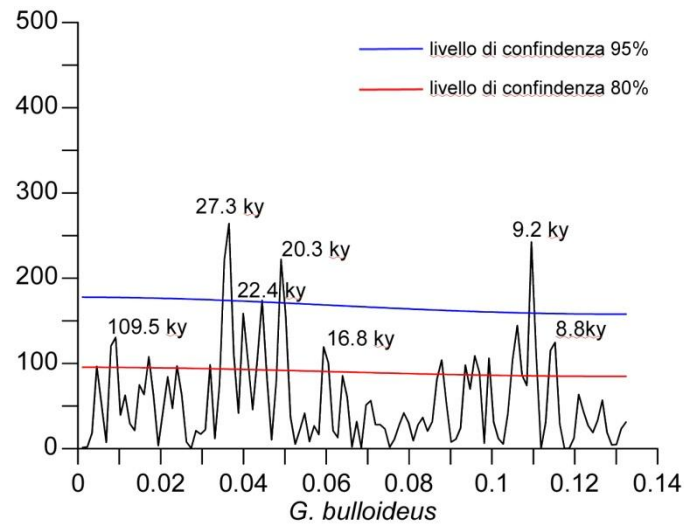


Figura 10 Spettri di potenza del gruppo *Neogloboquadrinids* e *Globigerinoides* spp.

Infine *G. bulloideus* ha due frequenze dominanti (27.3 e 20.3 ky). Quella di 27.3 ky potrebbe essere legata all'interferenza tra l'obliquità e precessione, mentre quella relativa a 20.3 ky legata alla precessione.



Infine la differenza della frequenza tra le varie specie, è probabilmente legata ai vari fattori dei parametri ambientali che incidono fortemente nello sviluppo e nella competizione delle differenti specie planctoniche. Oltreché a modificare la risposta ai parametri quali temperatura e salinità.