

**MICROFOSILES SILICEOS DE LAS DIATOMITAS DE TONGOY,  
PROVINCIA DE COQUIMBO, CHILE: SU SIGNIFICADO  
BIOCRONOESTRATIGRAFICO, BIOCRONOGEOLOGICO,  
PALEOECOLOGICO Y PALEOGEOGRAFICO**

RUBEN MARTINEZ-PARDO  
RAFAEL CARO PEREZ

Depto. de Geología, U. de Chile. Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile

**RESUMEN**

Se comunica el hallazgo de microfósiles silíceos, atribuibles al Mioceno Medio, en las diatomitas presentes en Quebrada Salinas (= Quebrada Los Litres), 3 km hacia el interior desde la ribera sur de la Bahía de Tongoy, Provincia de Coquimbo, Chile. Se destaca, en particular, la ocurrencia de Diatomeas, Ebridos, Silicoflagelados y endoesqueletos silíceos de Dinoflagelados, todos ellos utilizados, por primera vez, con fines bioestratigráficos en el país. Hasta la fecha, las diatomitas en referencia habían sido sistemáticamente atribuidas al Plioceno medio por los autores previos. Se discute el significado biocronoestratigráfico, biocronogeológico, paleoecológico y paleogeográfico, de las especies reconocidas y las principales correlaciones, a nivel local y regional, que los nuevos antecedentes indican. Se incluyen micrografías de los taxa determinados.

**Palabras claves:** Diatomitas, Provincia de Coquimbo, Chile, Mioceno, Microfósiles silíceos, Biocronocorrelaciones, Paleoecología, Paleogeografía.

**ABSTRACT**

A siliceous microfossil assemblage from diatomite deposits present at Quebrada Salinas (= Quebrada Los Litres), 3 km inland from the southern shore of Bahía de Tongoy, Coquimbo Province, Chile, is described. Occurrence of Diatoms, Ebridians, Silicoflagellates and siliceous endoskeletal Dinoflagellates -all of them utilized for the first time as significant biostratigraphic elements in our country- is emphasized. According to occurring diatoms and ebridians, the deposits studied, formerly assigned to the Middle Pliocene, are now considered to be of Middle Miocene age. The biochronostratigraphic, biochronologic, paleoecologic and paleogeographic significance of the recognized species is discussed. Light micrographs of the determined taxa are included.

**Key words:** Diatomites, Provincia de Coquimbo, Chile, Miocene, Siliceous Microfossils, Biochronocorrelations, Paleoecology, Paleogeography.

**INTRODUCCION**

La bioestratigrafía del Neógeno de la región de Coquimbo, localidad tipo en nuestro país del llamado "Piso de Coquimbo" (= "Formación Coquimbo") (Steinmann, 1895), ha estado basada, hasta la fecha, en estudios de macrofósiles (pelecípodos, gastrópodos, corales, etc.) (Philippi, 1887; Moericke y Steinmann, 1896; Jordan, 1929;

Brüggen, 1934 y 1950; Herm, 1969). La edad pliocénica atribuida a dicho Piso por casi 70 años tiene, justamente, ese origen, y fue sugerida por primera vez por Brüggen (1913, p. 17), quien la mantuvo, luego, en todos sus trabajos y la impulsó definitivamente. En forma inicial, Steinmann (1895, p. 9-10) y Moericke y Steinmann (1896,

FIG. 1. UBICACION DEL AREA DE LAS DIATOMITAS ESTUDIADAS (Adaptado de Herm y otros, 1968)

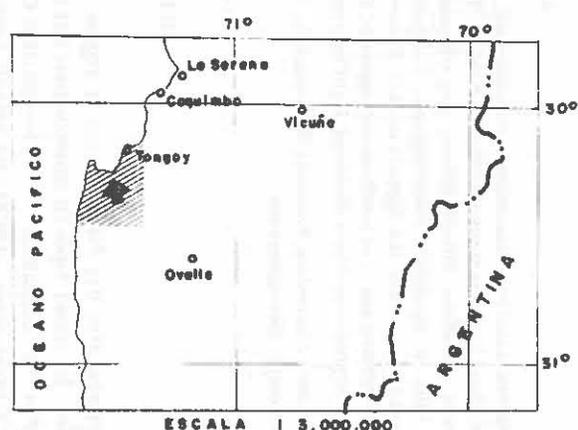


Fig. 1a

### DIATOMITAS DE TONGOY

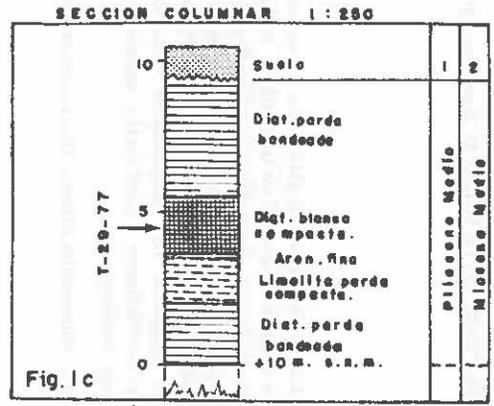
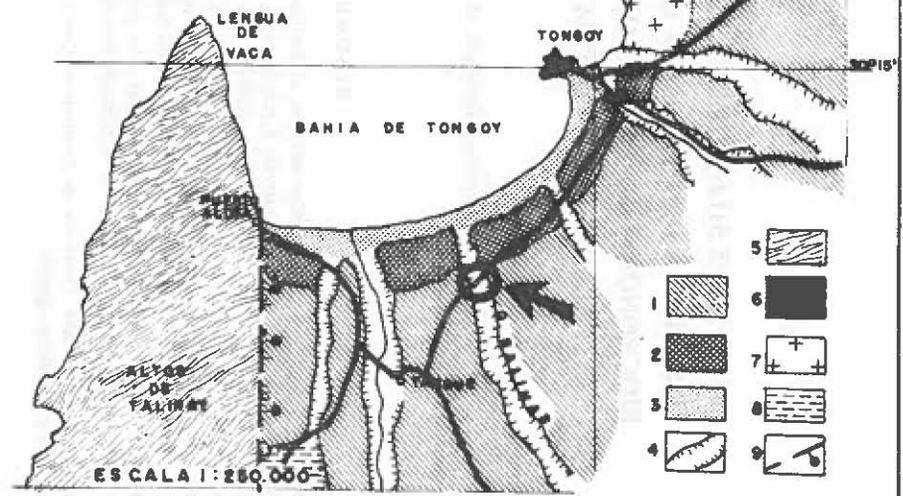


Fig. 1c

- 1. Según HERM (1968)
- 2. Este estudio



- 1. TERRAZA PRINCIPAL
- 2. TERRAZA INTERMEDIA
- 3. TERRAZA INFERIOR
- 4. TALUD DE EROSION
- 5. ZOCALO METAMORFICO
- 6. ROCAS JURASICAS
- 7. ROCAS GRANITICAS
- 8. SEDIMENTOS MIOCENICOS
- 9. FALLA

Fig. 1b

p. 535-536), sólo hablaron de Neógeno (Mioceno y/o Plioceno) (*vide* Lex. Estrat. Int., Vol. 5, Chile, p. 82-84). El hallazgo reciente de microfósiles en el área, en particular foraminíferos (Martínez, 1979) y nannoplancton silíceo —esta publicación— ofrece, en consecuencia, una oportunidad excepcional para discutir, sobre nuevas bases, la validez de dicha datación.

El principal objetivo de este estudio es dar a conocer parte del nannoplancton silíceo presente en las diatomitas de Tongoy y llamar la atención

sobre su importancia en la correlación y datación de este tipo de depósitos, en el país y a nivel regional. En forma secundaria, precisar el significado paleoecológico y paleogeográfico de las especies reconocidas.

El presente trabajo forma parte del Proyecto de Investigación E-541-791, financiado por el Servicio de Desarrollo Científico, Artístico y de Cooperación Internacional de la Universidad de Chile, a cargo del autor principal.

## PROCEDENCIA DEL MATERIAL Y LITOESTRATIGRAFIA

El material investigado procede de Quebrada Salinas (= Quebrada Los Litres), de los afloramientos ubicados 200 m al sur del camino que cruza dicha quebrada con destino a la localidad de Tangué; los depósitos señalados distan aproximadamente 3 km de la costa, representada por la ribera sur de la Bahía de Tongoy. El área aparece incluida en la Hoja 3015-7130, Puerto Aldea, escala 1:50.000, del Instituto Geográfico Militar de Chile, edición 1968 (Fig. 1-A y B).

La secuencia sedimentaria reconocida es la siguiente, de arriba hacia abajo:

- 1,00 m suelo;
- 4,00 m diatomita arcillosa parda clara, bandeada;
- 2,00 m diatomita blanca, compacta;
- 0,05 m arenisca fina, plomiza, no coherente;
- 1,50 m limolita color pardo, compacta;
- 2,00 m diatomita arcillosa, parda clara, bandeada;

El extremo inferior del perfil, no expuesto en su totalidad, se ubica 10 m sobre el nivel del mar. El horizonte investigado corresponde a la capa blanca compacta, Muestra T-29-77 (Fig. 1-C). En general, los depósitos del área sólo se han explotado esporádicamente, en los últimos años.

De acuerdo con la información estratigráfica previa referente a la zona, las diatomitas que nos preocupan corresponden a la base de la Formación Tongoy (López, 1965), en particular a la "unidad A", la cual, en ningún caso, sería anterior al Plioceno (*op. cit.*, p. 61). Según los estudios de Herm *et al.*, (1966), ellas corresponderían, en cambio, a la parte inferior de la "Secuencia de Tongoy", atribuida al Plioceno medio-Superior y considerada "equivalente lateral", en términos litoestratigráficos, de la Formación Tongoy (Herm y Paskoff, 1966, p. 763). En forma específica, las diatomitas de Tongoy sólo han sido discutidas, hasta ahora, por Benda (*in* Herm, 1969, p. 24), quien las asigna —junto con las de Bahía de Mejillones del Sur y las de Caldera (Quebrada Blanca)— al Plioceno, reinterpretado por Herm (1969, p. 146), en la misma publicación, como Plioceno medio.

De acuerdo con los antecedentes señalados, las diatomitas de Quebrada Salinas, investigadas en esta ocasión, son atribuidas, por tanto, en la actualidad, al Plioceno medio.

## MICROPALEONTOLOGIA SISTEMATICA

La frecuencia relativa estimada de los principales grupos reconocidos y las especies determinadas en cada uno de ellos, son las siguientes:

### Diatomeas (70%)

- Actinocyclus octonarius* Ehrenberg
- Actinocyclus ellipticus* Grunow
- Actinocyclus senarius* Ehrenberg

- Auliscus caelatus* var. *constricta* Rattray
- Coscinodiscus divisus* Grunow
- Coscinodiscus oculo-iridis* Ehrenberg
- Diploneis crabro* (Ehrenberg)
- Diploneis pseudobombiformis* Hustedt
- Opephoropsis tilttilensis* Frenguelli
- Grammatophora angulosa* Ehrenberg
- Paralia sulcata* (Ehrenberg)

*Navicula lyra* Ehrenberg  
*Plagiogramma obesum* Greville  
*Paralia coronata* (Ehrenberg)  
*Rhaphoneis miocenica* Schrader

**Ebridos (2%)**  
*Ammodochium rectangulare* (Schulz)  
*Ebriopsis antiqua* (Schulz)

**Dinoflagelados (endoesqueletos silíceos) (3%)**

*Actiniscus pentasterias* Ehrenberg

**Silico-Flagelados (5%)**

*Distephanus speculum* (Ehrenberg)  
*Mesocena elliptica* (Ehrenberg)

En las diatomitas de Tongoy, a diferencia de lo que ocurre en Caleta Herradura de Mejillones, en Península de Mejillones (Martínez, 1978), no se logró reconocer discoastéridos.

### BIOCRONOESTRATIGRAFIA

Los antecedentes cronoestratigráficos, ofrecidos por el microplancton silíceo estudiado, permiten establecer que las diatomitas de Tongoy no son del Plioceno medio, como se admite en la actualidad, sino del Mioceno, específicamente de la parte terminal del Mioceno Medio. La evidencia que autoriza la nueva datación está dada, en medida importante, por las diatomeas y los ébridos. Entre las diatomeas, las especies más significativas al respecto son *Actinocyclus ellipticus* y *Rhaphoneis miocénica*. La primera corresponde al Mioceno Medio, zonas foraminífero-pláncicas N9-N15 según Koizumi (1973), calibradas entre 16 y 10 m.a. (Stainforth *et al.*, 1975). La segunda, *R. miocénica*, alcanza hasta el Mioceno Medio únicamente (Schrader, 1973a), zona foraminífero-pláncica N13 como máximo, si se considera su relación concurrente, a nivel global, con el inicio de *Denticula hustedtii*, calibrado inicialmente en 13,3 m.a. (Schrader, 1976), y en 14,7 m.a., en la actualidad (Fig. 2). La ocurrencia, junto con las anteriores, de *Opephoropsis tiltiensis*, especie que sería típica del Mioceno Superior según Frenguelli (1949, p. 149) —nuestro Mioceno Medio en este estudio— y muy próxima a *Rhaphoneis fossilis* del Mioceno Medio de Maryland, EE.UU., (Andrews, 1978), apunta en el mismo sentido. La eventual permanencia de *A. ellipticus* hasta el Plioceno Superior en el Pacífico nor-oriental y en California (Schrader, 1973a; Barron, 1976) es discutible para el autor principal y, según sus antecedentes, probablemente inválida (Martínez, 1980).

El hallazgo adicional, en la microtafocenosis estudiada, de dos especies de ébridos, *Ammodo-*

*chium rectangulare* y *Ebriopsis antiqua*, cuyo biorango se extendería desde el Paleoceno al Mioceno únicamente (Deflandre, 1952a; Ling, 1972; Perch-Nielsen, 1974), sin sobrepasar la zona foraminífero-pláncica N15 (Ling, 1972; Fig. 2), avala un resultado análogo. Ello se repite también con *Mesocena elliptica* entre los silicoflagelados. La comprobación de Dumitrica (1973b, p. 850) de que, en el Pacífico sur-occidental (D.S.D.P., Leg 22, Sites 205-206), dicha especie está limitada al Mioceno Medio y Superior y es previa, en algunos lugares, a un quiebre sedimentario perfectamente individualizado (Dumitrica, 1973b, Fig. 1), no sólo reafirma la edad indicada sino que sugiere eventuales sincronías transoceánicas a discutir. Una situación similar ocurre con la elevada frecuencia que muestra en el material estudiado *Actiniscus pentasterias*, endoesqueleto silíceo de dinoflagelado, cuyo biorango revisado se extiende desde el Oligoceno Superior al Reciente (Dumitrica, 1973a), pero cuyo acmé —zona de máxima frecuencia— está restringido al intervalo Mioceno Medio-Plioceno Inferior únicamente (Orr y Conley, 1976). Dado que las alternativas cronoestratigráficas propuestas para las diatomitas de Tongoy se reducen a dos en términos generales: Plioceno medio según Herm (1969) o Mioceno Medio según Martínez (1979), la posible depositación de ellas en coincidencia con el acmé de *A. pentasterias* favorece, sin lugar a dudas, la edad miocénica media postulada.

La correspondencia admitida por algunos autores entre el microplancton silíceo de las diatomitas de Tongoy, Caldera (Quebrada Blanca) y Bahía de Mejillones del Sur (Benda, *in* Herm, 1969), o

entre las de Tongoy y Caleta Herradura de Mejillones (Martínez y Rosales, 1979), respalda también una edad similar. Las diatomitas de Bahía de Mejillones del Sur, las más conocidas a nivel internacional (Schmidt, 1874-1936; Tempere y Pezalló, 1907), y las únicas estudiadas hasta ahora en forma específica (Frenguelli, 1949), serían en realidad miocénicas y se habrían depositado durante ... "la transgresión que formó el Piso peruano de Zorritos y el chileno de Coquimbo" ... (op. cit., p. 151), vale decir, durante el Mioceno Inferior terminal y el Mioceno Medio, tal como lo ha sugerido el autor principal en los últimos años (Martínez, 1978 y 1979; Martínez y Rosales, 1979;

Martínez y Valenzuela, 1979).

Según la información micropaleontológica disponible, es perfectamente lícito, por tanto, postular que las diatomitas de Tongoy corresponden a la parte terminal del Mioceno Medio y representan el Serravalliano Superior, zonas foraminífero-pláncticas N13 a N15 como máximo (Berggren y Van Couvering, 1974). La edad absoluta probable de dichos depósitos podría fijarse, en consecuencia, entre 13 y 10 m.a., ambos valores como cifras extremas (Fig. 2). Según ello, la inclusión de las diatomitas en estudio en la Formación Tongoy, carece de fundamento y debería ser revisada.

### PALEOECOLOGIA

En términos paleoecológicos, las diatomeas presentes en la silicofocosis estudiada sugieren un ambiente infralitoral con menos de 50 m de profundidad (Pérès, 1961), propio de aguas tropicales sobre 18°C y sujeto a la influencia de aguas limnéticas y de mar abierto. *Actinocyclus senarius*, una de las especies más abundantes, *Actinocyclus octonarius*, *Auliscus caelatus* var. *contracta* y *Grammatophora angulosa* son, efectivamente, entidades características de la zona infralitoral. Las dos primeras además, meroplánctónicas; las restantes, bentónicas vágiles (Frenguelli, 1949; Wornardt, 1969). *Actinocyclus ellipticus* y *Coscinodiscus oculo-iridis* representan, al contrario, formas oceánicas típicamente ecuatoriales (Muhina, 1971; Gombos, 1975), confirmando la ocurrencia de aguas cálidas de mar abierto en el área. *Navicula lyra*, muy próxima a *N. abrupta*, especie típica de ambientes salobres (Wornardt, 1969), sugiere, en cambio, aporte de aguas limnéticas.

El principal mérito del modelo paleoecológico ofrecido por las diatomeas, de ser válido, es imponer dos exigencias perfectamente definidas para el ambiente de vida de la silico-biocenosis: 1) Una temperatura media de tipo tropical, próxima a 25°C en superficie (Imbrie y Kipp, 1971); y, 2) Una profundidad igual o ligeramente superior a los 25 m, que es el nivel promedio en que el fitoplancton marino mantiene su concentración máxima, a lo largo del año, en los mares tropicales actuales (Pérès, 1961). Según foraminíferos, las

facies marinas externas que engranan con las diatomitas de Tongoy, expuestas 3 km hacia el oeste representan, efectivamente, depósitos infralitorales de aguas cálidas e indican una profundidad probable de 35 m como máximo y ... "temperaturas próximas a 26°C en superficie" ... (Martínez, 1979, p. 71).

El significado paleoecológico del resto del material silíceo estudiado —aparentemente opuesto al señalado por las diatomeas— es difícil de establecer en la actualidad. La advertencia de Valentine (1966), que el "presente" no siempre es la clave del pasado, hace aún más problemático este intento.

En el caso de los ébridos, habitualmente considerados de aguas frías y/o templadas (Deflandre, 1952b; Bedrossian, 1973; Perch-Nielsen, 1974, p. 879), lo válido es que constituyen un grupo en declinación, que alcanzó su máximo desarrollo durante el Terciario, entre el Paleoceno y el Mioceno Medio (Loeblich, *et al.*, 1968; Tappan, 1968). En este mismo lapso, sin embargo, las temperaturas oceánicas fueron excepcionalmente elevadas y uniformes a nivel global: sobre 20°C hasta 300-400 m de profundidad, en las regiones tropicales; 10°C como mínimo en las latitudes altas, incluida la región de la Península Antártica (Douglas y Savin, 1971; Frakes y Kemp, 1973; Savin *et al.*, 1975). Es posible, por consiguiente, que el significado térmico atribuido a los ébridos actuales sea un caso límite, válido sólo para las especies recientes o posteriores al Mioceno Medio, distinto, en



consecuencia, del ofrecido por las especies más antiguas, probablemente cálido según nuestros antecedentes.

La abundancia de este tipo de microorganismo en las diatomitas de Bahía de Mejillones del Sur, en el Norte de Chile (Frenguelli, 1940), consideradas de aguas tropicales o subtropicales (Frenguelli, 1949), y en las de Caleta Herradura, Península de Mejillones, aproximadamente 12 km hacia el sur, para las cuales se ha sugerido una temperatura promedio próxima a los 26°C (Martínez, 1978; Martínez y Rosales, 1979), autoriza una hipótesis como la señalada. Significativamente, una situación similar se repite con los ébridos de la diatomitea Shinzan, en la Península Oga, Japón (Ling, 1971), correspondiente al techo de la Formación Onnagawa (Koizumi, 1968), asignada al Mioceno Medio (Fuji y Bachman, 1968) y depositada en aguas cálidas, entre 20 y 25°C, según foraminíferos planctónicos (Asano *et al.*, 1969).

La situación de los silicoflagelados, particularmente "sensibles" a las temperaturas, según la mayoría de los autores (Gemeinhardt, 1930; Deflandre, 1952b; Mandra, 1958 y 1969; Poelchau, 1976) y sólo revisados en forma parcial en esta oportunidad, es más compleja y contradictoria aún. *Distephanus speculum*, una de las especies mejor representadas del grupo, en el material estudiado, prefiere aguas superficiales bajo 10°C en los mares actuales y falta casi por completo en las aguas superficiales por sobre 18°C (Poelchau, 1976). De acuerdo con *D. speculum*, por tanto, los depósitos en referencia deberían ser de aguas frías. Según diatomeas y foraminíferos, en cambio, ellos son de aguas cálidas, próximas a 25°C en superficie (Martínez, 1979, p. 71), alternativa que resulta de mayor peso y es la aceptada en este estudio.

Tal como quedó en evidencia en el caso de los ébridos, cabe la posibilidad, por consiguiente, que la discrepancia planteada por *D. speculum* sea sólo aparente y esté dada por un falso paralelismo morfológico entre las formas actuales y fósiles de esta especie, que representarían, en consecuencia, especies independientes y ecológicamente distintas, segregadas a partir del Plioceno medio. La notoria declinación, en cuanto a diversidad, mostrada por los silicoflagelados con posterioridad a dicha época (Fowler *et al.*, 1971; Dumitrica, 1973b), avala una hipótesis como la sugerida. A decir verdad,

es a través de ella que el evento anterior, indudablemente conectado con el inicio de las glaciaciones en el hemisferio norte, fijado en 2,6 · 3,0 m.a. (Berggren y Van Couvering, 1974; Shackleton y Kennet, 1975), adquiere, por primera vez, significado propio y una explicación adecuada (Fowler *et al.*, 1971; Orr, 1972; Orr y Conley, 1976). La tendencia iniciada por algunos autores recientes de excluir de *D. speculum* las formas de tamaño mayor que presentan anillo apical reducido y espinas isométricas (Ciesielski, 1974; Poelchau, 1976), para reubicarlas en *D. boliviensis* (Frenguelli) = *D. heptacanthus* (Ehrenberg), que no es una especie reciente sino mio-pliocénica (Dumitrica, 1973b; Ciesielski, 1974; Haq y Riley, 1976), descrita en las diatomitas de Bahía de Mejillones del Sur (Frenguelli, 1940), reafirma ambas hipótesis.

Aunque no es habitual que este tipo de situaciones ocurran, en el caso de los silicoflagelados, dada la anarquía taxonómica que aún impera en el grupo, ellas, además de existir, han sido estudiadas. Es el caso de *Dictyocha fibula* Ehrenberg, especie considerada de aguas cálidas y ampliamente "reconocida" en los mares actuales, que ha resultado ser una forma extinta, no más joven que el Plioceno, habitualmente confundida con *D. messanensis* Haeckel a partir del Pleistoceno (Dumitrica 1973b; Poelchau, 1976).

Lo sorprendente del análisis anterior es que casi la totalidad de las paleotemperaturas obtenidas mediante silicoflagelados, que se aceptan hoy en día para el Cenozoico, están basadas en la frecuencia relativa que muestran entre sí, en los mares actuales y a diferentes temperaturas, *Dictyocha fibula* y *Distephanus speculum* como especies (Yanagisawa, 1943; Martini, 1971a y 1977), o bien *Dictyocha* y *Distephanus* como géneros (Mandra, 1958 y 1969; Ciesielski y Weaver, 1973; Ciesielski, 1974 y 1975). Como ahora sabemos, dichos taxa, además de resultar discutibles como tales, es probable que sean extintos, es decir, no representados en la biota marina actual.

Desde el punto de vista paleoecológico puede concluirse, por tanto, que las diatomitas de Tongoy son propias de un ambiente marino infralitoral entre 25 y 30 m de profundidad, de aguas superficiales cálidas, próximas a 25°C, y sujeto a la influencia sistemática de aguas oceánicas (de mar abierto) y limnéticas (dulces).

## BIOCROCORRELACIONES

La ubicación de las diatomitas de Tongoy en la parte superior del Mioceno Medio significa, en términos cronoestratigráficos, que ellas son sincrónicas con las existentes en Caleta Herradura, en Península de Mejillones (Martínez, 1978; Martínez y Rosales, 1979) y con las reconocidas desde antiguo en Bahía de Mejillones del Sur (Frenguelli, 1949). A estos depósitos habría que agregar, además, los ubicados en Caldera (Quebrada Blanca), todos ellos asignados, con anterioridad, al Plioceno por Benda (*in Herm*, 1969). Este resultado, junto con reafirmar la unidad genética y cronoestratigráfica de las diatomitas marinas existentes entre las bahías de Tongoy y Mejillones del Sur, autoriza postular una situación comparable para otros depósitos biógenos similares reconocidos en el país. De confirmarse la ocurrencia de diatomitas marinas miocénicas en la zona de Tiltill, Provincia de Valparaíso, Chile Central, (Frenguelli, 1938, 1941 y 1949), ellas representarían, sin lugar a dudas, la comprobación más significativa y espectacular de la hipótesis sugerida.

Al norte de Bahía de Mejillones del Sur, en Perú meridional, las diatomitas de Tongoy serían sincrónicas con las existentes en la Formación Pisco (enmend. Petersen, 1954), atribuidas sucesivamente al Oligoceno Superior y Mioceno Inferior (Newel, 1956 p. 285); al Mioceno Inferior y Medio (?) (Petersen, 1954, p. 44); al Mioceno Superior y/o Plioceno basal (?) (Ruegg, 1962, p. 210), y al Mioceno en su totalidad, Inferior a Superior (Caldas, 1978, p. 38). En términos micro-paleontológicos, el reconocimiento en ellas de *Coccinodiscus lewisianus*, *Denticula lauta* y *Pseudopyxilla americana* (según Hanna y Klobe, *in* Ruegg, 1962, p. 123), diatomeas que no son más jóvenes que el Mioceno Medio, en las zonas tropicales (Andrews, 1976; Burckle, 1978), zona foraminífero-plánctica N15 como máximo (Van Couvering y Berggren, 1977), fija, desde ya, un plano bastante próximo a su probable edad mínima. La ocurrencia en estos mismos depósitos, además de las diatomeas, de foraminíferos planctónicos, entre los cuales figuran *Orbulina universa* y *Biorbulina bilobata* (según Stainforth y Thalmann, *in* Ruegg, 1962, p. 163), cuya primera aparición define la base de la zona foraminífero-plánctica N9 (Blow, 1969), y es coincidente con el límite Mioceno In-

ferior-Medio (Van Couvering y Berggren, 1977), confirma, a su vez, que la edad máxima de la secuencia analizada es posterior a dicho bio-crono-plano. La presencia adicional, entre los foraminíferos planctónicos reconocidos, de *Hastigerina siphonifera* (dada como *Globigerinella aequilateralis* por Stainforth y Thalmann, *loc. cit.*), que no es más antigua que la parte media de la zona N12 (Blow, 1969), garantiza en realidad que la Formación Pisco, en su mayor parte, es del Mioceno Medio terminal, Serravalliano Superior, zonas foraminífero-pláncticas N12 a N15, a lo menos, calibradas, en la actualidad, entre 13,8 y 10 m.a.

Más hacia el norte, en Perú septentrional, las diatomitas de Tongoy serían sincrónicas con las que sobreyacen, concordantemente, a la Formación Montera (Olsson, 1932) en el Desierto de Sechura, individualizadas como Formación Zapayal por los geólogos petroleros peruanos (MacDonald, 1956, p. 239-242). La Formación Montera, en base a microfósiles, correspondería al Mioceno Inferior según Olsson (1932, p. 34), y las diatomitas suprayacentes, al Mioceno Medio (*loc. cit.*, p. 34), resultados supuestamente confirmados mediante microfósiles (MacDonald, 1956).

El hallazgo, en la parte superior de la Formación Montera, de foraminíferos planctónicos, entre los cuales figura *Biorbulina bilobata* (dada como *Orbulina bilobata*) (Weiss *in* MacDonald, 1956, p. 283) indica, por lo pronto, que parte de los depósitos asignados a esta unidad son del Mioceno Medio o más jóvenes (Blow, 1969; Van Couvering y Berggren, 1977). La ocurrencia adicional, en el mismo intervalo, de *Globorotalia mayeri* y *Hastigerina siphonifera* (dada como *Globigerinella aequilateralis*) (Weiss, *loc. cit.*), especies que, en conjunto, no son más antiguas que la parte media de la zona N12 ni más jóvenes que la parte media de la zona N13 (Blow, 1969), confirma, en cambio, que la parte superior de la unidad en referencia incluye ambas zonas.

La Formación Montera por tanto, en su parte superior al menos, correspondería al Mioceno Medio terminal, Serravalliano Medio, zonas foraminífero-pláncticas N12 a N13, calibradas entre 13,8 y 11,8 m.a. (Fig. 2).

La Formación Zapayal, utilizando foraminífe-

ros planctónicos, ha sido atribuida al Mioceno Medio (MacDonald, 1956). El reconocimiento en ella de *Orbulina universa* y *Globorotalia peripheroronda* (dada como *G. barissanensis*) (Weiss, in MacDonald, 1956, p. 241), la concurrencia de las cuales no es más joven que la zona foraminífero-plánctica N12 (Blow, 1969), y de *Globorotalia menardii*, *Hastigerina siphonifera* (dada como *Globigerinella aequilateralis*) y *Spaeroidinella subdebiscens* (dado como *Spaeroidinella debiscens*) (Weiss, loc. cit.) que, como conjunto, no son anteriores a la zona foraminífero-plánctica N12 (Blow, 1969) garantiza, en realidad, que los depósitos señalados no son más antiguos que la base de la zona indicada, calibrada en 13,8 m.a., en la actualidad (Fig. 2). La presencia adicional en el material micropaleontológico estudiado de *Virgulina miocenica* (= *V. pertusa*) (Weiss, in MacDonald, 1956), especie bentónica que no sería más joven que la parte basal del Mioceno Superior, parte inicial de la zona foraminífero-plánctica N16 (Martínez, 1979, p. 69) sugiere, a su vez, que los depósitos en referencia son anteriores a dicho bio-cronohorizonte, estimado en 10 m.a., aproximadamente (Martínez, loc. cit.). Puede admitirse, por tanto, según microfósiles, que en la Formación Zapayal están representadas las zonas foraminífero-pláncticas N12 a N15, a lo menos, propias del Mioceno Medio terminal, Serravalliano Superior, calibradas entre 13,8 y 10 m.a., en la actualidad (Fig. 2). La Formación Zapayal, en consecuencia, sería sincrónica con la parte terminal de la Formación Monterrey, constituyendo ambas simples engranes laterales de facies.

La biocronocorrelación anterior puede extenderse también hasta el hemisferio norte, California, EE.UU. Allí, las diatomitas de Tongoy resultan sincrónicas con los depósitos similares, reconocidos en los acantilados costeros orientales de Bahía Newport, al sur de la ciudad de Los Angeles, UCLA Loc. 6126 (Barron, 1975; Ingle y Barron, 1978), y con los desarrollados en el extremo norte del cordón montañoso de La Panza, en la vecindad de la ciudad de San Luis Obispo (Addicott et al., 1978) asignados, en ambos casos, a la parte superior de la Formación Monterrey. En la primera localidad, clásica para los microfósiles silíceos de la costa pacífica de Norteamérica y a

nivel global (Barron, 1975), las diatomitas en referencia corresponderían al Mioceno Medio, zonas foraminífero-pláncticas N8 a N15, según Ingle y Barron (1978, p. 15, Fig. 8), con una calibración probable entre 17 y 10 m.a. (Fig. 2). Los depósitos diatomáceos del cordón montañoso de La Panza, restringidos en el área al Miembro Hames (Durham, 1974) de la Formación Monterrey, corresponderían, en cambio, al inicio de la zona diatomológica concurrente de *Denticula lauta* y *D. bustedtii* (Addicott et al., 1978, Fig. 6), extendida desde la base de la zona foraminífero-plánctica N11 hasta la parte terminal de la zona N15, calibradas entre 14,7 y 10 m.a. (Schrader, 1976; Burckle, 1978) e indicativas de la parte media y superior del Mioceno Medio, Serravalliano Inferior y Superior (McDougall y Page, 1975).

La discrepancia, en cuanto a la edad mostrada por la base de las diatomitas en ambas localidades, aunque notoria, es sólo aparente y atribuible, en gran parte, al manejo inadecuado de la información micropaleontológica disponible en Bahía Newport. El reconocimiento en las muestras iniciales en dicho perfil de *Denticula lauta* y *D. bustedtii*, (Ingle y Barron, 1978, Fig. 8), cuya ocurrencia no es más antigua que la parte media de la zona foraminífero-plánctica N11 (Blow, 1969), calibrada en 14,3 m.a. (Fig. 2), y de *Sphenolithus heteromorphus*, que no es más joven que la zona nannoplánctica NNS (Martini, 1971b), calibrada en 14,4 m.a. en el techo (Fig. 2) indica, en realidad, que la base de la secuencia es próxima al límite inferior de la zona foraminífero-plánctica N11, calibrada en 14,7 m.a. en su inicio, resultado idéntico al establecido para la base de las diatomitas en el área de La Panza (Addicott et al., 1978).

Los depósitos similares asignados a la Formación Monterrey, en los acantilados costeros occidentales de Bahía Newport, UCLA, Loc. 6126 (Barron, 1975), recubiertos concordantemente por la Formación Capistrano y atribuidos al Mioceno Superior (Ingle y Barron, 1978, Fig. 8), es probable, en cambio, que correspondan al Plioceno. La presencia en ellos, desde la base, de *Thalassiosira antiqua* y *Nitzschia fossilis* (Barron, 1975; Ingle y Barron, 1978), que no son más antiguas que dicho Piso (Burckle, 1978; Jousé, 1978), así lo sugiere.

## PALEOGEOGRAFIA

En términos paleogeográficos, los nuevos antecedentes biocronoestratigráficos aquí establecidos permiten conectar la génesis de las diatomitas de Tongoy y de los depósitos sincrónicos señalados, todos ellos marinos, con el avance máximo de la transgresión regional postulada por el autor principal para el margen pacífico americano durante el Mioceno Medio, específicamente durante el lapso comprendido entre la zona foraminífero-pláctica N8 y el término de la zona N15 (Martínez, 1978 y 1979).

En Chile, ella coincidiría con la transgresión del "Mar de Navidad" de Brügger (1950), la cual habría recubierto gran parte del país entre Valparaíso y Península de Taitao durante el Oligoceno (Brügger, 1950, p. 59, Fig. 9), y es homologable con la "Cuenca retro-andina de Navidad" de Aubouin *et al.*, (1973), supuestamente activa durante todo el Mioceno, desde su inicio hasta el límite con el Plioceno (*loc. cit.*, p. 34). La transgresión anterior, extendida por lo menos hasta Bahía de Mejillones del Sur en el norte del país sería, en cambio, del Mioceno Medio según el autor principal (Martínez, 1978 y 1979).

En Perú meridional, el evento anterior estaría conectado con la "transgresión del Oligoceno Medio" de Stainforth y Ruegg (1953), individualizada con posterioridad como "Transgresión Camaná" por Ruegg (1968) y como "Transgresión del Mar Miocénico" por Caldas (1978), quien le asigna, además, carácter tafrogénico (*loc. cit.*, p. 37). En Perú septentrional, con la "Transgresión Heath-Máncora" de Olsson (1931), del Oligoceno Superior (*loc. cit.*, p. 25) y con la transgresión "Zorritos", también de Olsson (1931), atribuida al Mioceno Medio (*loc. cit.*, p. 38), las cuales serían, por tanto, sincrónicas. El contenido foraminíferológico de la Formación Heath, el cual incluye *Globorotalia mayeri*, *Globigerinoides subquadriatus* (dado como *G. ruber*), *Hastigerina siphonifera* (dada como *Globigerinella aequilateralis*) y *Globorotalia peripheroronda* (dada como *G. bari-sanensis*) (Stainforth, 1955; Weiss, 1955), y resulta típico del Mioceno Medio y muy próximo al ofrecido por las Formaciones Montero y Zapayal, lo confirma claramente.

En California, la transgresión señalada estaría conectada con el "ciclo depositacional", desarrollado en las cuencas marinas marginales originadas a lo largo del borde pacífico de Norteamérica durante el Neógeno (Reed, 1933; Snavely y Wagner, 1963; Ingle, 1973a; Addicott, 1977). Dicho ciclo, a semejanza de lo comprobado en Perú septentrional, sería el resultado de tres transgresiones "distintas", en este caso, obviamente sincrónicas entre sí: la del Zemorrian, la del Relizian y la del Mohnian (Kleinpell, 1938, p. 58 y 180), atribuidas al Oligoceno terminal, al Mioceno Medio y al Mioceno Superior, respectivamente (Bandy, 1972; Lipps, 1972). Cada una de ellas constituye, en consecuencia, una simple expresión de una facies determinada en el proceso transgresivo común.

Puede admitirse, por tanto, que la formación de cuencas subsidentes y el desarrollo de secuencias marinas transgresivas, con predominio de sedimentos silíceos biógenos, fue un rasgo característico para la mayoría de las áreas marginales del océano Pacífico, durante el Mioceno Medio, y coincidió con un mejoramiento climático significativo y con varios eventos tectónicos mayores, incluyendo volcanismo masivo y reorganización final de placas (Minato *et al.*, 1965; Herron, 1971; Ingle, 1973b y 1975; Noble, *et al.*, 1974; Savin *et al.*, 1975; Craddock y Hollister, 1976; Farrar y Noble, 1976; McBirney, 1976; Martínez, 1978).

Lo anterior, además de confirmar el carácter conjugado de los eventos geológicos mencionados, sugiere que la transgresión del Mioceno Medio fue previa al pulso final de la fase tectónica Atica (Martínez, 1970b), calibrada en Chile, en  $9,75 \pm 0,25$  m.a. (Martínez, 1978) y claramente sincrónica a lo largo del margen pacífico americano (Martínez, 1970a). El hiatus postulado entre las diatomitas de Tongoy y los depósitos plio-pleistocénicos suprayacentes, el cual abarcaría todo el Mioceno Superior y el Plioceno Inferior, con una duración probable de 7 m.a., incluiría, en consecuencia, dos eventos tectónicos mayores, comunes a los Andes y las Rocallosas: la fase tectónica Atica y la fase tafrogénica Rhodaniana, esta última calibrada, tentativamente, en  $3,5 \pm 0,5$  m.a. en nuestro país (Martínez, 1978).

## IMPLICACIONES ECONOMICAS

La estrecha vinculación entre las diatomitas, los fosfatos y los carbonatos de calcio y magnesio, que genéticamente definen una tetrada geoquímica predominante en las zonas áridas y en facies de plataforma (Strakhov, 1969, p. 302-303; Burnett, 1977), convierte la investigación de las primeras en una herramienta estratigráfica de primer orden

para la búsqueda del segundo de los términos señalados. El hallazgo reciente, en el país, de importantes yacimientos sedimentarios de fosfatos, conectados con las diatomitas de Mejillones (Valdebenito, 1979), tal como ocurre en Perú y California en depósitos sincrónicos similares, lo confirma plenamente.

## CONCLUSIONES

1. Las diatomitas de Tongoy, del norte de Chile, no son del Plioceno medio, como se admite en la actualidad, sino del Mioceno Medio terminal, Serravalliano Superior, zonas foraminífero-pláncticas N13 a N15 como máximo, con una calibración probable entre 13 y 10 m.a.
2. Los depósitos estudiados son propios de un ambiente marino infralitoral, entre 25 y 30 m de profundidad, de aguas cálidas próximas a 25°C, en superficie, y sujeto a la influencia sistemática de aguas oceánicas y limnéticas.
3. Su correlación bioestratigráfica con algunos depósitos similares, desarrollados a lo largo del margen pacífico americano, sugiere que ellas son sincrónicas con las diatomitas de la Formación Pisco en Perú meridional, las de la Formación Zapayal en Perú septentrional, y las de la Formación Monterrey en California.
4. El hiatus postulado en Chile, entre las diatomi-

tas de Tongoy y los depósitos plio-pleistocénicos suprayacentes, el cual abarcaría todo el Mioceno Superior y el Plioceno Inferior, con una duración probable de 7 m.a., incluiría dos eventos tectónicos mayores, comunes a los Andes y las Rocallosas: la fase tectónica Atica y la fase tafrogénica Rhodaniana, cada una de ellas sincrónicas a nivel regional.

5. La supuesta existencia de depósitos marinos del Mioceno Superior y Plioceno Inferior, a lo largo del margen oriental del Pacífico es, según ello, discutible y debería ser revisada, críticamente, en cada caso.

6. Se confirma que la mayor parte de las discrepancias existentes con respecto a la historia geológica de los Andes y de las Rocallosas durante el Neógeno son, en último término, problemas de estratigrafía fina, no resueltos en forma adecuada o simplemente obsoletos.

## REFERENCIAS TAXONOMICAS

## Diatomeas:

- Actinocyclus ellipticus* Grunow, 1883, Lám. 124, Fig. 10; Gombos, 1975, p. 314, Lám. 1, Fig. 1 (non Fig. 4); = *Actinocyclus ellipticus* var. *lancoelatus* Gombos, 1975, p. 314, Lám. 1, Fig. 2. (Lám. 1, Fig. 9).
- Actinocyclus octonarius* Ehrenberg, 1838, p. 172, Lám. 21, Fig. 7; Orr, 1972, p. 111, Lám. 2, Fig. 8; Andrews, 1976, p. 14, Lám. 3, Fig. 7; = *Actinocyclus ehrenbergi* Hustedt, 1929 (1927-1966), p. 525-533, Fig. 298. (Lám. 2, Fig. 1)
- Actinoptychus senarius* (Ehrenberg) Ehrenberg, 1843, p. 400, Lám. 1, Fig. 27; = *Actinocyclus*

*senarius* Ehrenberg, 1838, p. 172, Lám. 21, Fig. 6; = *Actinoptychus undulatus* Kützing, 1904, p. 499-500, Lám. 134, Fig. 4. (Lám. 2, Figs. 4, 8).

*Auliscus caelatus* var. *constricta* Rattray, 1888, p. 905, Lám. 14, Fig. 7; Schmidt, 1874-1936, Lám. 117, Figs. 4-7; Frenguelli, 1949, p. 125, Lám. 7, Fig. 2. (Lám. 1, Fig. 5).

*Coscinodiscus divisus* Grunow, 1878, p. 125; Hustedt, 1928 (1927-1966), p. 410-412, Fig. 218; Lohman, 1941, p. 75-76, Lám. 15, Fig. 7. (Lám. 1, Fig. 1).

*Coscinodiscus oculo-iridis* Ehrenberg, 1841, p. 17;

- Hustedt, 1930 (1927-1966), p. 454, Fig. 252; Frenguelli, 1949, p. 132, Lám. 8, Figs. 1-2; Orr, 1972, p. 111, Lám. 1, Figs. 12-13; Andrews, 1976, p. 11, Lám. 2, Fig. 8. (Lám. 2, Fig. 7).
- Diploneis crabro* (Ehrenberg) Ehrenberg, 1854, Lám. 19, Fig. 29; Andrews, 1976, p. 23, Lám. 7, Figs. 22-23. (Lám. 1, Fig. 6).
- Diploneis pseudobombiformis* Hustedt, 1937 (1927-1966), p. 708, Fig. 1087; Frenguelli, 1949, p. 111, Lám. 5, Figs. 5-6. (Lám. 2, Fig. 6).
- Grammatophora angulosa* Ehrenberg, 1841, p. 153; Hustedt, 1931 (1927-1966), p. 39-40, Fig. 564; Frenguelli, 1949, p. 123, Lám. 1, Figs. 38-39; Andrews, 1980, p. 30, Lám. 2, Figs. 12-13. (Lám. 1, Fig. 10).
- Navicula lyra* Ehrenberg, 1843, p. 419, Lám. 1, Fig. 1, 1, Fig. 9a; Hanna, 1927, p. 116, Lám. 20, Fig. 3; Frenguelli, 1949, p. 114, Lám. 5, Figs. 8-9; Andrews, 1976, p. 22, Lám. 7, Fig. 19. (Lám. 1, Fig. 4).
- Opephoropsis tiltensis* Frenguelli, 1949, p. 117-118, Lám. 1, Figs. 30-31; =? *Dimeregramma fossile* Grunow, 1886, p. 33, Lám. 8, Fig. 67, Lám. 27, Fig. 265; =? *Rhaphoneis fossile* (Grunow) Andrews, 1978, p. 386, Lám. 3, Figs. 12-13, Lám. 6, Fig. 6. (Lám. 1, Fig. 8).
- Paralia coronata* (Ehrenberg) n. comb. = *Gaillonella coronata* Ehrenberg, 1845, p. 154; 1854, Lám. 38, 23, Fig. 5; = *Paralia sulcata* var. *coronata* (Ehrenberg) Andrews, 1976, p. 9, Lám. 1, Figs. 7-8. (Lám. 1, Fig. 3).
- Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, 1873, Vol. 1, No. 13, p. 7; Andrews, 1976, p. 8-9, Lám. 1, Figs. 5-6; = *Gaillonella sulcata* Ehrenberg, 1838, p. 170, Lám. 21, Fig. 5. (Lám. 1, Fig. 11).
- Plagiogramma obesa* Schmidt, 1874, Lám. 210, Fig. 7; Frenguelli, 1949, p. 121, Lám. 1, Figs. 26-27. (Lám. 1, Fig. 5).
- Rhaphoneis miocenica* Schrader, 1973b, p. 709, Lám. 25, Fig. 1 (non Fig. 11) (Lám. 1, Fig. 7).

#### Ebridos

*Ammodochium rectangularare* (Schulz) = *Ebria antiqua* var. *rectangularis* Schulz, 1928, p. 274, Figs. 72 a-d; Ling, 1971, p. 694, Lám. 2, Figs. 6-7; Ling, 1972, p. 195-196, Lám. 32, Figs. 3-5; Perch-Nielsen, 1974, p. 880, Lám. 4, Figs. 19-28, 30-32, Lám. 5, Figs. 13-17, 22, Lám. 9, Figs. 1-3, 6. (Lám. 1, Figs. 2, 13).

*Ebriopsis antiqua* (Schulz) = *Ebria antiqua* Schulz (part), 1928, p. 273-274, Fig. 69 a-f; Ling, 1971, p. 693, Lám. 1, Figs. 20-23, Lám. 2, Figs. 1-5; Ling, 1972, p. 196-197, Lám. 32, Figs. 6-12; Ling y McPherson, 1976, p. 165, Lám. 1, Figs. 24-27. (Lám. 2, Figs. 2, 9).

#### Dinoflagelados (endoesqueletos silíceos):

*Actiniscus pentasterias* (Ehrenberg) = *Dictyocha (Actiniscus) pentasterias* Ehrenberg, 1841, p. 111, 149; Ehrenberg, 1845, Lám. 18, Fig. 61, Lám. 19, Fig. 45, Lám. 33 (17), Fig. 1, Lám. 35A (23), Fig. 1; Dumitrica, 1973a, p. 822, Lám. 5, Figs. 6-8. (Lám. 2, Figs. 10-11).

#### Silicoflagelados:

*Distephanus speculum* (Ehrenberg) = *Dictyocha speculum* Ehrenberg, 1840, p. 150, Lám. 4, Fig. 4. (Lám. 1, Fig. 12).

*Mesocena elliptica* (Ehrenberg) = *Dictyocha (Mesocena) elliptica* Ehrenberg, 1840, p. 308 = *Mesocena elliptica* Dumitrica, 1973b, p. 850, Lám. 5, Figs. 5-6, Lám. 6, Fig. 1. (formas con 4 espinas radiales). (Lám. 2, Fig. 3).

#### REFERENCIAS

- ADDICOTT, W.O. 1977. Neogene chronostratigraphy of nearshore marine basins of the eastern North Pacific. In Int. Congr. Pacific Neogene Stratigraphy, No. 1, Proc., p. 151-175. Tokyo, 1976.
- ADDICOTT, W.O.; POORE, R.Z.; BARRON, J.A.; et al. 1978. Neogene biostratigraphy of the Indian Creek-Shell Creek area, northern La Panza Range, California. In Neogene biostratigraphy of selected areas in the California Coast Range (Addicott, W.O.; ed.), U.S. Geol. Surv., Open File Rep., No. 78-446, p. 49-81.
- ANDREWS, G.W. 1976. Miocene marine diatoms from the Choptank Formation, Calvert County, Maryland. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., No. 910, 41 p.
- ANDREWS, G.W. 1978. Marine diatom sequence in Miocene strata of the Chesapeake Bay region,

- Maryland. *Micropaleontology*, Vol. 24, No. 4, p. 371-406.
- ANDREWS, G.W. 1980. Neogene diatoms from Petersburg, Virginia. *Micropaleontology*, Vol. 26, No. 1, p. 17-48.
- ASANO, K.; INGLE, J.; TAKAYANAGI, Y. 1969. Neogene planktonic foraminiferal sequence in north-eastern Japan. *In* Int. Conf. on Planktonic Microfossils, No. 1, Proc., (Bronnimann, P.; Renz, H.H.; eds.), Vol. 1, p. 14-25.
- AUBOUIN, J.; BORRELLO, A.; CECIONI, G.; *et al.* 1973. Esquisse paléogéographique et structurale des Andes Méridionales. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, Vol. 15, No. 1-2, p. 11-72.
- BANDY, O.L. 1972. Neogene planktonic foraminiferal zones, California, and some geologic implications. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, Vol. 12, No. 1-2, p. 131-150.
- BARRON, J.A. 1975. Marine diatom biostratigraphy of Upper Miocene-Lower Pliocene strata of southern California. *J. Paleont.*, Vol. 49, No. 4, p. 619-632.
- BARRON, J.A. 1976. Revised Miocene and Pliocene diatom biostratigraphy of upper Newport Bay, Newport Beach, California. *Mar. Micropaleontol.*, Vol. 1, p. 27-63.
- BEDROSSIAN, T.L. 1973. Little things in life. *Calif. Geol.*, Vol. 26, No. 8, p. 174-202.
- BERGGREN, W.; VAN COUVERING, J. 1974. The late Neogene: Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, Vol. 16, No. 1-2, p. 1-216.
- BLOW, W.H. 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *In* Int. Conf. on Planktonic Microfossils, No. 1, Proc., (Bronnimann, P.; Renz, H.H.; eds.), Vol. 1, p. 199-421.
- BRÜGGEN, J. 1913. Informe sobre las exploraciones geológicas de la región carbonífera del sur de Chile. *Soc. Nac. Minería (Chile), Bol. Minero*, Vol. 25, Ser. 3, No. 191, p. 6-29.
- BRÜGGEN, J. 1934. *Grundzüge der Geologie und Lagerstättenkunde Chiles*. Heidelberg Akad. Wiss., Math. Nat. Kl., 362 p. Tübingen.
- BRÜGGEN, J. 1950. *Fundamentos de la Geología de Chile*. Inst. Geogr. Militar (Chile), 374 p. Santiago.
- BURCKLE, L.H. 1978. Marine diatoms. *In* Introduction to marine micropaleontology (Haq, B.U.; Boersma, A.; eds.), Elsevier Publ. Co., p. 245-266. New York.
- BURNETT, W.C. 1977. Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Perú and Chile. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 88, No. 6, p. 813-823.
- CALDAS, V.J. 1978. *Geología de los cuadrángulos de San Juan Acarí y Yauca*. Inst. Geol. Min. (Perú), Bol., No. 30, p. 3-77.
- CIESIELSKI, P.F. 1974. Southern Ocean silicoflagellate paleotemperatures based upon *Dyctyoeba to Distephanus* ratios. *Antarct. J.U.S.*, Vol. 9, p. 121-145.
- CIESIELSKI, P.F. 1975. Biostratigraphy and Paleoecology of Neogene and Oligocene silicoflagellates from cores recovered during Antarctic Leg 28, Deep Sea Drilling Project. *In* Initial reports on the Deep Sea Drilling Project (Hayes, D.; Frakes, L.A.; *et al.*; eds.), U.S. Govt. Print. Off., Wash., Vol. 28, p. 625-691.
- CIESIELSKI, P.F.; WEAVER, F.M. 1973. Southern ocean Pliocene paleotemperatures based on silicoflagellates from deep-sea cores. *Antarct. J.U.S.*, Vol. 8, No. 5, p. 295-297.
- CLEVE, P.T. 1873. On diatoms from the Arctic Sea. *K. Svenska Vetensk.-Akad., Handl.*, Vol. 1, No. 13, p. 1-28.
- CRADDOCK, C.; HOLLISTER, C.D. 1976. Geologic evolution of the southeast Pacific basin. *In* Initial reports of the Deep Sea Drilling Project (Hollister, C.D.; Craddock, C.; *et al.*; eds.), U.S. Govt. Print. Off., Wash., Vol. 35, p. 723-743.
- DEFLANDRE, G. 1952a. Sous-embanchement des flagellés; classe des ébriediens. *In* *Traité de Paléontologie* (Piveteau, J.; ed.), Vol. 1, p. 125-128. Masson et Cie., Paris.
- DEFLANDRE, G. 1952b. Classe des Ebriediens (Ebriediens fossiles). *In* *Traité de Zoologie* (Grasse, P.P.; ed.), Vol. 1, p. 412-416. Masson et Cie., Paris.
- DOUGLAS, R.G.; SAVIN, S.M. 1971. Isotopic analyses of planktonic foraminifera from the Cenozoic of the northwest Pacific, Leg 6. *In* Initial reports of the Deep Sea Drilling Project (Fischer, A.C.; Heezen, B.C.; *et al.*; eds.), U.S. Govt. Print. Off., Wash., Vol. 6, p. 1123-1127.
- DUMITRICA, P. 1973a. Cenozoic endoskeletal dinoflagellates in southwestern Pacific sediments cored during Leg 21 of the DSDP. *In* Initial reports on the Deep Sea Drilling Project (Burns, R.E.; Andrews, J.E.; *et al.*; eds.), U.S. Govt. Print. Off., Wash., Vol. 21, p. 819-835.
- DUMITRICA, P. 1973b. Paleocene, Late Oligocene and Post-Oligocene silicoflagellates in Southwestern Pacific sediments cored on DSDP 21. *In* Initial reports of the Deep Sea Drilling Project (Burns, R.E.; Andrews, J.E.; *et al.*; eds.), U.S. Govt. Print. Off., Wash., Vol. 21, p. 837-883.
- DURHAM, D.L. 1974. Geology of the southern Salinas Valley area, California. *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, No. 819, 111 p.
- EHRENBERG, C.G. 1838. *Die Infusionstierchen als vollkommene Organismen*. Leipzig: L. Voss, 548 p.
- EHRENBERG, C.G. 1840. *Charakteristik von 274 neuen Arten von Infusorien*. K. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, Ber., p. 197-219.

- EHRENBERG, C.G. 1841. Über noch jetzt zahlreich lebende Thierarten der Kreidebildung und den Organismus der Polythalamien. K. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, Abh., p. 81-174. Berlin, 1839.
- EHRENBERG, C.G. 1843. Verbreitung und Einfluss des mikroskopischen Lebens in Süd- und Nord-Amerika. K. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, Phys. Abh., p. 291-445. Berlin, 1841.
- EHRENBERG, C.G. 1845. Vorläufige zweite Mitteilung über die kleinsten organischen Lebens zu den vulkanischen Massen der Erde. K. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, Ber., p. 13-157. 1844.
- EHRENBERG, C.G. 1854. Mikroleologie. Leipzig: L. Voss., 374 p. Leipzig.
- FARRAR, E.; NOBLE, D.C. 1976. Timing of late Tertiary deformation in the Andes of Peru. Geol. Soc. Am., Bull., Vol. 87, No. 9, p. 1247-1250.
- FOWLER, G.A.; ORR, W.N.; KULM, L.D. 1971. An upper Miocene diatomaceous rock unit on the Oregon continental shelf. J. Geol., Vol. 79, No. 5, p. 603-608.
- FRAKES, L.A.; KEMP, E.M. 1973. Palaeogene continental positions and evolution of climate. In Implications of continental drift to the Earth Sciences. (Tarling, D.H.; Runcorn, S.K.; eds.), Vol. 1, p. 539-559. Acad. Press, London.
- FRENGUELLI, J. 1938. Análisis microscópico del Trípoli de Arica. Ministerio de Fomento (Chile), Depto. Minas y Petróleo, 8 p. Edit. Nascimento, Santiago.
- FRENGUELLI, J. 1940. Consideraciones sobre los silicoflagelados fósiles. Museo de La Plata (Argent.), Rev., (Paleontol. No. 7), Vol. 2, p. 37-112.
- FRENGUELLI, J. 1941. Silicoflagelados y radiolarios del Trípoli del valle de Tiltit, Chile. Museo de La Plata (Argent.), Nota, (Paleontol. No. 6), p. 93-100.
- FRENGUELLI, J. 1949. Diatomeas fósiles de los yacimientos chilenos de Tiltit y Mejillones. Darwiniana, Vol. 9, No. 1, p. 97-156.
- FUJI, N.; BACHMANN, A. 1968. Fossil Polen, Sporen und Silicoflagellaten aus den Hijirikawa-Schichten (Obermiozän) der Halbinsel Noto, Zentral-Japan (I). Kansawa Univ., Fac. Educ., Natl. Sci. Bull., No. 17, p. 41-56.
- GEMEINHARDT, K. 1930. Silicoflagellate. In Kryptogamen-Flora von Deutschland, Oesterreich und der Schweiz (Rabenhorst, G.L.; ed.), Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig, Vol. 10, No. 2, p. 1-87.
- GOMBOS, A.M. JR. 1975. Fossil diatoms from Leg 7, Deep Sea Drilling Project. Micropaleontology, Vol. 21, No. 3, p. 306-333.
- GRUNOW, A. 1878. Algen und Diatomaceen aus dem Kaspischen Meere. Dr. O. Schneider Naturwissen. Beitr. z. Kenntn. d. Kaukasländer. Naturw. Gesell. "Isis" zu Dresden, p. 100-133. Dresden.
- GRUNOW, A. 1883. In Synopsis des Diatomées de Belgique (Van Heurck, H., ed. 1880-1885), Ducaju et Cie., Atlas, 235 p. Anvers.
- GRUNOW, A. 1886. In Beiträge zur Kenntnis der fossilen Bacillaren Ungarns. 3 Teile. (Pantocsek, J.; ed. 1886-1892), Nagy - Tapolesany: Julius Platzko. Teil 1, Marine Bacillarien, 75 p. Berlin.
- HANNA, G.D. 1927. The lowest known Tertiary diatoms in California. J. Paleontol., Vol. 1, No. 2, p. 103-128.
- HAQ, B.U.; RILEY, A. 1976. Antarctic silicoflagellates from the Southeast Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 35. In Initial reports of the Deep Sea Drilling Project (Hollister, C.D.; Craddock, C.; et al.; eds.) U.S. Govt. Print. Off., Wash., Vol. 35, p. 673-691.
- HERM, D. 1969. Marines Pliozän und Pleistozän in Nord- und Mittel-Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen. Zitteliana, No. 2, p. 1-159.
- HERM, D.; PASKOFF, R. 1966. Note préliminaire sur le Tertiaire Supérieur du Chili Centre-Nord. Soc. Géol. Fr., Bull., Vol. 8, Ser. 7, p. 760-765.
- HERM, D.; PASKOFF, R.; STIEFEL, J. 1966. Premières observations sur les alentours de la baie de Tongoy (Chili). Soc. Géol. Fr., Bull., Vol. 8, Ser. 7, p. 21-24.
- HUSTEDT, F. 1927-1966. Die Kieselalgen Deutschlands, Oesterreichs und der Schweiz. In Kriptogamen-Flora von Deutschland, Oesterreich und der Schweiz (Rabenhorst, G.L.; ed.), Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig, Vol. 7; Part 1: 920 p. (1927-1930); Part 2: 845 p. (1931-1959); Part 3: 816 p. (1960-1966).
- IMBRIE, J.; KIPP, N.G. 1971. A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a Late Pleistocene Caribbean core. In Late Cenozoic glacial ages. (Turekian, K.K.; ed.), Yale Univ. Press, p. 71-181.
- INGLE, J.C. 1973a. Summary comments on Neogene biostratigraphy, physical stratigraphy, and paleoceanography in the marginal northeastern Pacific ocean. In Initial reports of the Deep Sea Drilling Project (Kulm, L.D.; Von Heune, R.; et al.; eds.), U.S. Govt. Print. Off., Wash., Vol. 18, p. 949-959.
- INGLE, J.C. 1973b. Biostratigraphy and paleoecology of early Miocene through early Pleistocene benthonic and planktonic foraminifera, San Joaquin Hills-Newport Bay-Dana Point area, Orange County, California. In Miocene sedimentary environments and biofacies, southeastern Los Angeles Basin, SEPM Trip 1 Guidebook: Am. Assoc. Pet. Geol., Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Soc. Econ. Geol., Ann. Meeting, 1973.
- INGLE, J.C.; BARRON, A. 1978. Neogene biostratigraphy and paleoenvironments of the San Joaquin

- Hills and Newport Bay area, California. *In* Neogene biostratigraphy of selected areas in the California Coast Range (Addicott, W.O., ed.), U.S. Geol. Surv., Open File Rep., No. 78-446, p. 3-27.
- JORDAN, E. 1929. Report on fossils from Coquimbo. *In* Earthquake conditions in Chile (Willis, B.; ed.), Carnegie Inst. Wash., Public. No. 382, p. 117-119.
- JOUSE, A.P. 1978. Diatom biostratigraphy on the generic level. *Micropaleontology*, Vol. 24, No. 3, p. 316-326.
- KLEINPELL, R.M. 1938. Miocene stratigraphy of California. *Am. Assoc. Pet. Geol.*, 400 p. Tulsa.
- KOIZUMI, I. 1968. Tertiary diatom flora of Oga Peninsula, Akita Prefecture, northeast Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., Ser. 2 (Geol.)*, Vol. 40, No. 3, p. 171-240.
- KOIZUMI, I. 1973. The Late Cenozoic diatoms of sites 183-193, Leg 19, Deep Sea Drilling Project. *In* Initial reports of the Deep Sea Drilling Project (Creager, J.S.; Scholl, D.W.; et al.; eds.), U.S. Govt. Print. Off., Wash., Vol. 19., p. 805-856.
- KÜTZING, F.T. 1904. *In* Thallophyta-Diatomacea in systematic paleontology of the Miocene deposits of Maryland. (Boyer, C.S.; ed.). *Md. Geol. Surv., Miocene*, 507 p. Maryland.
- LING, H.Y. 1971. Silicoflagellates and Ebridians from the Shinzan diatomaceous mudstone member of the Onnagawa Formation (Miocene), northeast Japan. *In* Planktonic Conference, No. 2, Proc., (Farinacci, A.; ed.), Vol. 2, 1-7, p. 689-699. Rome, 1970.
- LING, H.Y. 1972. Upper Cretaceous and Cenozoic silicoflagellates and ebridians. *Am. Paleontol., Bull.*, Vol. 62, No. 273, p. 135-223.
- LING, H.Y.; MCPHERSON, L.M. 1976. Silicoflagellates and ebridians from the Nadaura area, Noto Peninsula, Japan. *In* Progress in Micropaleontology (Takayanagi, Y.; Saito, T.; eds.), *Micropaleontol. Press, Am. Mus. Nat. Hist.*, New York, p. 160-168.
- LIPPS, J.H. 1972. Plankton biostratigraphy and palaeoecology of the eastern North Pacific ocean: Introduction. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, Vol. 12, No. 1-2, p. 3-14.
- LOEBLICH, III A.R.; LOEBLICH, L.A.; TAPPAN, H.; et al. 1968. Annotated index fossils and recent silicoflagellates and ebridians with descriptions and illustrations of validity proposed taxa. *Geol. Soc. Am., Mem.*, No. 106, 319 p.
- LOHMAN, K.E. 1941. Geology and biology of North Atlantic deep-sea cores between Newfoundland and Ireland, Part 3, Diatomaceae. *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, Vol. 3, No. 196, p. 55-86.
- LOPEZ, M.C. 1965. Estudios de los depósitos marinos de la Bahía de Tongoy. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 179 p. Santiago.
- MACDONALD, G.H. 1956. Miocene of the Sechura desert, Piura. *Soc. Geol. Perú, Congr. Nac. Geol.*, No. 1, *Anales*, Vol. 30, Parte 1, p. 225-242.
- MANDRA, Y.T. 1958. Fossil silicoflagellates from California. Ph. D. Thesis, Stanford Univ., 145 p. Stanford.
- MANDRA, Y.T. 1969. Silicoflagellates: A new tool for the study of Antarctic Tertiary climates. *Antarct. J.U.S.*, Vol. 4, No. 5, p. 172-174.
- MARTINEZ, R. 1970a. Relaciones cronoestratigráficas a lo largo del margen pacífico sudamericano y de la Península Antártica durante el Cenozoico. *In* Congr. Latinoam. Geol., No. 1, Resúmenes, p. 39-40. Lima, Perú.
- MARTINEZ, R. 1970b. Tectónica versus micropaleontología: nuevos antecedentes cronoestratigráficos sobre las principales fases diastróficas cenozoicas del margen pacífico sur-oriental. *In* Congr. Latinoam. Geol., No. 1, Resúmenes, p. 51-52. Lima, Perú.
- MARTINEZ, R. 1978. Hallazgo del Mioceno marino en la península de Mejillones, Antofagasta, Chile. *In* Congr. Argent. Paleontol., No. 2 y Congr. Latinoam. Paleontol., No. 1. Buenos Aires, 1978 (en prensa).
- MARTINEZ, R. 1979. Hallazgo de foraminíferos miocénicos cerca de Puerto Aldea, Bahía de Tongoy, Provincia de Coquimbo, Chile. *Inst. Invest. Geol., Rev. Geol. Chile*, No. 8, p. 65-78.
- MARTINEZ, R. 1980. Sur la présence du Miocene Moyen à la Baie de Tongoy, Province de Coquimbo, Chile. *Colloque Africain de Micropaleontologie*, No. 8, Vol. 3. Paris (en prensa).
- MARTINEZ, R.; ROSALES, G. 1979. Discoasterídeos de las diatomitas de Caleta Herradura, Península de Mejillones, Provincia de Antofagasta, Chile. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 2, Resúmenes, p. 52-53. Arica.
- MARTINEZ, R.; VALENZUELA, M. 1979. Discoasterídeos de la Formación Navidad (enmend. Etchart, 1973), en Punta Perro, Provincia de San Antonio, Chile. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 2, *Actas*, Vol. 3, p. H77-H101. Arica.
- MARTINI, E. 1971a. Neogene silicoflagellates from the Equatorial Pacific. *In* Initial reports of the Deep Sea Drilling Project (Winterer, E.L.; et al.; eds.), U.S. Govt. Print. Off., Wash., Vol. 7, Part 2, p. 1695-1708.
- MARTINI, E. 1971b. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *In* Planktonic Conf., No. 2, Proc. (Farinacci, A.; ed.), Vol. 2, 1-7, p. 739-785. Rome, 1970.
- MARTINI, E. 1977. Systematics, distribution and stratigraphical application of silicoflagellates. *In* *Oceanic Micropaleontology* (Ramsay, A.T.S.; ed.), Vol. 2, p. 1327-1343.

- MCDUGALL, I.; PAGE, R.W. 1975. Toward a physical time-scale for the Neogene-data from the Australian region. *In* Late Neogene epoch boundaries (Saito, T.; Burckle, L.H.; eds.), Micropaleontology, Spec. Publ., No. 1, p. 75-84.
- MINATO, M.; GORAI, M.; HUNAHASHI, M. (eds.). 1965. The geological development of the Japanese islands. Tsukiji Shokan Co., Ltd., 442 p. Tokyo.
- MOERICKE, W.; STEINMANN, G. 1896. Die Tertiärbildungen des nördlichen Chile und ihre Fauna. Neues Jahrb. Mineral. Geol. Paläontol., Beil., Vol. 10, p. 533-612.
- MUHINA, V.V. 1971. Problems on diatom and silicoflagellate Quaternary stratigraphy in the Equatorial Pacific Ocean. *In* The micropaleontology of Oceans (Funnell, B.M.; Riedel, W.R.; eds.), Cambridge Univ. Press, p. 423-431.
- NEWELL, N.D. 1956. Reconocimiento geológico de la región Pisco-Nazca. Soc. Geol. Perú, Congr. Nac. Geol., No. 1, Anales, Vol. 30, Parte 1, p. 261-295.
- NOBLE, D.C.; MCKEE, H.; FARRAR, E.; *et al.* 1974. Episodic volcanism and tectonism in the Andes of Peru. Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 21, p. 213-220.
- OLSSON, A.A. 1931. Contribution to the Tertiary paleontology of Northern Peru: Part 1, Eocene Mollusca and Brachiopoda. Am. Paleontol., Bull., Vol. 14, No. 52, p. 5-102.
- OLSSON, A.A. 1932. Contribution to the Tertiary paleontology of Northern Peru: Part 5, The Peruvian Miocene. Am. Paleontol., Bull., Vol. 19, No. 68, p. 4-264.
- ORR, W.N. 1972. Pacific northwest siliceous phytoplankton. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., Vol. 12, No. 1-2, p. 95-114.
- ORR, W.N.; CONLEY, S. 1976. Siliceous dinoflagellates in the northeast Pacific rim. Micropaleontology, Vol. 22, No. 1, p. 92-99.
- PERCH-NIELSEN, K. 1974. Late Cretaceous to Pleistocene archaeomonads, ebridians, endoskeletal dinoflagellates, and other siliceous microfossils from the Subantarctic Southwest Pacific, DSDP, Leg 29. *In* Initial reports of the Deep Sea Drilling Project (Kennett, J.P.; Houtz, R.E.; *et al.*; eds.), U.S. Govt. Print. Off., Wash., Vol. 29, p. 873-884.
- PERES, J.M. 1961. La vida en el océano. Colección Microcosmos, No. 10. Ediciones Martínez Roca, 192 p. Barcelona.
- PETERSEN, G. 1934. Informe preliminar sobre la Geología de la faja costera del Departamento de Ica. Empr. Pet. Fiscal (Perú), Bol. Técn. No. 1, p. 33-77.
- PHILIPPI, R.A. 1887. Die tertiäre und quartäre Versteinerungen Chiles. 266 p., Brockhaus, Leipzig. (Traduc. Esp.: Los fósiles terciarios y cuaternarios de Chile, 256 p.).
- POELCHAU, H.S. 1976. Distribution of Holocene silicoflagellates in North Pacific sediments. Micropaleontology, Vol. 22, No. 2, p. 164-193.
- RATTRAY, J. 1888. A revision of the genus *Auliscus* Ehrb. and of some allied genera. Roy. Micros. Soc., J., 1888, p. 861-920.
- REED, R.J. 1933. Geology of California. Am. Assoc. Petrol. Geol., 335 p. Tulsa.
- RUEGG, W. 1962. Rasgos morfológicos-geológicos intramarinos y sus contrapartes en el suelo continental peruano. Soc. Geol. Perú, Congr. Nac. Geol., No. 2, Anales, Vol. 38, Parte 3, p. 97-142.
- RUEGG, W. 1968. Desarrollo regional del Terciario en la costa sur del Perú. *In* El Terciario de Chile, zona central. Simposio (Cecioni, G.; ed.), p. 259-273, Edit. A. Bello, Santiago, Chile.
- SAITO, T. 1977. Late Cenozoic planktonic foraminiferal datum levels: The present state of knowledge toward accomplishing Pan-Pacific stratigraphic correlation. Int. Congr. Pac. Neogene Strat., No. 1, Proc., p. 61-80. Tokyo, 1976.
- SAVIN, S.M.; DOUGLAS, R.G.; STEHLI, F.G. 1975. Tertiary marine paleotemperatures. Geol. Soc. Am., Bull., Vol. 86, p. 1499-1510.
- SCHMIDT, A. 1874-1936. Atlas der Diatomaceenkunde. R. Reisland, 42 p. Leipzig.
- SCHRADER, H.J. 1973a. Cenozoic diatoms from the northeast Pacific, Leg 18. *In* Initial reports of the Deep Sea Drilling Project (Kulm, L.D.; *et al.*; eds.) U.S. Govt. Print. Off., Wash., Vol. 18, p. 673-797.
- SCHRADER, H.J. 1973b. Stratigraphic distribution of marine species of the diatom *Denticula* in Neogene North Pacific sediments. Micropaleontology, Vol. 19, No. 4, p. 417-430.
- SCHRADER, H.J. 1976. Cenozoic planktonic diatom biostratigraphy of the Southern Pacific Ocean. *In* Initial reports of the Deep Sea Drilling Project (Hollister, C.D.; Craddock, C.; *et al.*; eds.) U.S. Govt. Print. Off., Wash., Vol. 35, p. 605-671.
- SCHULZ, P. 1828. Beiträge zur Kenntnis fossiler und rezenter Silicoflagellaten. Bot. Archiv., Vol. 21, No. 2, p. 225-292.
- SHACKLETON, N.J.; KENNETT, J.P. 1975. Late Cenozoic oxygen and carbon isotopic changes at DSDP Site 284: Implications for glacial history of the northern hemisphere and Antarctica. *In* Initial reports of the Deep Sea Drilling Project (Kennett, J.P.; Houtz, R.E.; *et al.*; eds.), U.S. Govt. Print. Off., Wash., Vol. 29, p. 801-807.
- SNAVELY, P.D.; WAGNER, H.C. 1963. Tertiary geologic history of western Oregon and Washington. Wash. Div. Mines, Geol. Rep., Inv., p. 22-25.
- STAINFORTH, R.M. 1955. Ages of Tertiary formations of Northwest Peru. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., Vol. 39, No. 10, p. 2068-2077.

- STAINFORTH, R.M.; RUEGG, W.** 1953. Mid-Oligocene transgression in Southern Peru. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, Vol. 37, No. 3, p. 558-568.
- STAINFORTH, R.M.; LAMB, J.L.; LUTERBACHER, H.; et al.** 1975. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. *Univ. Kansas Paleontol. Contr.*, No. 62, 425 p. Kansas.
- STEINMANN, G.** 1895. Das Auftreten und Alter der Quiriquina-Schichten. *N. Jahrb. Min. Geol. Palaeontol., Beil.*, Vol. 10, p. 64-94.
- STRAKHOV, N.M.** 1969. Principles of Lithogenesis. Consultants Bureau, Vol. 2, p. 302-303. New York.
- TAPPAN, H.** 1968. Primary production, isotopes, extinctions and atmosphere. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, Vol. 4, No. 1-4, p. 187-210.
- TEMPERE, J.; PERAGALLO, H.** 1907-1915. Diatomées du Monde entier. (2<sup>e</sup> édition), 30 Fasc., Part 1, Grez-sur Loing (S.-et-M), 209 p. Arcachon.
- THEYER, F.; HAMMONDS, S.** 1974. Paleomagnetic polarity sequence and radiolarian zones, Bruhnes to Polarity Epoch 20. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 22, No. 4, p. 307-319.
- VALDEBENITO, E.** 1979. Geología de las fosforitas-Mejillones. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 136 p. Santiago.
- VALENTINE, J.W.** 1966. The present is the key to the present. *J. Geol. Educ.*, Vol. 14, No. 2, p. 59-60.
- VAN COUVERING, J.A.; BERGGREN, W.A.** 1977. The biostratigraphical basis of the Neogene time scale. *In* New concepts in Biostratigraphy (Hazel, J. E.; Kauffman, E.; eds.). Dawden, Hutchison & Ross, Inc., p. 283-306. Stroudsburg, Penna.
- WEISS, L.** 1955. Planktonic index foraminifera of North-western Peru. *Micropaleontology*, Vol. 1, No. 4, p. 301-319.
- WORNARDT, W.W. JR.** 1969. Diatoms past, present, future. *In* Int. Conf. on Planktonic Microfossils, No. 1 (Bronnimann, P.; Renz, H.H.; eds.), Proc., Vol. 2, p. 690-715. Geneva.
- YANAGISAWA, T.** 1943. Klishitsu-benmochu nitsuite (silicoflagellatae). *Uni to Sore [Sea and Sky]*, Vol. 23, No. 451, p. 11-29.

NOTA DEL EDITOR. El presente trabajo fue expuesto en las sesiones del II Congreso Geológico Chileno realizado en la ciudad de Arica, Chile, entre los días 6 y 10 de Agosto de 1979. La autorización para su publicación en la Revista Geológica de Chile, fue otorgada a solicitud del Editor.

## L A M I N A I

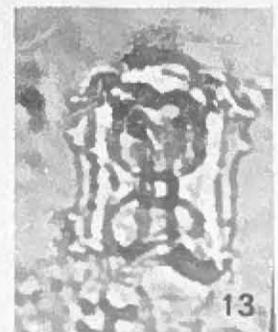
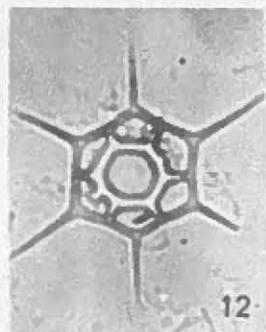
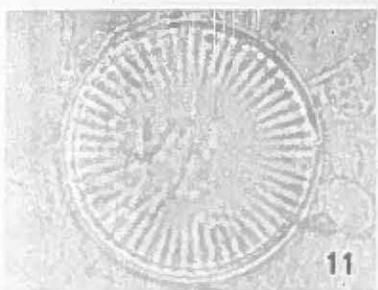
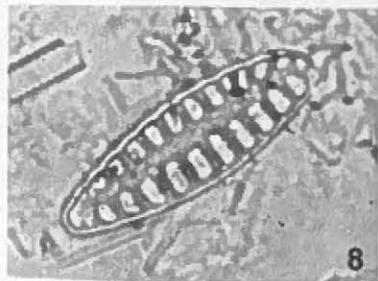
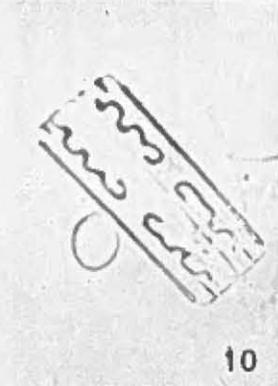
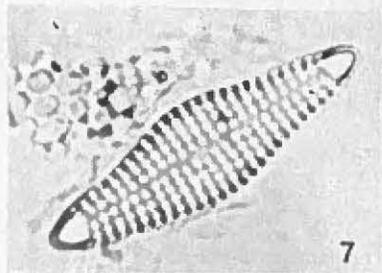
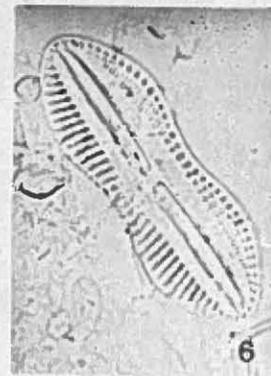
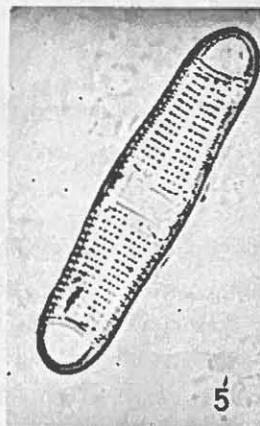
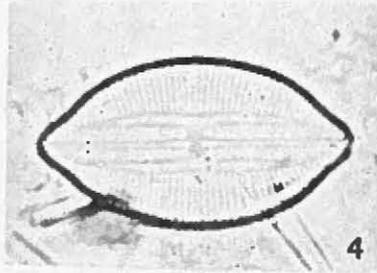
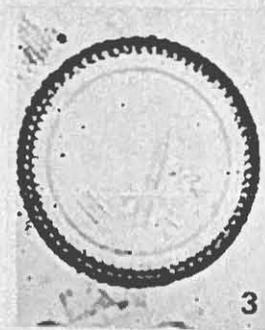
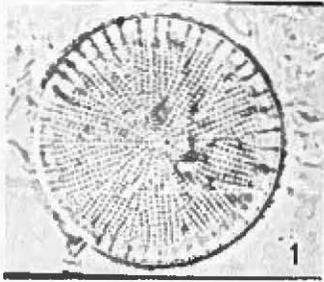
## Diatomitas de Tongoy

(Micrografías ópticas)

- |     |   |
|-----|---|
| 1   | <i>Coscinodiscus divisus</i> Grunow. Preparación No. 4 (x 700)        |
| 2,3 | <i>Ammodochium rectangulare</i> (Schulz). Preparación No. 1 (x 400)   |
| 3   | <i>Paralia coronata</i> (Ehrenberg). Preparación No. 5 (x 530)        |
| 4   | <i>Navicula lyra</i> Ehrenberg. Preparación No. 4 (x 900)             |
| 5   | <i>Plagiogramma obesa</i> Schmidt. Preparación No. 8 (x 580)          |
| 6   | <i>Diploneis crabro</i> (Ehrenberg). Preparación No. 8 (x 580)        |
| 7   | <i>Rhaphoneis miocenica</i> Schrader. Preparación No. 5 (x 1400)      |
| 8   | <i>Opephoropsis titilensis</i> Frenguelli. Preparación No. 5 (x 1200) |
| 9   | <i>Actinocyclus ellipticus</i> Grunow. Preparación No. 1 (x 540)      |
| 10  | <i>Grammatophora angulosa</i> Ehrenberg. Preparación No. 5 (x 950)    |
| 11  | <i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg). Preparación No. 8 (x 900)         |
| 12  | <i>Distephanus speculum</i> (Ehrenberg). Preparación No. 5 (x 900)    |

Diatomita de Tongoy

LAMINA I



## L A M I N A II

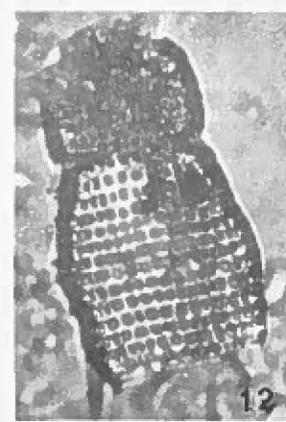
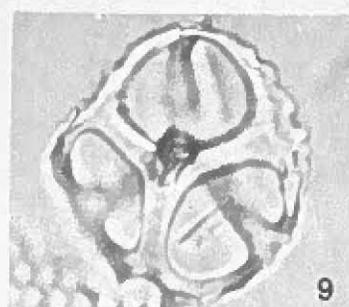
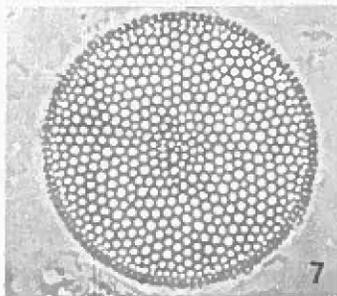
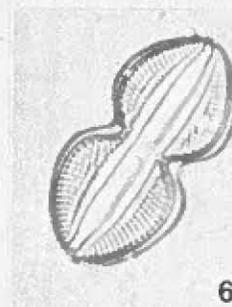
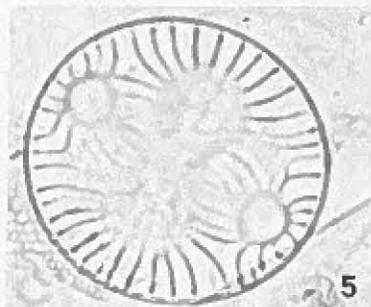
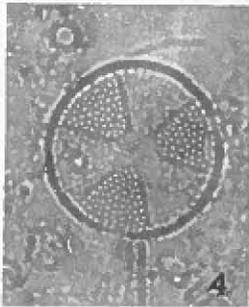
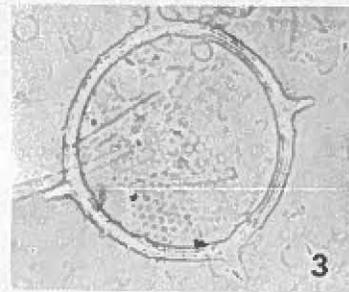
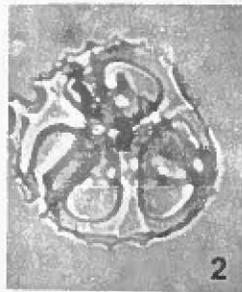
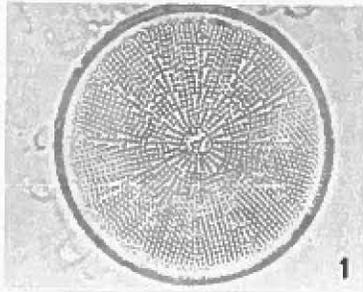
## Diatomitas de Tongoy

(Micrografías ópticas)

- 1 *Actinocyclus octonarius* Ehrenberg. Preparación No. 1 (x 600)
- 2,9 *Ebriopsis antiqua* (Schulz)  
2. Preparación No. 3 (x 800)  
9. Preparación No. 1 (x 1050)
- 3 *Mesocena elíptica* (Ehrenberg). Preparación No. 2 (x 500)
- 4,8 *Actinoptychus senarius* (Ehrenberg)  
4. Preparación No. 4 (x 370)  
8. Preparación No. 1 (x 580)
- 5 *Ausliscus caelatus* var. *constricta* Rattray. Preparación No. 1 (x 600)
- 6 *Diploneis pseudobombiformis* Hustedt. Preparación No. 3 (x 600)
- 7 *Coscinodiscus oculo-iridis* Ehrenberg. Preparación No. 1 (x 580)
- 10,11 *Actiniscus pentasterias* (Ehrenberg). Preparación No. 2 (x 1500)  
Ejemplares distintos.  
10. Enfoque bajo. 11. Enfoque alto.
- 12 *Radiolaria* sp. Preparación No. 6 (x 430)

Diatomita de Tongoy

LAMINA II



MARTINEZ & CARO, 1979