

In: Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a Symposium (Hermosillo, Son., April 21-23, 1984), Malpica-Cruz, V., Celis-Gutiérrez, S., Guerrero-García, J. & Ortlieb, L. (eds.), Univ. Nat. Autón. México, Inst. Geología, México, D. F.

SINTESIS CRONOESTRATIGRAFICA SOBRE EL NEOGENO Y EL CUATERNARIO
MARINO DE LA CUENCA DE SANTA ROSALIA, BAJA CALIFORNIA SUR,
MEXICO

ORTLIEB, Luc

ORSTOM (Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération),
24, rue Bayard
75008 Paris, FRANCE.

COLLETTA, Bernard

Institut Français du Pétrole,
1-4, avenue de Bois-Préau,
BP 311
92506 Rueil-Malmaison, FRANCE.

ABSTRACT

The Neogene and Quaternary stratigraphy of the Santa Rosalia basin, initially studied by Wilson and collaborators, more than 30 years ago, is briefly reconsidered. Lateral correlations with the better known Late Cenozoic formations of the Imperial Valley, and a few recent paleontological determinations in the basin itself, lead us to conclude that the Boleo Formation might be Late Miocene, the Gloria Formation Early and Middle Pliocene, and the Infierno Formation Late Pliocene (?) - Early Pleistocene.

Emphasis is put on the chronology of the Pleistocene marine terraces. A tentative correlation with the V28-238 isotopic curve is proposed. According to this interpretation the last main interglacial high sea levels (isotopic stages 5, 7, 9, 11, 13, 15 and 19) of the Late and Middle Pleistocene would have been registered as discrete terraces along the coast of Santa Rosalia Basin. The Santa Rosalia Formation, defined by Wilson, is considered as a (late) Early Pleistocene marine terrace deposit (about 1 M.y. ?).

RESUMEN

La estratigrafía neogena y cuaternaria de la cuenca de Santa Rosalía que había sido estudiada por Wilson y colaboradores hace más de 30 años, está cuestionada. Correlaciones laterales con formaciones del Cenozoico Tardío en el Valle Imperial, y algunas determinaciones paleontológicas recientes obtenidas en la cuenca misma nos llevan a considerar que la Formación Boleo pudiera ser del Mioceno Tardío, la Formación Glo-

18 AOUT 1984

O. R. S. T. O. M. Fonds Documentaire

Nº : 15453 ex 1

Cote : B

15453 ex 1

ria del Plioceno Temprano y Medio, y la Formación Infierno del Plioceno Tardío (?) - Pleistoceno Temprano.

Se da énfasis en la cronología de las terrazas marinas pleistocénicas. Proponemos una correlación hipotética con la curva isotópica V28-238. Según esta interpretación las distintas terrazas observadas en la zona costera de la cuenca de Santa Rosalía corresponderían a los episodios de alto nivel marino de los periodos interglaciales del Pleistoceno Medio y Tardío (estadios isotópicos 5, 7, 9, 11, 13, 15 y 19). Se interpreta que la Formación Santa Rosalía, definida por Wilson, es también un depósito de terraza marina cuya edad sería del final del Pleistoceno Temprano (cerca de 1. M.a.).

INTRODUCCION

La cuenca neogena de Santa Rosalía está localizada en la zona central de la costa oriental de la península de Baja California. Esta región está limitada al norte y al noroeste por los edificios volcánicos plio-cuaternarios de la Reforma y de las Tres Vírgenes, y al oeste y el suroeste por la Sierra Santa Lucía. La cuenca se abre ampliamente hacia el Golfo de California (Fig. 1).

La región de Santa Rosalía ha atraído numerosos geólogos y mineros desde hace un siglo, ya que fue durante muchos años, uno de los principales centros de producción de cobre del mundo (Mina del Boleo). Al mapear con gran detalle la región de Santa Rosalía, Wilson (1948) y colaboradores (Wilson & Veytia, 1949; Wilson & Rocha Moreno, 1955, 1957) lograron que esta área fuese uno de los lugares de la península de Baja California mejor estudiados. Estos autores describieron, de manera precisa, la litoestratigrafía de la cuenca y proporcionaron una interpretación de su evolución sedimentaria y tectónica.

Ultimamente esta región ha suscitado una serie de estudios geológicos tocando diversas disciplinas, pero enfocados todos al tema general de la geodinámica. Esta cuenca ofrece una oportunidad única de estudiar la historia de sus deformaciones en relación con la apertura del Golfo de California. La acumulación de una serie sedimentaria importante desde el final del Mioceno, la emersión de la cuenca en el Cuaternario, y la formación subsecuente de barrancas en los sedimentos neógenos, facilitaron un estudio, por métodos microtectónicos, de los regímenes de deformaciones del margen del Golfo de California (Colletta & Angelier, 1981, 1983; Angelier *et al.*, 1981; Colletta, 1981; Angelier & Colletta, 1983). Por otra parte, la mencionada emersión cuaternaria de la cuenca se ha manifestado por un registro excepcional de una serie de terrazas marinas pleistocénicas recientemente estudiadas (Ortlieb, 1978, 1978a, 1979b, 1980, 1981a, 1981b; Ortlieb & Malpica, 1978; Demant & Ortlieb, 1979, 1981). Estas terrazas marinas son las más numerosas y mejor definidas que se puedan observar en toda la costa.

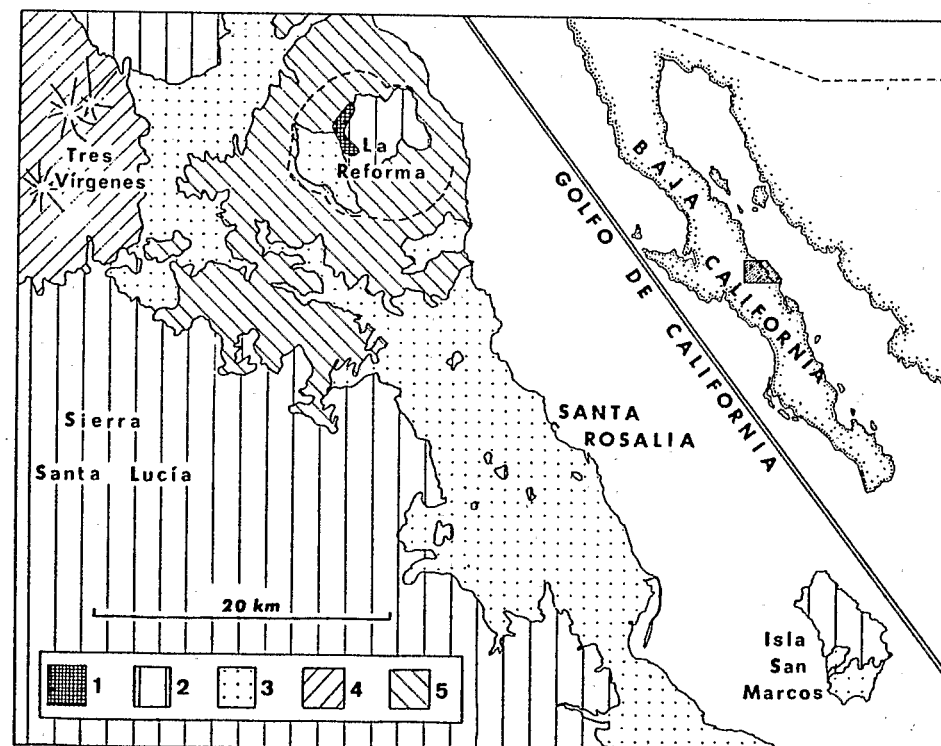


Figura 1.- Localización de la cuenca de Santa Rosalía en el noreste de Baja California Sur. 1.- Basamento batolítico (Cretácico). 2.- Rocas volcánicas y volcanoclasticas del Grupo Comondú (Mioceno). 3.- Rocas sedimentarias, marinas y continentales, del Neogeno y del Cuaternario. 4.- Complejo volcánico de Tres Vírgenes (Plio-cuaternario). 5.- Rocas volcánicas del sistema de la Reforma (Plio-cuaternario).

del Golfo de California. Finalmente, varios volcanólogos y petrógrafos se dedicaron al estudio de los macizos volcánicos plio-cuaternarios de La Reforma y de las Tres Vírgenes y del substrato volcánico de la cuenca (Schmidt, 1975; Schmidt *et al.* 1977; Demant, 1981, 1984; Sawlan, 1981a, 1981b, 1982; Sawlan & Smith, 1983a, 1983b). Cabe mencionar que los fenómenos volcánicos jugaron un papel crucial en las mineralizaciones en manganeso y cobre del área, así como en la evolución sedimentaria y en los movimientos verticales de la cuenca (Freiberg, 1979, 1981, 1983).

Para cada uno de estos temas de investigación la determinación de un marco cronológico es importante. Por la tanto, parece útil recordar los principales datos paleontológicos y cronológicos disponibles a la fecha para cada una de las unidades sedimentarias de esta cuenca. Tomando en cuenta algunos nuevos datos cronológicos (fechas radiométricas y datos de nanoplancton) y ciertas correlaciones estratigráficas laterales, aparece que las interpretaciones cronoestratigráficas efectuadas hace más de treinta años por Wilson merecerían ser revisadas.

MARCO ESTRATIGRAFICO DE LA CUENCA

Las más antiguas rocas de la cuenca de Santa Rosalía son monzonitas cuarcíferas de edad cretácica ($91,2 \pm 2,1$ M.a., Schmidt, 1975), contemporáneas del batolito de Baja California Norte. Esta unidad aflora solamente en la parte alta del Arroyo de Las Palmas y en el centro de la caldera de la Reforma.

Sobre este basamento se acumularon más de mil metros de rocas volcánicas (basaltos y andesitas predominantes) y continentales (conglomerados, areniscas y tobas), que corresponden al Grupo (o Formación) Comondú. Esta potente serie volcánica y volcanoclástica fué deformada y erosionada antes del depósito de los sedimentos, esencialmente marinos, de la cuenca de Santa Rosalía. La secuencia sedimentaria ha sido dividida por Wilson (1948) en cuatro formaciones separadas por discordancias. Estas formaciones fueron nombradas, de la más antigua a la más reciente: Boleo, Gloria, Infierno y Santa Rosalía. Wilson (1948) atribuyó a estas formaciones edades respectivas del Plioceno Temprano, Plioceno Medio, Plioceno Tardío y Pleistoceno (Temprano). Mas abajo reconsideraremos estas interpretaciones cronoestratigráficas. La columna estratigráfica del área se termina con depósitos de terrazas marinas, terrazas aluviales, y diversos sedimentos continentales cuaternarios.

Las rocas volcánicas del complejo de La Reforma se dividen en dos series principales: una serie pre-caldera, caracterizada por intrusiones básicas, derrames de lavas, erupciones submari-

nas (Plioceno), y derrames basálticos y andesíticos subaéreos (Pleistoceno Temprano); y la serie de la caldera (Pleistoceno Medio), formada por ignimbritas y andesitas localmente cubiertas por domos riolíticos y derrames basálticos (Demant, 1981, 1984). Las ignimbritas depositadas en una amplia parte del margen noroccidental de la cuenca localizada al este del Tres Vírgenes, fueron emitidas durante la fase explosiva de la formación de la caldera; estos productos volcánicos no están relacionados con el volcán de Tres Vírgenes, como lo pensaban Wilson (1948) (su "Formación Tres Vírgenes") y varios autores después de él (Schmidt, 1975; Freiberg, 1983; etc...).

En la región de Tres Vírgenes, la secuencia de rocas volcánicas puede dividirse en tres unidades principales: andesitas de la Sierra Santa Lucía (Grupo Comondú, Mioceno), basaltos de Esperanza (Mioceno Tardío?), y finalmente basaltos y dacitas de los estratovolcanes cuaternarios Tres Vírgenes y El Azufre (Sawlan, 1981). El Tres Vírgenes es el único volcán de la península que haya tenido actividad en tiempos históricos (Mooser & Reyes, 1961; Ives, 1962; Demant, 1975).

Desde un punto de vista estructural, la cuenca de Santa Rosalía ha registrado las principales fases de la evolución tectónica del noroeste de México, durante el Neogeno y el Cuaternario (Colletta, 1981; Colletta *et al.* 1981; Angelier *et al.*, 1981). Durante el Mioceno, varias fallas normales NW-SE cortaron el substrato volcánico (Grupo Comondú) de la cuenca, provocando una fragmentación en bloques; este episodio de extensión NE-SW corresponde al inicio del sistema de "Basin & Range" en el suroeste de Estados Unidos, y a la instalación de Proto-golfo de California (Karig & Jansky, 1972). Posteriormente, cerca del límite Mioceno-Plioceno, apareció un régimen compressivo casi N-S, marcado por deslizamientos dextrales y por una reactivación de fallas normales anteriores; esta fase está ligada con el principio de la actividad transformante del Golfo de California. Desde entonces, en el Plio-cuaternario, los movimientos deslizantes y extensivos coexisten en la región; las fallas más recientes de la cuenca de Santa Rosalía, que afectan los terrenos pliocénicos y pleistocénicos, son de dos tipos, normales y deslizantes, o bien de tipo mixto.

Aunque las tres formaciones sedimentarias neógenas de la cuenca de Santa Rosalía hayan sido separadas por fases de emergencia, y que estén ligeramente discordantes una sobre la otra, parece que durante el depósito de éstas no se registraron movimientos verticales importantes. En particular, es de notarse que después del depósito de la Formación Boleo, las líneas de costa marcando el avance máximo del mar contemporáneo del depósito de las Formaciones Gloria, Infierno y Santa Rosalía son muy cercanas (Fig. 2). Sin embargo, esta permanencia de los límites de la cuenca sedimentaria, hasta el depósito de la Formación Santa Rosalía, no puede interpretarse, de una manera precisa en términos de movimientos verticales, hasta que se conozca exactamente la edad de los depósitos y la posición del nivel

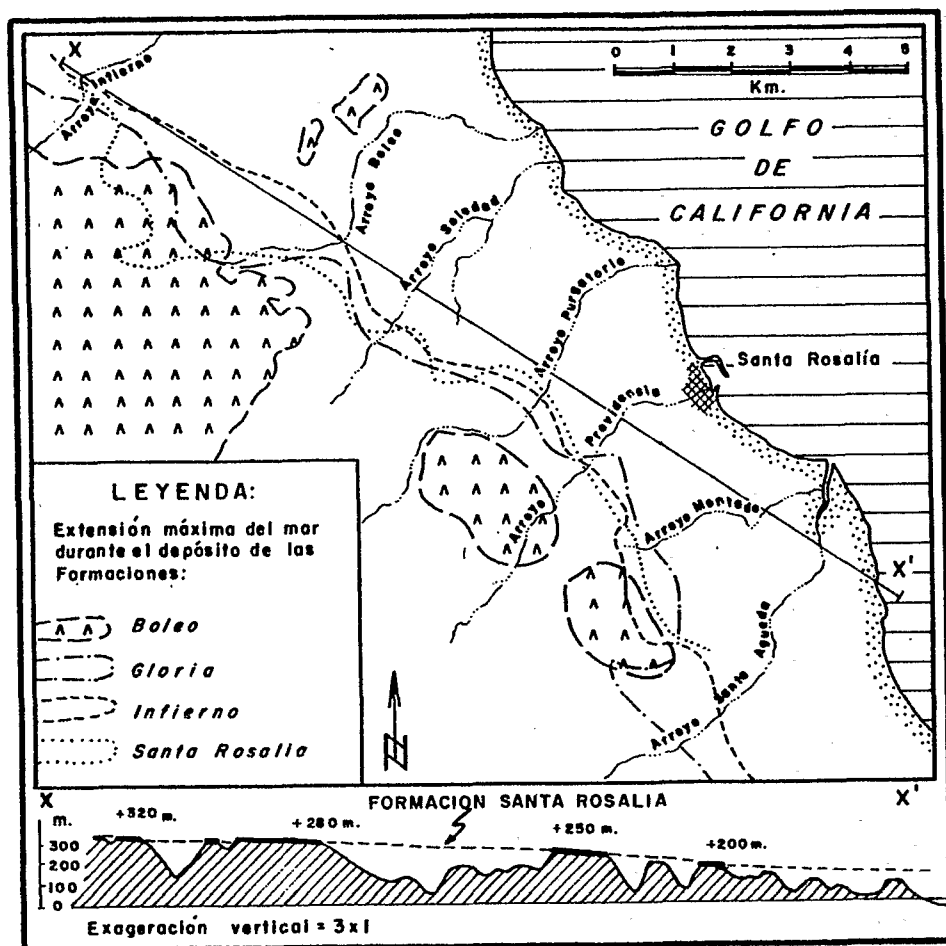


Figura 2.- Localización de las líneas de costa correspondiendo al máximo avance del mar durante la sedimentación de las formaciones Boleo, Gloria, Infierno y Santa Rosalía (modificado según Wilson, 1948). Sección topográfica esquematizada, subparalela a estas antiguas líneas de costa, mostrando un ladeo general de la cuenca hacia el sureste, ocurrido después de la Formación Santa Rosalía.

marino en cada época del Plioceno y del Pleistoceno Temprano.

En cambio, desde el final del Pleistoceno Temprano, una emersión generalizada de la cuenca y de la región de La Reforma, ha sido manifiesta. Afloramientos de la Formación Santa Rosalía se observan actualmente a alturas variando de + 170 a + 340 m, de tal forma que constituyen los depósitos cuaternarios marinos más elevados de la región del Golfo de California. Como lo indica una serie de terrazas marinas, regularmente escalonadas en la zona costera, este levantamiento del área no fue drástico, sino que ha sido más bien progresivo, posiblemente con tasas variando en el transcurso del tiempo (Ortlieb, 1981b). Estos movimientos verticales están relacionados esencialmente con la historia volcánico-tectónica de la caldera de La Reforma (Demant & Ortlieb, 1981 ; Demant, 1981, 1984).

LA FORMACION (O GRUPO) COMONDU

La Formación Comondú ha sido definida por Heim (1922) en el arroyo Comondú, aproximadamente 150 km al SSW de Santa Rosalía en el lado occidental de la península. Beal (1948) atribuyó este nombre de Formación Comondú al conjunto de rocas volcánicas y volcanoclasticas antepliocénicas que afloran en todo el noreste del territorio de Baja California Sur. Esta formación está compuesta de derrames, diques y sills de composición basáltica y andesítica, tobas, conglomerados, brechas volcánicas, y de areniscas tobaceas y lápillis. Como es sabido desde hace más de un siglo (Gabb, 1869), los centros de emisión de este material volcánico estaban localizados sobre el margen oriental de Baja California Sur.

En la mitad occidental de Baja California Sur, la Formación Comondú descansa, cuando menos en parte, sobre los "Yellow Beds" de Darton (1921), nombrados posteriormente Formación Isidro (Heim, 1922 ; Beal, 1948) ; la fauna marina de esta última formación se atribuyó al Mioceno Temprano o Medio (Hertlein & Jordan, 1927 ; Loel & Carey, 1932 ; Durham in Weaver, 1944). Beal (1948) reporta que en varias localidades (una de ellas supuestamente situada cerca de Santa Rosalía), se observa un pasaje gradual entre la cima de la Formación Isidro, de facies continental, y la base de la Formación Comondú. Posteriormente en dos estudios regionales en la parte occidental de Baja California Sur, Mina (1957) y Carrillo Isolbi (1976), nombran como Formación San Ignacio la parte superior de la Formación Isidro. Por la tanto esta Formación San Ignacio, constituida de areniscas y lutitas localmente marinas y fosilíferas, sería anterior a la Formación Comondú. La fauna marina de la Formación San Ignacio es reportada como de edad Mioceno Medio (Mina, 1956, 1957; Carrillo Isolbi, 1976). Entonces, la Formación Comondú pertenecería al Mioceno Tardío, y tal vez se inició al final del Mioceno Medio.

Sin embargo, debe notarse que la Formación Comondú, tal como la definió Heim en 1922, estaba formada únicamente de areniscas tobaceas con intercalaciones de basaltos. La extensión de Beal (1948) a todas las rocas terciarias volcánicas y continentales del Sur de la península fue probablemente abusiva. Efectivamente Mc Fall (1968), quien estudio la Formación Comondú en la región de Bahía Concepción, mostró que éste conjunto volcánico y volcano-sedimentario constituye en realidad un grupo compuesto de seis formaciones distintas bien individualizadas :

- Formación Salto : 300 m de areniscas y tobas.
- Formación Pelones : 1800 m de conglomerados, tobas y basaltos
- Formación Minitas : 0-150 m de conglomerados.
- Formación Pilares : 90 m de basaltos escoriaceos.
- Formación Hornillas : 150 m de conglomerados tobaceos.
- Formación Ricason : 1500 m de conglomerados, tobas y basaltos

Así se observa que la base de la secuencia, la Formación Salto, fechada del Oligoceno superior (28.1 ± 0.9 M.a.), no tiene equivalente en la sección tipo de Comondú. Las fechas radiométricas obtenidas sobre rocas perteneciendo al Grupo Comondú varían del Oligoceno al Plioceno Temprano (Gastil *et al.*, 1979).

En conclusión, puede considerarse que existen varias formaciones bajo el nombre de "Formación Comondú", por lo que sería necesario definir nuevas unidades. Sea lo que fuere, las rocas atribuibles al Grupo Comondú en el área de Santa Rosalía, son principalmente andesitas, basaltos, areniscas, conglomerados y tobas. La edad precisa de cada unidad, dentro del Mioceno (y del Oligoceno Tardío ?) queda por ser determinada (Sawlan y colaboradores, en preparación).

LA FORMACION BOLEO

La formación que debe su nombre al distrito minero cuprífero del Boleo fue definida por Wilson (1948). Es el más antiguo de los tres conjuntos sedimentarios de la cuenca de Santa Rosalía, y es la formación que presenta la más grande variedad de facies en el área. Los estudios detallados correspondientes a esta formación, han sido justificados por existir un interés económico (mineralizaciones de cobre y de manganeso explotadas en los últimos tres cuartos de siglo).

La Formación Boleo, cuyo espesor varía de 50 a 250 m, está compuesta de cuatro unidades litoestratigráficas principales, desde la base a la cima : un conglomerado continental con depósitos de talud, un horizonte de caliza o encostramiento calcáreo, lentes de yeso, y sobre estas unidades, una alternancia (relativamente potente) de tobas volcánicas y de conglomerados o areniscas.

La capa de caliza, de color marrón, que contiene una fracción notable de elementos de origen hidrotermal, así como óxidos de hierro y de manganeso, también incluye moldes de conchas

marinas no determinables. Una de las características de este horizonte es que esté depositado a la manera de un encostramiento submarino sobre una paleotopografía con pendientes a veces muy inclinadas. Este depósito tiene caracteres comparables a los de las costras ferromanganesíferas submarinas ligadas a centros de expansión oceánica (Toth, 1980; Chorowicz & Lyberis, 1984).

Las capas de yeso de la Formación Boleo, cuyo espesor puede alcanzar los 80 m, se observan en la región de Santa Rosalía y en la Isla San Marcos. Dos hipótesis han sido propuestas sobre el origen de esos yesos ; según Touwaide (1930), estos pudieron haber sido formados en un medio submarino, bajo la influencia de fenómenos hidrotermales; Wilson (1948), pensaba que los yesos resultaron del aislamiento y de la evaporación de lagunas marinas. Un análisis isotópico del azufre ($\delta^{34}\text{S} = +22,82$ y $+ 21.35$) y del oxígeno ($\delta^{18}\text{O} = + 13.75$ y $+ 12.0$) de dos muestras de yesos colectados en el área de Santa Rosalía, permite establecer que esta segunda interpretación es la correcta (Pierre, comunicación escrita, 1981).

La Formación Boleo es claramente posterior al Grupo Comondú. Una importante fase de fallamiento y una fuerte erosión han afectado el Grupo Comondú antes del depósito de la Formación Boleo.

Las faunas marinas de la caliza basal de la Formación Boleo no son identificables (Wilson y Veytia, 1949; Wilson & Rocha Moreno, 1955, 1957). Algunas especies de pectens y ostreas contenidas en las capas arenosas suprayacentes a la caliza, dentro de la misma formación, llevaron a Vokes (*in* Wilson & Rocha Moreno, 1955) a atribuirles una edad del Plioceno Temprano y a equiparar esta fauna, con la de la Formación Imperial (Hanna, 1926; Woodring, 1931) del sur de California. Anteriormente, a principios del siglo, Arnold (1906) y Aguilera (1907), habían ya propuesto una correlación entre algunos depósitos de la región de Santa Rosalía y la Formación Imperial. Durham (1950) y Durham & Allison (1960) también sugerían una correlación cronoestratigráfica, por una parte, entre la Formación Boleo y la Formación San Marcos de la región central del Golfo de California, y por otra parte la Formación Imperial. Es admitido generalmente, que la Formación Imperial es del Plioceno (Durham, 1954; Allison, 1964; Stump & Stump, 1972; Lucchita, 1972; Ingle, 1974), aunque anteriormente Durham (*in* Weaver *et al.*, 1944) la haya considerado del final del Mioceno.

En la región de Loreto, a unos cien kilómetros al sur de Santa Rosalía, una espesa serie marina (Formación Loreto), inicialmente considerada como pliocénica (Beal, 1948), contiene, cuando menos en su base, una microfauna que podría pertenecer al Mioceno Tardío (Minch, 1979). Además, en algunas localidades, los sedimentos de la Formación Loreto están intrusados por diques de andesita que proporcionaron una fecha de 6,7 M.a. (Gastil *et al.*, 1979). Si la existencia del mar data del Mioceno Tardío en la costa oriental de Baja California Sur, bien po-

dría considerarse que la Formación Boleo ha empezado a depositarse en esta misma época.

En conclusión, la edad de la Formación Boleo no se conoce con precisión porque su macrofauna, en mal estado de conservación, no ha permitido determinarla. Su base se coloca posiblemente en el Mioceno Tardío, y su cima, cerca del límite Plioceno-Mioceno, o en el Plioceno Temprano.

LA FORMACION GLORIA

La Formación Gloria fue definida por Wilson (1948) y debe su nombre a la Cañada de la Gloria, situada a 7 km al NW de Santa Rosalía. Applegate y Espinoza (1981) propusieron que su nombre fuese Formación "Cañada de la Gloria". Esta formación, teniendo un promedio de 60 m de espesor, esta constituida de arenas marinas localmente muy fosilíferas, que pasan lateralmente hacia el SW, a conglomerados litorales y deltáicos, y luego continentales.

En la mayor parte de la cuenca, la base de la formación es discordante sobre la Formación Boleo (o sobre el Grupo Comondu en algunas áreas). Sin embargo esta discordancia tiende a desaparecer hacia el NW, y en particular en la desembocadura actual de los arroyos Boleo y Soledad (Wilson & Rocha Moreno, 1955).

La fauna marina, mas abundante que la de la Formación Boleo, esta compuesta esencialmente por pectens, ostreas y equinodermos. Segun Vokes (*in* Wilson & Rocha Moreno, 1955) y Durham (1950), varias especies de pectens y una especie de ostrea, son características del Plioceno Medio. Vokes (*op. cit.*) propone una correlación entre esta fauna y la de la Formación San Diego (Dall, 1898; Hertlein & Grant, 1944) que aflora en la frontera entre California y Baja California. La fauna de esta última formación, que fue estudiada en el area de San Diego por Hertlein y Grant (1944), ha sido interpretada como del Plioceno Medio; sin embargo, despues de la incorporación del Calabriano de Italia dentro del Cuaternario (por decision del Congreso Geológico Internacional de 1948), algunos autores se preguntaron si la Formación San Diego no constituiría, cuando menos en parte, la base del Pleistoceno (Valentine y Rowland, 1970; Rowland, 1968, 1972; Durham *et al.*, 1954; Valentine, 1961, etc.). Por otra parte, Durham y Allison (1960), consideraron como contemporaneas de la Formación Gloria, la Formación Carmen (definida en la region central del Golfo de California), y la Formación Palm Spring (la cual descansa en continuidad de sedimentación sobre la Formación Imperial, al SE de California). La Formación Palm Spring (Woodring, 1931) que fue atribuida, ya sea al Plioceno (Weaver *et al.*, 1944), o al Pleistoceno Temprano (Downs & Woodard, 1961; Woodard, 1974), en realidad abarca gran parte del Plioceno (desde 4. M.a.) y del Pleistoceno Temprano (hasta cerca de 0.9 M.a.), segun estudios paleomagnéti-

cos apoyados por una fecha de huella de fisión (Opdyke *et al.*, 1977; Johnson *et al.*, 1983).

Algunas determinaciones paleontológicas recientes de nanofauna y de restos de tiburones, proporcionaron nuevos datos cronoestratigráficos sobre la Formación Gloria. Un estudio de la nanofauna de seis muestras colectadas en varias localidades, mapeadas por Wilson (1948) como pertenecientes a la Formación Gloria y a la cima de la Formación Boleo, fue realizado por C. Muller en 1980. Todas las muestras proporcionaron nanofaunas semejantes y correspondiendo a la zona NN 12, o sea al límite Mioceno-Plioceno (5.6 - 4.4 M.a.). Esto implica que la Formación Gloria sea, por lo menos en parte, de edad Plioceno Temprano. Por otra parte, Applegate (1978) y Applegate y Espinoza-Arrubarrena (1981), atribuyeron una edad Plioceno Medio a la fauna de tiburones que muestrearon en la loma del Tirabuzon, a 5 km al norte de Santa Rosalía.

En resumen, la Formación Gloria parece haberse iniciado al final del Mioceno o en la base misma del Plioceno (segun la nanofauna), y se ha prolongado hasta el Plioceno Medio (segun varias determinaciones paleontológicas de macrofauna y segun algunas correlaciones estratigráficas laterales).

FORMACION INFIERNO

La tercera formación sedimentaria de la cuenca de Santa Rosalía fué denominada "Infierno", por Wilson (1948). La secuencia litológica, el espesor y la distribución de facies de esta formación son comparables a los de la Formación Gloria. La Formación Infierno esta compuesta esencialmente de arenas marinas fosilíferas, pasando lateralmente hacia el SW, y hacia arriba, a un conglomerado continental. A proximidad del conjunto volcánico de la Reforma se encuentran capas interestratificadas de tobos y de fragmentos de pomez (Demant 1981). De una manera general, el espesor de la formación aumenta del NW (25 m aproximadamente) al SE (110 m aproximadamente). Esta formación, estratigráficamente mas elevada que las dos anteriores, ha sido erosionada mas facilmente, por lo que raras veces presenta su espesor original.

En algunas localidades se observa una ligera discordancia angular entre las Formaciones Gloria e Infierno.

De las tres unidades principales que forman la cuenca de Santa Rosalía, la Formación Infierno es la mas fosilífera. Al igual que en la Formación Gloria, predominan los pectens y las ostreas. Segun las interpretaciones paleontológicas (pectens) de Vokes (*in* Wilson & Rocha Moreno, 1955) y de Durham (1950), esta formación es del Plioceno Tardío. Durham y Allison (1960), propusieron una correlación cronoestratigráfica entre las tres Formaciones: Infierno, Marquer y Borrego. La Formación Marquer, definida por Durham (1950) y Anderson (1950), corresponde al

ultimo de los tres periodos caracterizando el "Plioceno" marino de la región central del Golfo de California. La Formación Borrego, suprayaciendo a la Formación Palm Spring había sido atribuida por Terbet y Holman (1944) y Dibblee (1954), al Plioceno Tardío. Siendo mas reciente que la formación Palm Spring esta Formación Borrego es del Pleistoceno Temprano (y/o Medio) (Wagoner, 1977).

La Formación Infierno, considerada originalmente como del Plioceno Tardío, podría, según algunas correlaciones paleontológicas, abarcar también el Pleistoceno Temprano.

LA FORMACION SANTA ROSALIA

La formación mas reciente, distinguida y definida por Wilson (1948), se llama Formación Santa Rosalía. Debido a las características litoestratigráficas de estos depósitos, que son del tipo de las terrazas marinas, se ha sugerido (Ortlieb, 1981) que este conjunto sedimentario no fuese calificado de formación. Sin embargo, en este artículo se conserva el nombre de "Formación Santa Rosalía" como tal.

La Formación Santa Rosalía está constituida de arenas y conglomerados fosilíferos, poco consolidados, de facies litoral pasando lateralmente a brechas y conglomerados continentales. Su espesor es del orden de algunos metros (15 m máximo). Con respecto a las formaciones anteriormente mencionadas, la fauna de esta formación se caracteriza por un buen grado de conservación de las conchas y por la presencia de una cierta diversidad de gasterópodos y pelecípodos de ambiente litoral (Wilson, 1948; Ortlieb & Malpica, 1978).

Los depósitos atribuidos a esta formación corresponden, muy probablemente, a una transgresión marina, de duración mas corta que cualquiera de las otras formaciones sedimentarias de la cuenca (Boleo, Gloria e Infierno). Sin embargo, a diferencia de los depósitos de terrazas marinas de la región, se observa que la Formación Santa Rosalía tiene una gran extensión lateral, comparable a la de las tres formaciones anteriores (fig. 2).

En general, la Formación Santa Rosalía descansa en discordancia erosional sobre la Formación Infierno, y por lo tanto es claramente posterior a esta. En la parte noroccidental de la cuenca, los depósitos de la Formación Santa Rosalía estan cubiertos por algunos metros de tobas panteleríticas ligadas a la gran erupción ignimbrítica del complejo volcánico de la Reforma (Ortlieb & Malpica Cruz, 1978; Demant & Ortlieb, 1979, 1981; Demant, 1981). En la mayor parte de la cuenca de Santa Rosalía, esta formación, esta erosionada, o si no cubierta por un delgado manto de coluviones cuaternarios. En la zona costera, varias terrazas marinas pleistocénicas (P. Temprano, P. Medio y P. Tardío) cortan los depósitos de la Formación Santa Rosalía.

La posición estratigráfica de la Formación Santa Rosalía es limitada al Pleistoceno Temprano. En función de la interpreta-

ción cronológica de las terrazas marinas de la región (ver capítulo siguiente), la edad de los restos marinos de la llamada Formación Santa Rosalía, podrían ser de cerca de 1 M.a. (Ortlieb, 1981b, 1982).

LAS TERRAZAS MARINAS PLEISTOCENICAS

La existencia de terrazas marinas pleistocénicas en el area de Santa Rosalía había sido señalada por Wilson (1948), y Wilson y Rocha Moreno (1955). Estos autores describieron una terraza alta, entre + 80 y + 100 m (donde fue instalada la pista de aterrizaje), y una terraza baja, entre + 20 y + 40 m (llamada "Mesa Francia" al norte del Arroyo Providencia, y "Mesa Mexico" al sur del mismo arroyo), sobre la cual fue construida una parte de la ciudad de Santa Rosalía. Un estudio detallado de las terrazas marinas de la cuenca de Santa Rosalía y de las laderas septentrional y oriental del macizo de la Reforma, muestra que no son dos, sino al menos nueve, o posiblemente diez, las terrazas que se han registrado en esta parte de la costa de Baja California (Demant & Ortlieb, 1979, 1981; Ortlieb 1981b, 1982). Brevemente se describirán tres secuencias de terrazas marinas, en el norte y en el sur de la cuenca, y en Santa Rosalía misma; a partir de estos datos sera posible proponer una interpretación cronoestratigráfica de las terrazas marinas del area.

La secuencia de Santa María

Al norte de la Caleta Santa María, o sea al sureste del conjunto volcánico de La Reforma y en la orilla septentrional de la cuenca sedimentaria de Santa Rosalía, se observa una serie de siete terrazas en escalón, bien marcadas en el paisaje (Fig. 3). Las terrazas son plataformas litorales que fueron labradas sobre un substrato de derrames basálticos (pliocénicos y pleistocénicos).

La terraza menos elevada, de gran extensión, constituye la misma Punta Santa María. La línea de costa contemporánea a la formación de dicha terraza, esta a + 13 m sobre el nivel medio del mar actual. Esta plataforma de abrasión litoral esta cubierta parcialmente por arenas y cantos marinos poco consolidados, con fauna fósil bien conservada. La segunda terraza esta localizada a unos quinientos metros al norte de la punta, a + 25 m de altura, y es localmente muy fosilífera. La tercera terraza bien marcada esta ubicada a + 40 m, y consiste en una superficie de abrasión amplia sobre la cual se han conservado bloques y cantos redondeados, levemente cementados por un caliche blanco. Las tres terrazas siguientes presentan líneas de costa a alturas de + 62, + 110 y + 138 m, la mas amplia de estas tres terrazas siendo la de + 110 m. La ultima, y mas alta

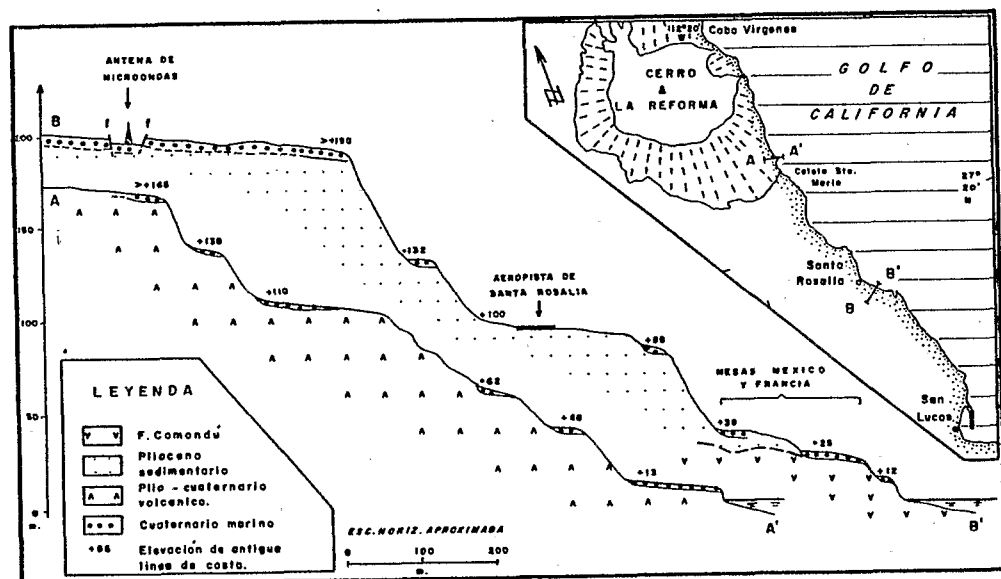


Figura 3.- Secuencias de terrazas marinas pleistocénicas en la Caleta Santa María y al sur de Santa Rosalía. Se mencionan las alturas, sobre el nivel del mar actual (en metros), de las líneas de costa más elevadas correspondiente a cada terraza marina. Para las correlaciones laterales entre estas dos secuencias, ver Tabla I y el texto.

terrazza de la secuencia, coincide con la superficie de un derrame basáltico, a cerca de + 170 m. Estos basaltos, infrayacentes a la última terraza, son probablemente de edad Pleistoceno Temprano y pertenecen a la última fase de la actividad volcánica del complejo de la Reforma (Demant, 1981). Tomando en cuenta que las grandes erupciones ignimbríticas que marcaron el principio de la historia de la caldera, son posteriores a la Formación Santa Rosalía, la terraza de + 170 m debe haber sido labrada algún tiempo después de la transgresión marina de la Formación Santa Rosalía.

La secuencia de Santa Rosalía

En la parte meridional de la ciudad de Santa Rosalía se distinguen varias terrazas marinas (fig. 3). Un depósito litoral, de pequeña extensión lateral, es visible a + 12 m en el cantil costero inmediatamente al norte del hotel El Morro. Las Mesas Francia y Mexico, o por lo menos las partes más bajas (hasta + 25 m) de estas mesas, constituyen la segunda terraza marina de esta secuencia; unos depósitos marinos asociados a esta terraza, con fauna bien conservada, forman el substrato del edificio de oficinas de la Compañía Minera de Santa Rosalía. La parte más alta de las mesas, sobre las cuales esta construida la ciudad corresponde a una terraza distinta cuya línea de costa, tiene una altura de + 40 m. Ligeramente abajo de la cancha de fútbol próxima a la pista de aterrizaje, afloran depósitos litorales de conglomerados y areniscas muy fosilíferas; la antigua línea de costa correspondiente a estos depósitos se observa a + 86 m de altura. La línea de costa siguiente, ligada a la amplia y notable terraza del aeropuerto, esta a + 100m. Treinta metros más arriba de la parte meridional de la pista se observa otra terraza marina con escasos sedimentos de tipo litoral. La terraza más alta de la secuencia, a + 190 m, la constituye la llamada Mesa Alta (Wilson, 1948) donde fue instalada la antena de micro-ondas. En los límites oriental y meridional de esta mesa afloran sedimentos litorales de dos o tres metros de espesor, con organismos relativamente bien preservados. La Mesa Alta de la región de Santa Rosalía parece haber constituido originalmente, una superficie de abrasión marina continua sobre la cual se ha depositado la Formación Santa Rosalía.

En resumen, siete terrazas marinas se han conservado en la parte meridional de la ciudad de Santa Rosalía, la más elevada de ellas siendo probablemente contemporánea a la Formación Santa Rosalía. Wilson y Rocha Moreno (1955) habían considerado como una sola terraza la segunda (+ 25 m) y la tercera (+ 40 m), y como una otra terraza la cuarta (+ 86 m) y la quinta (+ 100m). Estos autores no habían mencionado la existencia de la primera (+ 12 m) y de la sexta (+ 132 m) terrazas. En cuanto a la Mesa Alta de la región, Wilson y Rocha Moreno (1955), no habían establecido que su formación pudiese ser contemporánea al depósito de la Formación Santa Rosalía.

La secuencia de Santa Agueda

Una serie de terrazas, menos completa que las dos anteriores, ha sido estudiada en el área de la desembocadura del Arroyo Santa Agueda, a tres kilómetros al sur de la ciudad. La terraza la más baja, visible en la desembocadura, está a + 12 m de altura. Otra línea de costa, bien definida, ha sido reconocida a + 20 m. Al sureste de la desembocadura se observa una serie de antiguos cordones litorales, entre + 25 y + 42 m sin que puedan diferenciarse dos, o más, transgresiones de edades distintas. Sin embargo, al oeste de la carretera transpeninsular, en la misma área, dos superficies planas con cantos litorales esparcidos, aparecen respectivamente a + 26 y + 39 m. Entre los arroyos Montado y Santa Agueda, otras dos pequeñas plataformas, de origen marino probable, pero no muy bien marcadas, fueron encontradas a + 66 y + 88 m. Además de estas cinco terrazas escalonadas entre + 12 y + 88 m, cabe mencionar la existencia, al oeste y al sureste de la desembocadura del arroyo, de restos de la Mesa Alta (Formación Santa Rosalía probable) a alturas de cerca de + 170 m.

En total son seis terrazas marinas, incluyendo la plataforma de la Mesa Alta, las que se observan en la desembocadura del Arroyo Santa Agueda.

Correlación cronoestratigráfica de las terrazas

Las alturas arriba reportadas, para cada terraza marina, fueron medidas por altímetro, con respecto al nivel medio del mar actual. Cada valor corresponde a la huella de la antigua línea de costa contemporánea al máximo de la transgresión interglacial responsable de la formación de la terraza (Ortlieb, 1981b). La incertidumbre en cuanto a la determinación de la posición del antiguo nivel del mar y a la medición de la altura es, en la mayoría de los casos, del orden de + 5 m.

La correlación lateral entre los restos de terrazas de cada una de las tres secuencias, puede establecerse, aunque la erosión haya eliminado algunas de las antiguas huellas de litorales (Tabla I). En las tres secuencias se observaron líneas de costa de + 12 a + 13 m; de + 25 a + 26 m; y de + 39 a + 40 m. En la zona del Arroyo Santa Agueda, el depósito litoral de + 20 m, que no tiene equivalente en las otras secuencias, está probablemente asociado con la transgresión registrada a + 26 m. En la Tabla I, están indicadas las correlaciones laterales efectuadas entre las terrazas marinas de las tres secuencias. Se deduce que, arriba de la línea de costa de aproximadamente + 40 m, existen otras seis líneas de costas caracterizadas por las siguientes alturas: + 62 a + 66 m; + 86 m a + 88 m; + 100 a + 110 m; + 132 a + 138 m; + 170 m; y + 200 m (Tabla I).

En el estado actual del conocimiento sobre la evolución climática durante el Cuaternario, se considera que desde el final del Pleistoceno Temprano, existió una docena de transgre-

SANTA AGUEDA	SANTA ROSALIA	SANTA MARIA
+ 170 m	+ 190 m	-
-	-	+ 170 m
-	+ <u>132</u> m	+ <u>138</u> m
-	+ 100 m	+ <u>110</u> m
+ 88 m	+ <u>86</u> m	-
+ 66 m	-	+ <u>62</u> m
+ <u>39</u> m	+ <u>39</u> m	+ <u>40</u> m
+ <u>26</u> m	+ <u>25</u> m	+ <u>25</u> m
+ <u>20</u> m	-	-
+ <u>12</u> m	+ <u>12</u> m	+ <u>13</u> m

Tabla I .- Alturas sobre el nivel del mar actual de las líneas de costas pleistocénicas observadas en las secuencias de Santa Agueda, Santa Rosalía y Santa María, e intento de correlaciones laterales de éstas. Los valores altimétricos subrayados corresponden a las líneas de costas determinadas con la mejor precisión. Según las correlaciones laterales propuestas existirían 10 líneas de costas sucesivas en la región costera de la cuenca de Santa Rosalía.

siones ligadas a períodos (interglaciales) de alto nivel marino. Puesto que todavía no se conoce precisamente la edad de cada estadio de alto nivel marino, la cronoestratigrafía de las terrazas del Pleistoceno Medio y Temprano puede basarse en curvas paleoclimatológicas de registro continuo, como la del núcleo V28-238 (Shackleton y Opdyke, 1973). En la Figura 4, que presenta una correlación tentativa entre las alturas de las terrazas estudiadas y su posición cronológica probable, se ha usado la escala de tiempo de los períodos interglaciales tales como se deducen de la curva V28-238. En esta correlación, se les atribuye edades respectivas de aproximadamente 120, 210 y 320 ka (= kilo anno) a las tres últimas terrazas (+ 12, + 25 y + 40 m). Las tres terrazas siguientes (+ 65, + 86 y + 110 m) están correlacionadas respectivamente con los estadios isotópicos 11 (~ 400 ka), 13 (~ 490 ka) y 15 (~ 570 ka). La línea de costa de + 135 m está atribuida al estadio isotópico 19 (~ 690 ka), puesto que en la curva del núcleo V28-238 el estadio isotópico 17 parece haber sido menos cálido y de nivel marino menos elevado. En cuanto a la terraza de + 170 m de Santa María se ha comentado más arriba que al estar labrada en basaltos emitidos después de las ignimbritas de la caldera de la Reforma, debe ser posterior a la Formación Santa María de Wilson; por lo tanto, esta terraza podría corresponder al estadio isotópico 21, y consecuentemente la terraza de + 190 m de Santa Rosalía (= + 170 m en Santa Agueda), correspondería a algún período interglacial (final del Pleistoceno Temprano).

Por otra parte, esta más alta terraza, que correlacionamos con la Formación Santa Rosalía, no debe ser de edad superior a 1 millón de años. Schmidt (1975) y Schmidt *et al.* (1977) fechaaron de 1.09 ± 0.12 m.a. una serie andesítica del noreste del macizo de la Reforma ("Ajo Volcanics"), que es claramente anterior a la fase explosiva de la caldera (según Demant, 1981) y que probablemente es contemporánea de la Formación Santa Rosalía.

Según la correlación propuesta, se infiere que la zona costera de la cuenca de Santa Rosalía ha estado levantándose con una tasa de cerca de $260 \text{ mm}/10^3$ años desde hace aproximadamente 1 millón de años hasta 300.000 años, y después con una tasa del orden de $130 \text{ mm}/10^3$ años hasta la actualidad (fig. 4). Estos valores concuerdan con los que se han obtenido de la misma manera, en la costa del macizo de la Reforma, a excepción de una localidad, situada al norte de la Reforma (Cabo Vírgenes), donde se observó una secuencia de terrazas muy bien individualizadas que sugieren se produjo un levantamiento continuo, con tasa de $260 \text{ mm}/10^3$ años (Ortlieb, 1981b), durante todo el Pleistoceno Medio y el Pleistoceno Tardío, hasta la actualidad.

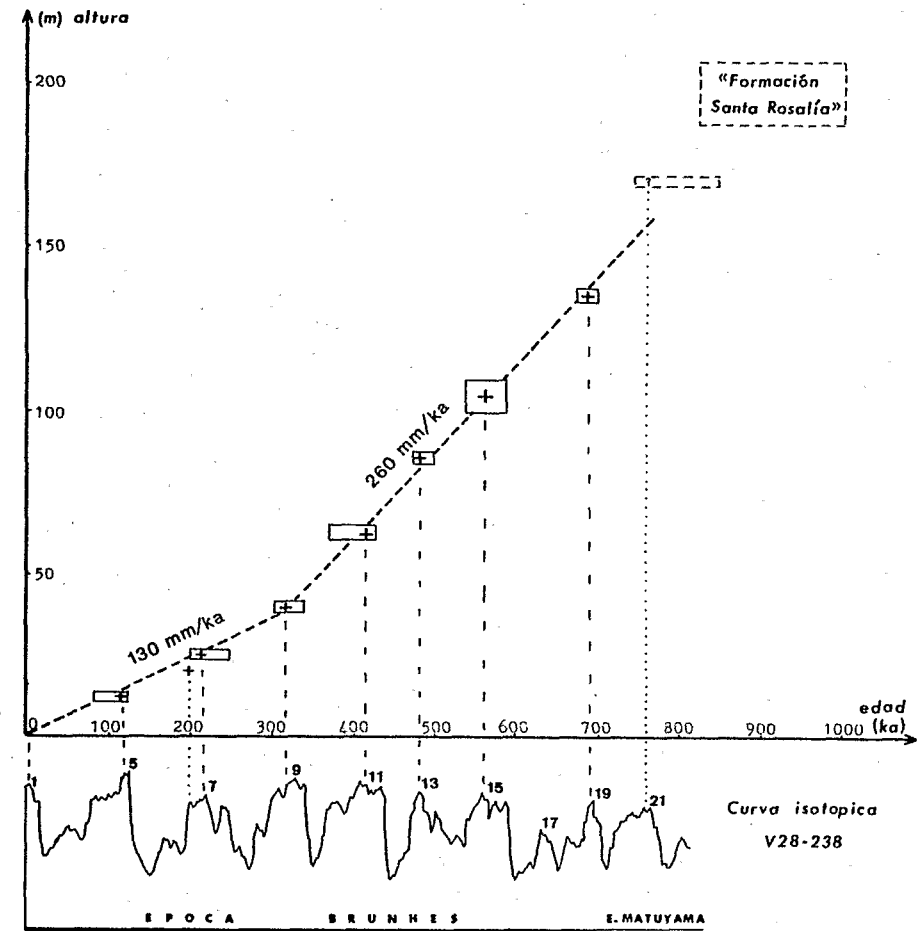


Figura 4.- Interpretación cronoestratigráfica de las líneas de costa pleistocénicas en la cuenca de Santa Rosalía y tasas de levantamiento inferidas. En el diagrama, las cruces figuran las distintas líneas de costas, definida por su altura y su edad probable. Los rectángulos corresponden al margen de incertidumbre, tanto en la determinación altimétrica del antiguo máximo nivel del mar, como en la interpretación cronológica basada en la curva V28-238 (Shackleton y Opdyke, 1973). Las rectas que unen los rectángulos permiten evaluar tasas de levantamiento de la zona costera con respecto al nivel del mar (considerando que éste no ha sido significativamente diferente de un período interglacial al otro).

CONCLUSION

Al terminar esta revisión de la cronoestratigrafía de la cuenca de Santa Rosalía, se resumiran las principales modificaciones aportadas al marco originalmente propuesto por Wilson (1948).

- El Grupo Comondú, que ya no se puede considerar como "formación", sigue siendo atribuible, en gran parte, al Mioceno.

- La Formación Boleo se inició muy probablemente en el Mioceno Tardío, y no apenas en la base del Plioceno. Algunos datos proporcionados por nanofauna sugieren que la cima de esta formación sea próxima al límite entre el Plioceno y el Mioceno, y que la mayor parte de esta formación sea del Mioceno Tardío.

- La Formación Gloria, también aparece haberse iniciado antes de la pensado por Wilson (1948). Ahora se considera que esta formación abarca desde la base del Plioceno hasta el final del Plioceno Medio.

- En cambio, la Formación Infierno es posiblemente mas reciente que lo que se creía en un principio. Si la correlación propuesta, por algunos paleontólogos entre esta formación y la Formación Borrego del Valle Imperial fuese establecida, se demostraría que la Formación Infierno se depositó durante el Pleistoceno Temprano, y no en el Plioceno Tardío.

- La "Formación Santa Rosalía" es considerada como un depósito de terraza marina consecutiva a una transgresión marina mas breve que las tres formaciones anteriores. Su edad esta evaluada alrededor de un millon de años (final del Pleistoceno Temprano).

- Las terrazas marinas pleistocénicas son mas numerosas que lo descrito por Wilson. En este trabajo se presenta una correlacion hipotética entre tres secuencias de terrazas y la curva paleoclimática del nucleo V28-238; según esta correlación, las siete terrazas mas recientes corresponderían a los siete últimos periodos interglaciales (entre 700 000 y 120 000 anos) del Pleistoceno Medio y Tardío.

Agradecimientos

Este estudio se realizó en gran parte, entre 1976 y 1982 en la Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología U.N.A.M., en Hermosillo, Sonora, y con facilidades de salidas al campo otorgadas por el mismo Instituto. El primer autor desarrollaba el programme GEOCORTEZ (ORSTOM-Instituto de Geología U.N.A.M.). El segundo autor ha sido Investigador invitado (Cooperación Científica, Ministerio de Relaciones Exteriores de Francia), adscrito a la ERNO, Instituto de Geología UNAM, y benefició de las ATP "Géodynamique I" y "Géodynamique II" del CNRS (Francia).

Los autores agradecen la ayuda y la colaboración del personal de la ERNO, Inst. Geol. UNAM, en Hermosillo. También quieren agradecer la valiosa cooperación científica que les

brindaron J. Angelier, J. Chorowicz, A. Demant, C. Hillaire-Marcel, P. Mahieux, T. Montañó y C. Muller.

REFERENCIAS

- AGUILERA J.G. (1907) - Aperçu sur la géologie du Mexique pour servir d'explication à la carte géologique de l'Amérique du Nord. X Congr. Géol. Intern., Comptes-rendus, p. 227-252.
- ALLISON E.C. (1964) - Geology of areas bordering the Gulf of California. In: Marine geology of the Gulf of California, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 3, p. 3-29, 2 fig., 1 tabl.
- ANDERSON C.A. (1950) - E.W. SCRIPPS cruise to the Gulf of California. Part I: Geology of the islands and neighboring land areas. Geol. Soc. Amer. Mem. 43, p. 1-53.
- ANGELIER J., COLLETTA B., CHOROWICZ J., ORTLIEB L., RANGIN C. (1981) - Fault tectonics of the Baja California peninsula and the opening of the Sea of Cortez. Jour. Struct. Geol. vol. 3, n° 4, p. 347-357.
- ANGELIER J., COLLETTA B. (1983) - Tension fractures and extensional tectonics. Nature, vol. 301, n° 5895, p. 49-51.
- APPLEGATE S.P. (1978) - Phyletic studies; part 1 - Tiger sharks. Univ. Nac. Autón. México, Inst. Geol., Revista, vol. 2, n° 1, p. 55-64, 9 fig.
- APPLEGATE S.P., ESPINOZA-ARRUBARRENA L. (1981) - The geology and selachian paleontology of Loma del Tirabuzon (Corkscrew Hill), Santa Rosalia, B.C.S. In: Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, field guides and papers, L. Ortlieb, J. Roldán (eds.), Univ. Nac. Autón. México, Inst. Geol. (Hermosillo) p. 257-263.
- ARNOLD R. (1906) - The Tertiary and Quaternary pectens of California. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, n° 47, 264 p., 53 pl., 2 fig.
- BEAL C.H. (1948) - Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Mem. 31, 138 p.
- CARRILLO ISOLBI G. (1976) - Geología regional semidetallada del Prospecto San Ignacio - Cadejé, Baja California Sur. Tesis Facultad de Ingeniería, Univ. Nac. Autón. México, México. D.F.

- CHOROWICZ J., LYBEIRIS N. (1984) - Structural signification of a similar carbonate crust lying along the Gulf of California and along the Gulf of Suez. Symp. on neotectonics and sea level variations in the Gulf of California Area, Univ. Nac. Autón. México, Inst. Geol. (Hermosillo). Abstr. vol.
- COLLETTA B. (1981) - Réseaux de fractures et dérive de la Basse Californie par rapport au continent nord-américain. C. R. Acad. Sci., Paris, (II), t. 292, p. 1141-1144.
- COLLETTA B., ANGELIER J. (1981) - Faulting evolution of the Santa Rosalia basin, Baja California Sur, Mexico. In: Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, field guides and papers, L. Ortlieb & J. Roldán (eds.), Inst. Geol. Univ. Nal. Autón. México (Hermosillo), p. 265-274.
- COLLETTA B., ANGELIER J., CHOROWICZ J., ORTLIEB L., RANGIN C. (1981) - Fracturation et évolution néotectonique de la péninsule de Basse-Californie (Mexique). C. R. Acad. Sci., Paris, (D), t. 292, p. 1043-1048.
- COLLETTA B., ANGELIER J., CHOROWICZ J., RANGIN C., ORTLIEB L. (1981) - Faulting pattern in the peninsula of Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 50.
- COLLETTA B., ANGELIER J. (1983) - Tectonique cassante du nord-ouest mexicain et ouverture du Golfe de Californie. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, vol. 7, n° 1, p. 433-441 (Pau).
- DALL W. H. (1898) - A table of the north-american Tertiary formations, correlated with one another and with those of western Europe, with annotations. U. S. Geol. Survey Ann. Rep., 18, pt. 2, p. 323-348.
- DARTON N. H. (1921) - Geologic reconnaissance in Baja California, Mexico. Jour. Geol., vol. 29, p. 720-748.
- DEMANT A. (1975) - Caracteres quimicos principales del volcanismo terciario y cuaternario de Baja California Sur - Relaciones con la evolución del margen continental pacífico de México. Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geol., Rev., vol. 1, p. 19-69, 9 fig.
- DEMANT A. (1981) - Plio-quaternary volcanism of the Santa Rosalia area, Baja California, Mexico. In: Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, field guides and papers, L. Ortlieb & J. Roldán (eds.). Inst. Geol. Univ. Nal. Autón. México (Hermosillo). p. 295-307.
- DEMANT A. (1984) - The Reforma caldera, Santa Rosalia area, Baja California. A volcanological, petrographical and mineralogical study. Same volume.

- DEMANT A., ORTLIEB L. (1979) - Plio-pleistocene, volcano-tectonic evolution of La Reforma caldera, Baja California, Mexico. Intern. Centre Recent Crustal Movements Bull., n° 10, p. 33-34.
- DEMANT A., ORTLIEB L. (1981) - Plio-pleistocene volcano-tectonic evolution of La Reforma caldera, Baja California, Mexico. In: Recent crustal movements 1979, P. Vyskocil, R. Green, H. Malzer (eds.). Developments in geotectonics, 16, Elsevier Publ., p. 194 (abstract).
- DIBBLEE T.W. (1954) - Geology of the Imperial Valley region, California. In: R. Jahns (ed.), Geology of southern California. Calif. Div. Mines, Geol. Bull., vol. 170, p. 21-28.
- DOWNES T., WOODARD C.D. (1961) - Middle Pleistocene extension of the Gulf of California into the Imperial Valley. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, n° 68, p. 21, (Abstr.).
- DURHAM J.W. (1950) - E.W. SCRIPPS cruise to the Gulf of California. Part 2: Megascopic paleontology and marine stratigraphy. Geol. Soc. Amer. Mem., 43, p. 55-271.
- DURHAM J.W. (1954) - The marine Cenozoic of Southern California. In: Geology of Southern California, Calif. Dept. Natur. Res., Div. Mines Bull., 170, pt 4, chapt. 3, p. 23-31.
- DURHAM J.W., JAHNS R.H., SAVAGE D.E. (1954) - Marine-nonmarine relationships in the Cenozoic section of California. In: Geology of Southern California. Calif. Dept. Natur. Res., Div. Mines Bull. 170, pt. 7, chapt. 3, p. 59-71.
- DURHAM J.W., ALLISON E.C. (1960) - The geologic history of Baja California and its marine faunas. In: Sympos. Biogeogr. of Baja California and its marine faunas, Part I (Geological history), System. Zool., vol. 9, n° 2, p. 47-91.
- FREIBERG D.A. (1979) - Mineralogy, petrology, and genesis of the Lucifer manganese deposit, Santa Rosalia area, Baja California Sur, Mexico. M.S. thesis, Univ. Arizona, Tucson, 168 p. (unpubl.).
- FREIBERG D.A. (1981) - Origin of mineralization at the Lucifer manganese mine, Baja California Sur, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 56-57.
- FREIBERG D.A. (1983) - Geologic setting and origin of the Lucifer manganese deposit, Baja California Sur, Mexico. Economic Geology, vol. 78, p. 931-943.

- GABB W.M. (1869) - Synopsis of the Tertiary invertebrate fossils of California. Calif. Geol. Survey, Paleontol., vol. 2, Sec. 1, pt. 3, p. 65-124.
- HANNA G.D. (1926) - Paleontology of Coyote Mountain, Imperial County, California. Calif. Acad. Sci. Proc., ser. 4, vol. 14, p. 427-503.
- HEIM A. (1922) - Notes on the Tertiary of southern lower California. Geol. Magazine, vol. 59, p. 529-547.
- HERTLEIN L.G., JORDAN E.K. (1927) - Paleontology of the Miocene of lower California. Calif. Acad. Sci. Proceed., Ser. 4, vol. 16, n° 19, p. 605-647, pl. 17-21.
- HERTLEIN L.G., GRANT U.S. (1944) - The geology and paleontology of the marine Pliocene of San Diego, California. San Diego Soc. Nat. History Mem., vol. 2, 72 p.
- INGLE J.C. (1974) - Paleobathymetric history of Neogene marine sediments, northern Gulf of California. In: Geology of peninsular California, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Soc. Explor. Geophys., Pacif. Sect. Guidebook for field-trip, p. 121-128.
- IVES R.L. (1962) - Dating of the 1746 eruption of the Tres Virgenes volcano, Baja California del Sur, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 73, p. 647-648.
- JOHNSON N.M., OFFICER C.B., OPDYKE N.D., WOODARD G.D., ZEITLER P.K., LINDSAY E.H. (1983) - Rates of late Cenozoic tectonism in the Vallecito-Fish Creek basin, western Imperial Valley, California. Geology, vol. 11, p. 664-667.
- KARIG D.E., JENSKY W. (1972) - The Protogulf of California. Earth and Planetary Sci. Letters, vol. 17, p. 169-174.
- GASTIL G., KRUMMENACHER D., MINCH J. (1979) - The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull., Part 1, vol. 90, p. 839-857, 3 fig., 3 tabl.
- LOEL W., COREY W.H. (1932) - Vaqueros Formation, Lower Miocene of California: I-Paleontology. Univ. Calif. Publ., Bull. Dept., Geol. Sci., vol. 22, p. 31-410, pl. 4-65, 2 maps.
- LUCCHITTA I. (1972) - Early history of the Colorado River in the Basin and Range Province. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, p. 1933-1948.
- McFALL C. (1968) - Reconnaissance geology of the Conception Bay area, Baja California, Mexico. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., vol. 10, n° 5, 25 p.

- MINA U.F. (1957) - Bosquejo geológico del Territorio Sur de Baja California. Bol. Assoc. Mexic. Geol. Petrol., vol. 9, n° 3-4, p. 139-270.
- MINCH J.A. (1979) - Loreto and its bearing on the petroleum possibilities of Baja California. Pacific Sect. Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Annual Meeting (Anaheim, Calif.), Abstr. vol.
- MOOSER F., REYES L.A. (1961) - El Grupo volcánico de las Tres Virgenes, Municipio de Santa Rosalía, Territorio de Baja California. Univ. Nac. Autón. México, Inst. Geol. Bol., 62, p. 47-48.
- OPDYKE N.P., LINDSAY E.H., JOHNSON N.M. (1977) - The paleomagnetism and magnetic polarity stratigraphy of the mammal-bearing section of Anza Borrego State Park, California. Quaternary Research, vol. 7, p. 316-329.
- ORTLIEB L. (1978) - Reconocimiento de las terrazas marinas cuaternarias en la parte central de Baja California. Univ. Nac. Autón. México, Inst. Geol., Rev., vol. 2, n° 2, p. 200-211, 18 fig.
- ORTLIEB L. (1979a) - Terrasses marines dans le nord-ouest mexicain : étude au long d'une transversale entre la côte Pacifique et le Sonora en passant par la péninsule de Basse Californie. Proceed. 1978 Intern. Sympos. on coastal evolution in the Quaternary (Sao Paulo, Brazil), p. 453-474.
- ORTLIEB L. (1979b) - Quaternary shorelines around Baja California peninsula : neotectonic implications. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 11, n° 7, p. 490.
- ORTLIEB L. (1981a) - Pleistocene interglacial high stands of sea level in the Gulf of California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 99.
- ORTLIEB L. (1981b) - Sequence of Pleistocene marine terraces in Santa Rosalia area, Baja California Sur, Mexico. In: Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, field guides and papers, L. Ortlieb & J. Roldán (eds.), Inst. Geol., Univ. Nac. Autón. México (Hermosillo), p. 275-293.
- ORTLIEB L. (1982) - Geochronology of Pleistocene marine terraces in the Gulf of California region, northwestern Mexico. XIe Congrès INQUA (Moscou, 1982), vol. rés. n° 2, p. 229.
- ORTLIEB L., MALPICA CRUZ V. (1978) - Reconnaissance des dépôts Pléistocènes marins autour du Golfe de Californie, Mexique. Cahiers O.R.S.T.O.M., Sér. Geol., vol. X, n° 2, p. 177-190.

- ROWLAND R.W. (1968) - Paleontology of the San Diego Formation, northwestern Baja California, Mexico. M.S. thesis Univ. California at Davis, 60 p. (unpubl.).
- ROWLAND R.W. (1972) - Paleontology and paleoecology of the San Diego Formation, in northwestern Baja California. Trans. San Diego Soc. Natur. Hist., vol. 17, n° 3, p. 25-32.
- SAWLAN M.G. (1981a) - Late Cenozoic volcanism in the Tres Virgenes area. In: Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, field guides and papers, L. Ortlieb & J. Roldán (eds.), Univ. Nat. Auton. Mexico, Inst. Geol. (Hermosillo), p. 309-319.
- SAWLAN M.G. (1981b) - Episodes of volcanism in the Tres Virgenes area, near Santa Rosalia, central Baja California peninsula, Mexico. Géol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 13, n° 2, p. 104.
- SAWLAN M.G. (1982) - Geochemical evolution of the Quaternary La Virgen volcano and series lavas, Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. vol. 14, n° 4, p. 231.
- SAWLAN M.G., SMITH J.G. (1983a) - Discordant directions of Neogene lavas in Baja California Sur, Mexico: tectonics or field variations? EOS, vol. 64, n° 45, p. 686.
- SAWLAN M.G., SMITH J.G. (1983b) - Evidence for depleted mantle in 10 MyBP lavas from the Gulf of California rift: origin of concavedownward REE patterns in the Esperanza Basalt. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 15, n° 6, p. 678-679.
- SCHMIDT E.K. (1975) - Plate tectonics, volcanic petrology and ore formation in the Santa Rosalia area, Baja California, Mexico. M.S. thesis, Univ. Arizona, Tucson. 194 p. (unpubl.).
- SCHMIDT E.K., GUILBERT J.M., DAMON P.E. (1977) - Structural evolution of the Santa Rosalia area, Baja California, Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 9, n° 7, p. 1160-1161.
- SHACKLETON N.J., OPDYKE N.D. (1973) - Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope paleotemperatures and ice volumes on a 10⁵-year and 10⁶-year scale: Quaternary Research, vol. 3, p. 39-55.
- STUMP T.E., STUMP J.D. (1972) - Age, stratigraphy, paleoecology and Caribbean affinities of the Imperial faunas of the Gulf of California depression. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., vol. 6, n° 3, p. 243.

- TARBET L.A., HOLMAN W.H. (1944) - Stratigraphy and micropaleontology of the west side of the Imperial Valley, California. Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull. Vol. 28, p. 1781-1782 (abstr.).
- TOTH J. (1980) - Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. Geol. Soc. Amer. Bull., Part I, vol. 91, p. 44-54.
- TOUWAIDE M.E. (1930) - Origin of the Boleo Copper deposit, lower California, Mexico. Econ. Geol., vol. 25, p. 113-144.
- VALENTINE J.W. (1961) - Paleoecologic molluscan geography of the California Pleistocene. Univ. Calif. Publ., Geol. Sci., vol. 34, n° 47, p. 309-442, 16 fig.
- VALENTINE J.W., ROWLAND R.W. (1970) - Major features of the marine Pliocene and Pleistocene fossil record of northwesternmost Baja California, Mexico. In: Pacific slope geology, NW Baja California and adjacent Alta California. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Soc. Econ. Paleont. Mineral Soc. Econ. Geophys., Tulsa. p. 118-119.
- WAGONER J.L. (1977) - Stratigraphy and sedimentation of the Pleistocene Brawley and Borrego Formations in the San Felipe Hills area, Imperial Valley, California. M. S. thesis, Univ. Calif. at Riverside (Calif.). 128 p. (unpubl.).
- WEAVER C.E. (1944) - Correlation of the marine Cenozoic formations of western North America. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 55, p. 569-598.
- WILSON I.F. (1948) - Topografía sepultada, estructuras iniciales y sedimentación en la región de Santa Rosalía, Baja California. Univ. Nac. Autón. México, Inst. Geol. Bol., vol. 53, 78 p.
- WILSON I.F. (1948) - Buried topography, initial structures, and sedimentation in Santa Rosalia area, Baja California, Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. vol. 32, n° 9, p. 1762-1807.
- WILSON I.F., VEYTIA M. (1949) - Geology and manganese deposits of the Lucifer district, northwest of Santa Rosalia, Baja California, Mexico. U. S. Geol. Survey Bull., vol. 960-F, p. 177-233.
- WILSON I.F., ROCHA MORENO V.S. (1955) - Geology and mineral deposits of the Boleo copper district, Baja California, Mexico. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 273, 134 p.
- WILSON I.F., ROCHA MORENO V.S. (1957) - Geología y depositos minerales del distrito cuprífero del Boleo, Baja California, México. Inst. Nac. Investig. Rec. Mineral Bol. vol. 4.

Ortlieb & Colletta

WOODARD G.D. (1974) - Redefinition of Cenozoic stratigraphic column in Split Mountain gorge, Imperial Valley, California. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 58, p. 521-526.

WOODRING W.P. (1931) - Distribution and age of the marine tertiary deposits of the Colorado deserts. Carnegie Inst. Washington Publ. 148, Contr. Paleontol., p. 1-25.

17 2 5 1/2 1 7 00

32 5 + per
Cde n° 117
du 28/6/84

NEOTECTONICS AND SEA LEVEL VARIATIONS IN THE GULF OF CALIFORNIA AREA, A SYMPOSIUM

Contributed papers for the Symposium on Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, held in Hermosillo, Sonora, Mexico, April 21-23, 1984.

Contribuciones para el Symposium sobre Neotectónica y variaciones del nivel del mar en el área del Golfo de California, llevado a cabo en Hermosillo, Sonora, México, 21-23 de abril de 1984.



Edited by Editado por

V. Malpica-Cruz
S. Celis-Gutiérrez
J. Guerrero García
L. Ortlieb

Published by Publicado por

Instituto de Geología
Universidad Nacional Autónoma de México
México, D. F.

April Abril
1984



15447 → 15454