

CARACTERÍSTICAS DIAGENÉTICAS DE DEPOSITOS LITORALES PLEISTOCENICOS,
EN LA COSTA OCCIDENTAL DE BAJA CALIFORNIA SUR, MEXICO.

* Víctor M. MALPICA-CRUZ
* Socorro CELIS-G.
** Luc ORTLIEB

INTRODUCCION:

La Península de Baja California está situada en el noroeste de México entre los paralelos 22°49' y 32°28' de latitud norte y los meridianos 109°26' y 117°10' de longitud oeste. Se extiende en dirección S 30° E a partir de la frontera entre México y los Estados Unidos. Tiene una longitud de 1,300 km aproximadamente y una anchura promedio de 100 km. Su superficie es de 145,000 km² (Fig. 1)..

La historia estructural de la Península ha sido compleja desde el Mesozoico hasta el Cuaternario, ocurriendo los acontecimientos más relevantes en el Cenozoico Superior. En esta región los movimientos de la corteza son debidos a procesos de compresión y subducción que se originan en el choque entre la placa pacífica en movimiento y la placa americana, estable. La península se está separando del continente desde hace 4 millones de años a una velocidad media de 6 cm /año (LARSON et al., 1968; MOORE y BUFFINTON,

* Departamento de Geología, Instituto de Geología
Universidad Nacional Autónoma de México, México 20, D.F.

** Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste.
Universidad Nacional Autónoma de México; Hermosillo, Sonora.
Misión O.R.S.T.O.M. en México.

*in : V Reunión del Grupo español de trabajo del Cuaternario, Sevilla, 1981,
Memoria p. 151 - 161.*

Fonds Documentaire ORSTOM



010015078

Fonds Documentaire ORSTOM
Cote: B*15078 Ex: 1

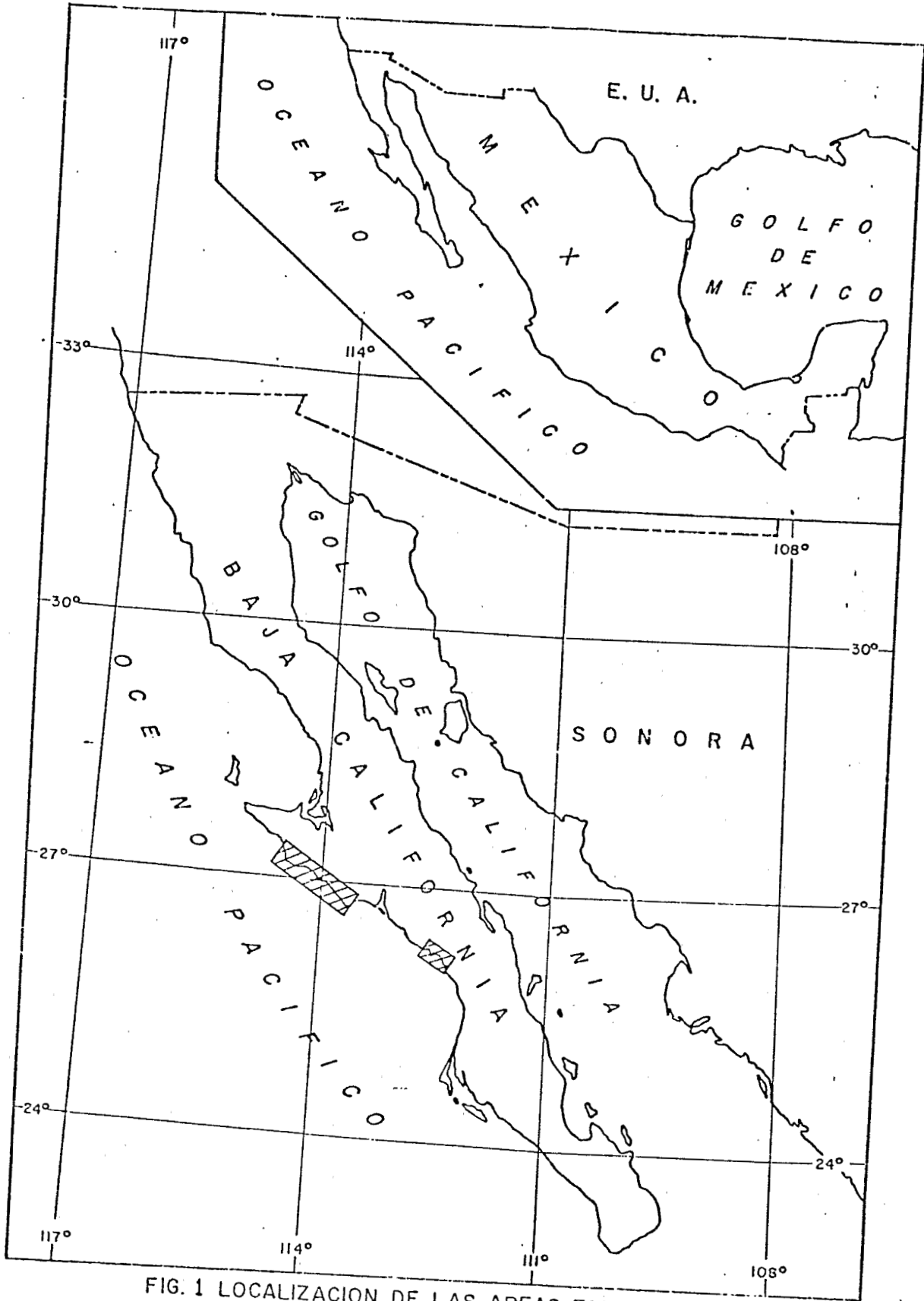


FIG. 1 LOCALIZACION DE LAS AREAS ESTUDIADAS

1968; ATWATER, 1970; LARSON, 1972), debido a movimientos de expansión que provocaron una ruptura en la corteza continental a lo largo de una zona de debilidad formada por el rift del proto-golfo.

Los movimientos tectónicos recientes y el desplazamiento de la península, hacen de la región una zona privilegiada para los estudios neotectónicos (ORME, 1972; ORTLIEB, 1977; ORTLIEB y MALPICA, 1978; ORTLIEB, 1978; MALPICA et al., 1980). La actividad tectónica aunada a las variaciones del nivel del mar durante el Cuaternario, han favorecido el marcage en el paisaje, de antiguas líneas de costa en forma de terrazas marinas ya sea de acumulación o de abrasión.

La región estudiada se encuentra localizada en la costa pacífica en su porción central-sur (Fig. 1) donde existe, a diversas altitudes restos de transgresiones marinas cuaternarias.

IAS TERRAZAS MARINAS:

En la región estudiada, así como en muchas partes de la costa del Pacífico, se encuentra a 5 m sobre el nivel medio del mar, una terraza que ha sido atribuida al Pleistoceno Superior (ORTLIEB, 1979). El depósito marino de esta terraza está constituido de un conglomerado de playa y/o de una arena gruesa con fauna bien conservada.

La terraza más extensa en la región de Bahía Asunción (Fig. 2), está representada por una coquina rica en fauna de tipo Tivela stultorum y que ORTLIEB, 1978, 1979, ha denominado informalmente

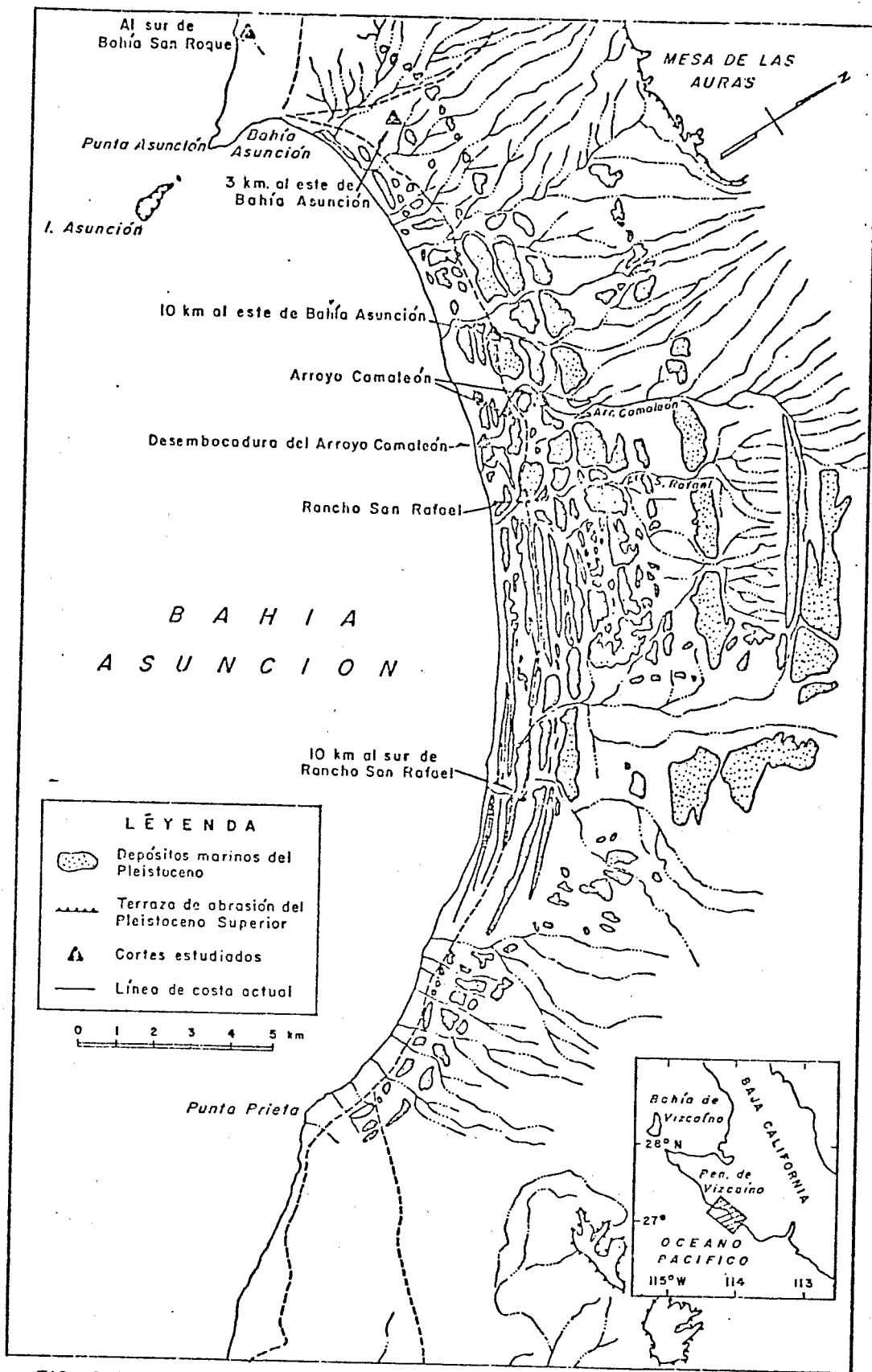


FIG. 2 LOCALIZACION DE LOS CORTES ESTUDIADOS EN LA REGION DE BAHIA ASUNCION

coquina a Tivela stultorum. La altura de esta terraza varía entre +15 y +20 m, con un espesor que varía entre 3 y 10 m. Este depósito se extiende varios kilómetros de largo.

En general este depósito presenta estratificación ligeramente inclinada hacia el mar característica de ciertos depósitos de playa. Presenta cambios de facies laterales variando de arenas de playa de alta energía a arenas limoarcillosas que corresponden a playas más o menos protegidas o a bahías. En algunas localidades, estos depósitos están cerca de la costa actual, asociados a una terraza de abrasión. Se infiere que estos depósitos pueden correlacionarse con la transgresión fechada entre 200,000 y 250,000 años en otras partes del mundo y que corresponden al último período interglacial del Pleistoceno medio (BUTZER, 1974).

Los depósitos litorales que se encuentran entre 45 y 50 m de altitud, generalmente están bien consolidados y presentan encostramientos calcáreos, lo que no ocurre en la terraza más baja. Litológicamente corresponden a calcarenitas o calcirruditas con fauna más o menos disuelta según las localidades.

DIAGENESIS:

Los procesos diagenéticos juegan un papel principal dentro de la litificación de algunos niveles y la formación de costras calcáreas. La consolidación de los depósitos resulta de un complejo proceso en que intervienen fenómenos de disolución y de precipitación desarrollados en un medio subaéreo. Estos procesos se efectúan

sobre todo durante períodos de bajo nivel marino.

Disolución

La litificación principia generalmente por un primer estadio diagenético en un medio marino poco profundo (BATHURST, 1971-1973) en que comienza a efectuarse una disolución superficial de la aragonita de las conchas y que provoca la formación de una cubierta micrítica. Asimismo observamos que la disolución de la aragonita se efectúa a partir de pequeñas grietas preexistentes en las conchas, como resultado de choques sufridos por los organismos y que favorecen el reemplazamiento micrítico. También se presenta una disolución completa de las conchas quedando solamente los moldes externos e internos de los organismos. Este proceso es debido a la disolución de los carbonatos en contacto con las aguas meteóricas en un medio subaéreo (FRIEDMAN, 1964; BATHURST, 1973; LUCAS et al., 1976).

En las láminas delgadas estudiadas en los depósitos consolidados, observamos también dos formas de disolución del sílice. En cada caso notamos diversas fases de desarrollo: en el primer caso la disolución se efectúa a partir de pequeñas grietas preexistentes y que son reemplazadas por la micrita, generalmente a partir de la periferia de los granos. Posteriormente y a partir de estas grietas la disolución se acentúa, observándose en el grano una red de densas grietas, llegando en algunas ocasiones a la ruptura del grano, quedando solamente pequeños fragmentos del

mismo, pero que se puede visualizar su contorno original, marcado por el contacto entre la micrita de la matriz y la esparita intergranular de neoformación (MALPICA, 1980).

El otro tipo de disolución observado es el que se inicia en la periferia de los granos y que progresivamente provoca su reducción.

En los dos casos hemos considerado que se trata de un fenómeno de epigénesis, es decir de una modificación mineralógica que afecta más o menos profundamente a los granos. Se trata de un reemplazamiento átomo por átomo del sílice por la calcita que se efectúa en las aguas marinas poco profundas (FRIEDMAN, 1973) o en un medio subaéreo en contacto con aguas continentales. Estos fenómenos tienen relación con la presencia de organismos inferiores (bacterias, hongos. . .) que modifican considerablemente las condiciones físico-químicas del medio. En muchas de las muestras analizadas se encontraron relaciones con cenizas y nódulos pedogenéticos.

Precipitación

Cuando los depósitos marinos se encuentran en un medio subaéreo, la percolación de las aguas juega un papel principal provocando los procesos de disolución/precipitación, que afectan principalmente a la calcita y al sílice. La precipitación de la calcita se hace en forma de micrita y/o de esparita (MALPICA, 1980).

Algunas veces al mismo tiempo que se efectúa la disolución de la aragonita, se produce una cristalización de calciesparita que

precipita bajo la forma de cristales en forma de dientes de perro, que tienden a reemplazar los huecos.

En la zona freática se produce una circulación permanente de agua dulce más o menos alcalina que favorece, ya sea a la disolución del sílice, ya sea a la precipitación de carbonatos. En esta zona la cementación es más importante.

La primera fase de esta cementación es un desarrollo de cristales en forma desordenada. Posteriormente hay una precipitación y un crecimiento de la calcita en forma de mosaico, reduciendo la porosidad (ELF-AQUITAINE, 1977).

Es necesario tener en cuenta que la diagénesis en un medio subaéreo en contacto con aguas dulces consiste generalmente en una redistribución de carbonatos y que no existe la adición de nuevo material (BATHURST, 1973).

Los encostramientos calcáreos están formados de manera alter-nante por capas laminares de algas y de micrita, frecuentemente con fuerte porosidad de disolución.

Algunas de estas costras calcáreas parecen ser debidas a cambios climáticos y pueden indicar un clima seco, con algunos períodos lluviosos y son relacionados con fenómenos pedogenéticos (MALPICA, 1980).

CONCLUSION:

La litificación de los depósitos marinos se efectúa principal-mente en un medio subaéreo bajo las influencias de las aguas me-

teóricas. En la zona freática se produce una circulación permanente de aguas dulces más o menos alcalinas que son las que favorecen la disolución/precipitación de los carbonatos y la disolución del sílice.

Los encostramientos calcáreos se han formado en un clima seco con aisladas precipitaciones.

Este estudio puede considerarse como la primera aportación de detalle para la interpretación de la evolución diagenética de los sedimentos litorales pleistocénicos emergidos.

BIBLIOGRAFIA:

ATWATER, T., 1970.

Implication of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America.

Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 81, p. 3513-3536.

BATHURST, R.G.C., 1971.

Carbonate sediment and their diagenesis.

Developments in sedimentology No. 12, Elsevier, Amsterdam, 620 p.

BATHURST, R.G.C., 1973.

Problèmes généraux posés par la diagénèse des sédiments carbonatés.

(General problems of diagenesis in carbonate sediments).

Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, vol. 7, No. 1, p. 99-110; 4 fig.

BUTZER, K.W., 1974.

Geological and ecological perspectives on the middle pleistocene.

Quaternary Research, vol. 4, p. 136-148.

ELF-AQUITAINE, 1977.

Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 2. Eléments d'interprétation.

ELF-AQUITAINE, Centre Rech. de Boussons et de Pau.

- FRIEDMAN, G.M., 1964.
Early diagenesis and lithification in carbonate sediments.
Jour. Sedim. Petrol., vol. 34, No. 4, p. 777-813, 53 fig.
- FRIEDMAN, G.M., 1973.
Cementation in reefs.
Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, vol. 7, No. 1, p. 171-176, 6 fig.
- LARSON, R.L., 1972.
Bathymetry magnetic anomalies and plate tectonic history at
the mouth of the Gulf of California.
Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, No. II, p. 3345-3360.
- LARSON, R.L., MENARD, H.W., SMITH, S.M., 1968.
Gulf of California: A result of oceanofloor spreading and
transforming faulting.
Sci. vol. 161, p. 781-784.
- LUCAS, G., CROS, P., LANG, J., 1976.
Les roches sédimentaires. 2.- Etude microscopique des roches
meubles et consolidées.
Doin éd. Paris, 503 p.
- MALPICA, V.M., 1980.
Etude de depots littoraux pleistocenes du sud-ouest de la Basse
Californie, Mexique.
Bordeaux, France, Univ. de Bordeaux I (Thèse 3ème cycle), 131 p.
- MALPICA, V.M., ORTLIEB, L., CELIS, S., 1980.
Depósitos litorales pleistocénicos entre Bahía Asunción y Punta
San Juanico, Baja California Sur.
México, Conv. Geológica Nac., 5, vol. Resum., p. 16-17.
- MOORE, D.G., BUFFINTON, E.C., 1968.
Transform faulting and growth of the Gulf of California since
the late Pliocene.
Science, vol. 161, No. 3847, p. 1238-1241.
- ORMF, A.R., 1972.
Quaternary deformation of western Baja California, México, as
indicated by marines terraces and associated deposits.
In: Tectonics, section 3, Int. Congr. Proc., No. 24, p. 617-
626 and 627-634.

ORTLIEB, L., 1977.

Neotectonics from marine terraces along the Gulf of California: preliminary observation.

In: Symposium on Earth Geology and late Cenozoic isostatic movements, Stockholm, Abstr. vol. p. 109-110.

ORTLIEB, L., 1978.

Reconocimiento de las terrazas marinas cuaternarias en Baja California Central.

Inst. Geol. Rev., Univ. Nal. Autón. México, vol. 2, No. 2, p. 200-211.

ORTLIEB, L., -1979.

Terrasses marines dans le Nord-Ouest Mexicain; étude au long d'une transversale entre la cote Pacifique et le Sonore en passant par la Peninsule de Basse Californie.

Int. Symp. on coastal Evol. in the Quaternary Sao Paulo, Brasil, p. 453-474.

ORTLIEB, L., MALPICA, V.M., 1978

Reconnaissance des dépôts pleistocènes marins autour du Golfe de Californie, Mexique.

Cashiers O.R.S.T.O.M., Sér. Géol., vol. X, No. 2, p. 177-190, 15 fig., 1 tb. 8 pl.