

GOMORFOLOGIA Y GENESIS DE LAS FLECHAS LITORALES DEL CANAL DEL INFIERNILLO, ESTADO DE SONORA

Monique Lancin*

RESUMEN

El Canal del Infiernillo es un estrecho angosto y muy somero, que separa a la Isla Tiburón del continente sonorense; está enmarcado por cerros cristalinos y volcánicos y por bajadas detríticas recortadas en taludes de erosión en sus riberas. La dinámica en el Canal del Infiernillo se caracteriza por fuertes corrientes de marea, sobre todo en sus dos extremidades, y por la alternancia estacional de olas de NNW y de SSE que crean corrientes de transporte de sedimentos a lo largo de sus orillas. Las costas de este canal están accidentadas por 14 flechas litorales cuya máxima dimensión supera 0.5 km; 11 se localizan en su parte interna y son construcciones macizas de forma triangular entre las cuales se pueden diferenciar las siguientes: (1) Las puntas constituidas por un cordón único edificado por la ola dominante e incurvado por las olas secundarias; y (2) las puntas formadas por dos cordones convergentes; es decir, con una doble alimentación en sedimentos.

En la extremidad septentrional del Canal del Infiernillo se localizan flechas alargadas, cuya construcción se debe a la acción de olas más potentes que las de la parte interna del estrecho. El estudio sedimentológico revela que el material acumulado en las puntas del Canal del Infiernillo es de origen estrictamente local y proviene probablemente de la erosión de las bajadas litorales durante la transgresión holocénica. La formación de las flechas tuvo lugar después de ésta y su morfología permite establecer una cronología relativa entre las diferentes puntas.

RESUME

Le Canal de l'Infiernillo est un bras de mer étroit et très peu profond qui sépare l'île Tiburón du Sonora continental. Il est encadré par des reliefs cristallins et volcaniques et par des glacis détritiques qui forment des talus d'érosion sur ses rives. La dynamique dans le détroit de l'Infiernillo se caractérise par de violents courants de marée, surtout à ses deux extrémités, et par l'alternance saisonnière des houles de NNW et de SSE qui engendrent des courants de transfert de sédiments le long de ses rives. Les côtes du Canal de l'Infiernillo sont accidentées par 14 flèches littorales dont la plus grande dimension est supérieure à 0.5 km; 11, dans la partie la plus interne du détroit, sont des constructions massives de forme triangulaire, parmi lesquelles on peut distinguer: (1) Les pointes formées par un cordon unique édifié par la houle dominante et incurvé par les houles secondaires, et (2) les pointes formées par deux cordons convergents, c'est-à-dire avec une double alimentation en sédiments.

A l'extrémité septentrionale du Canal de l'Infiernillo, se trouvent des flèches de type différent, allongées, dont la construction est due à l'action de houles plus puissantes que celles qui règnent dans la partie interne du détroit. L'étude sédimentologique révèle que le matériel accumulé dans les pointes du Canal de l'Infiernillo est d'origine étroitement locale et provient probablement de l'érosion des glacis littoraux lors de la transgression holocène. La construction des flèches a eu lieu ensuite et leur morphologie permet d'établir une chronologie relative des différentes pointes.

INTRODUCCION

El área estudiada está ubicada entre 28° 50' y 29° 20' N en el litoral del Estado de Sonora (Figura 1). El Canal del Infiernillo, de aproximadamente 40 km de longitud, es la parte más angosta (1.5 a 10 km) del estrecho que separa a la Isla Tiburón del continente. De orientación NNW-SSE, está limitado al norte por las puntas Perla y Sargento y al sur por las puntas San Miguel y Santa Rosa (Figura 2). En sus orillas se encuentran 14 flechas litorales cuya dimensión máxima está comprendida entre 0.5 y 8 km. Estas construcciones revelan la existencia en el Canal del Infiernillo de una dinámica sedimentaria activa propia de los estrechos, ya que formas similares se encuentran a lo largo del canal que se extiende entre la Isla San José y la Península de Baja California.

Las particularidades morfológicas del Canal del Infiernillo no han llamado la atención de los investigadores, caso excep-

cional es el trabajo de Merifield y colaboradores (1970), quienes estudiaron la morfología y la dinámica de los bajos arenosos ubicados en las dos extremidades del estrecho. Muñoz-Lumbier (1919) y Tamayo (1962) hacen sólo brevísimas descripciones del Canal del Infiernillo y de sus litorales. La geología de la zona es conocida por los trabajos de Gastil y colaboradores (1974) y de Gastil y Kruppenacher (1977). Las lagunas litorales del Canal del Infiernillo fueron estudiadas desde el punto de vista sedimentológico (Nichols, 1965) y bio-geográfico (Sherwin, 1971). Ultimamente, en el marco de un programa de investigación del Instituto de Geología de la U.N.A.M., dedicado al estudio del Cuaternario litoral del Golfo de California, se realizaron varios trabajos relativos a los depósitos marinos cuaternarios que se encuentran a lo largo de las orillas del Canal del Infiernillo (Celis, 1975; Celis y Malpica, 1976; Malpica y Ortlieb, 1976; Malpica *et al.*, 1978; Ortlieb, 1978a y b), así como a la paleogeografía de la zona (Lecolle *et al.*, 1978) y a la geomorfología de los litorales (Lancin, 1978 y 1979).

El propósito de este artículo es presentar las características morfológicas de las costas del Canal del Infiernillo, con par-

* Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D. F.

particular énfasis en la tipología y la génesis de las flechas litorales que constituyen su rasgo más original.

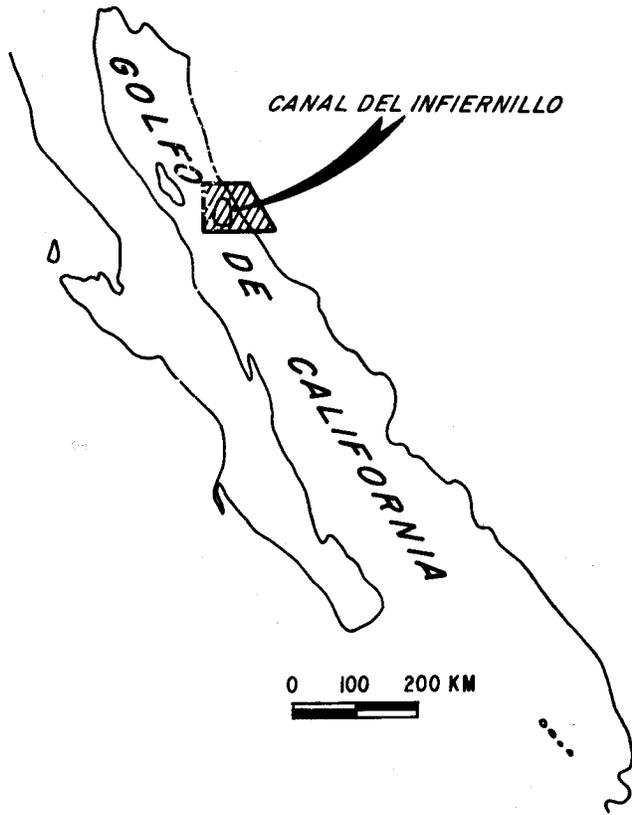


Figura 1.- Mapa de localización.

CARACTERES MORFOLOGICOS Y DINAMICOS DEL CANAL DEL INFIERNILLO

FISIOGRAFIA DE LA REGION

El Canal del Infiernillo ocupa parte del fondo de una depresión alargada orientada NNW-SSE, que incluye también al sur la Bahía Kunkaak y al norte un istmo de menos de 5 m.s.n.m., entre el Cerro Tepopa y la Sierra Seri (Figura 2). Está enmarcado por serranías paralelas: la Sierra Seri (1,063 m al Pico Johnson) al oriente y al poniente la Sierra Kunkaak (875 m), prolongada hacia el NNW por el Cerro del Jamoncillo (475 m) y el Cerro Tepopa (630 m). La región tiene una morfología de cuencas y sierras (*Basin and Range*), con orientación NNW-SSE que aparece claramente en las imágenes de satélite LANDSAT 1 (Figura 3).

Las serranías están formadas principalmente (Castil *et al.*, 1974; Castil y Krummenacher, 1977) por rocas intrusivas cretácicas (tonalitas y granodioritas), cubiertas parcialmente en la Sierra Seri, al sur del Pico Johnson y en la parte meridional de la Sierra Kunkaak por rocas volcánicas miocénicas (ignimbritas y andesitas) o plio-cuaternarias (riolitas y basaltos). En algunos lugares, como al noroeste del Cerro del Jamoncillo, en el norte y el centro de la Sierra Kunkaak o en el sur de la Sierra Seri afloran, además, rocas metasedimentarias calcáreas cuya edad no está todavía determinada con seguridad (Castil y Krummenacher, 1977). En las partes más altas de las sierras, las rocas están

expuestas a la intemperie y forman vertientes abruptas, disectadas por la erosión. Entre los cerros y la costa se extienden, a ambos lados del Canal del Infiernillo, amplias bajadas que son acumulaciones detríticas coluviales típicas de los ambientes áridos (Fairbridge, 1968). Tienen entre 1 y 9 km de anchura, una pendiente suave (2° en promedio) y un perfil regular ligeramente cóncavo; sin embargo, terminan a lo largo de las riberas del estrecho en un talud de erosión vertical de 1 a 10-m de altura. El contraste entre la pendiente suave de las bajadas y su terminación abrupta en la costa indica que éstas se formaron en relación con un nivel de base que se encontraba a varias decenas de metros debajo del actual (Malpica *et al.*, 1978).

En vista de que en diferentes sitios del litoral del Canal del Infiernillo los sedimentos detríticos continentales sobreyacen a depósitos marinos sangamonianos, Malpica y colaboradores (1978) fecharon la formación de las bajadas como del final del Pleistoceno y el corte de los taludes de erosión como resultado de la transgresión holocénica. El corte vertical de los taludes, a pesar de la poca coherencia de su material, indica que siguen retrocediendo paulatinamente bajo los ataques del mar, mientras que un proceso de erosión regresiva se está desarrollando pendiente arriba a partir de avenidas de anchura y profundidad variables (de unos decímetros a unos metros) que dan a la parte superior de los taludes un trazo festoneado (Figura 4). Cuando llueve, estos cauces esbozados sufren una extraordinaria erosión por socavación de sus orillas y de su fondo. El material así arrastrado se acumula en las playas donde los fragmentos más gruesos permanecen al pie de los taludes, mientras que las fracciones finas son rápidamente removilizadas por el mar. Actualmente el proceso de destrucción de los taludes litorales es lento ya que, por un lado, las lluvias son muy escasas en un clima sumamente árido (105 mm de precipitación anual en El Desemboque; Sherwin, 1971) y por otro, los taludes están separados del mar por playas de 10 a 40 m de anchura a marea alta; en consecuencia, su pie sólo puede ser alcanzado por las olas de las tempestades.

BATIMETRIA

La batimetría del Canal del Infiernillo es parcialmente conocida a partir de que Dewey (1974), al mando del buque estadounidense Narragansett, realizó sondeos que sirven todavía de base a las cartas náuticas de la zona (Defense Marine Agency, 1975). Es muy probable que durante el siglo transcurrido desde el trabajo de Dewey, los fondos del Canal del Infiernillo hayan sufrido varios cambios debidos a los movimientos de sedimentos que ahí se producen (Merifield *et al.*, 1970). Infortunadamente, no existen levantamientos batimétricos sistemáticos más recientes, aunque los datos disponibles ponen en evidencia la poca profundidad del estrecho, inferior en general a 10 m (Figura 2). Según la carta náutica (Defense Marine Agency, 1975), la profundidad media del Canal del Infiernillo es de 5.4 m, lo que concuerda con los datos de Shepard (1950) y de Merifield y colaboradores (1970), quienes la estiman respectivamente de 2 a 4 brazas (3.7 a 7.3 m) y de 4 a 5 m. El Canal del Infiernillo es más profundo en su parte meridional; al sur de Punta Onah, la profundidad media es de 9.6 m, con un máximo de 12.8 m inmediatamente al noroeste de Punta San Miguel, mientras que en la parte septentrional es sólo de 3.8 m (Figura 2).

El fondo del Canal del Infiernillo está tapizado por sedimentos no consolidados, principalmente arenas, las cuales

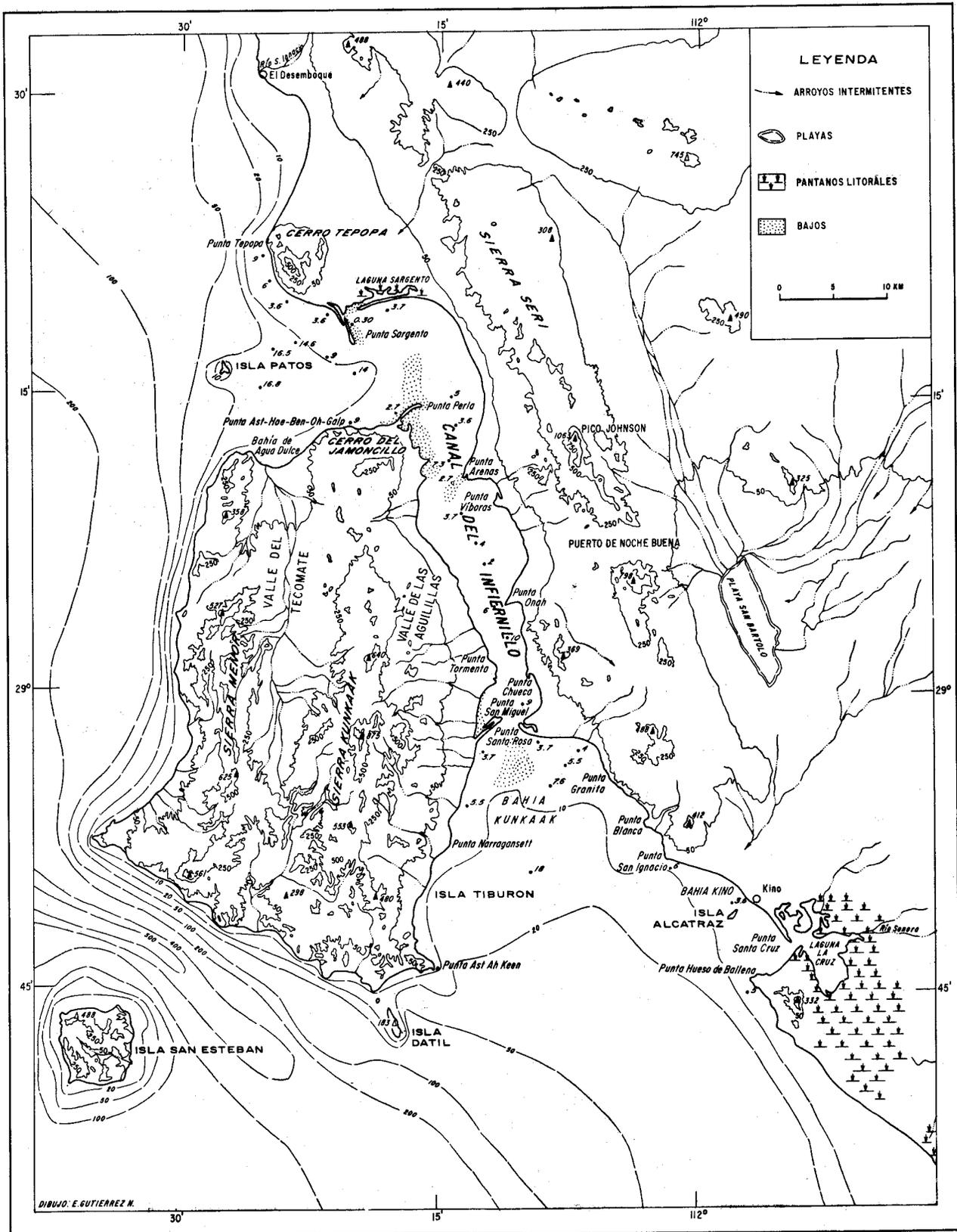


Figura 2.- Topografía y batimetría de la región del Canal del Infiernillo.

forman numerosos bajos, sobre todo en la parte septentrional del estrecho, así como en su desembocadura meridional (Figuras 2 y 3); se encuentran algunas veces a menos de un metro debajo de la superficie del agua a bajamar y unos afloran durante las bajamares de aguas vivas (Merifield, *op. cit.*). Al noroeste de Punta Perla y en la parte septentrional de la Bahía Kunkaak, los bajos están modelados en rizos de arena (*sand waves*), ondulaciones asimétricas de 12 a 75 m de longitud y 0.30 a 3 m de altura relativa, cuyas crestas se encuentran entre 0.60 y 4 m debajo de la superficie del agua a bajamar. Merifield y colaboradores (*op. cit.*), quienes proporcionaron estos datos, atribuyen su formación a la acción alternada de las corrientes de marea.



Figura 3.- Imagen del satélite LANDSAT 1 (M.S.S. 4) mostrando la Isla Tiburón, el Canal del Infiernillo y la costa sonorense, desde Punta Tepepa al sur de Bahía Kino.

CONDICIONES DINAMICAS

Mareas y corrientes de marea.—Las medidas de Merifield y colaboradores (*op. cit.*) revelan que en los dos extremos del Canal del Infiernillo existen fuertes corrientes de marea con velocidades superiores a 0.25 m/s. Las corrientes más potentes son las de flujo, con dirección ESE, al NW de Punta Perla y las de reflujo, dirigidas hacia el SSE, en la Bahía Kunkaak, con velocidades de 0.66 y 0.51 m/s respectivamente, mientras que las corrientes opuestas tienen sólo 0.25 y 0.48 m/s. Los estudios realizados en el Mar de Irlanda, el Canal de la Mancha y el Mar del Norte demuestran que una diferencia mínima de 0.05 m/s en las velocidades respectivas de las corrientes de flujo y reflujo es suficiente para que los sedi-

mentos sean transportados en dirección de la corriente más fuerte, dando a los rizos de arena un perfil asimétrico (King, 1972). En el Canal del Infiernillo la acción de las corrientes de marea resulta, entonces, en un aporte de sedimentos hacia su parte interna, en el extremo septentrional y en una migración de arena hacia afuera, en su terminación meridional.

La velocidad de las corrientes de marea en el Canal del Infiernillo se debe a su angostura y a la amplitud notable de las mareas en la zona. Según Nichols (1965), ésta sería en promedio de 1.15 m en la Laguna La Cruz, al sur de Bahía Kino y de 2.60 m en la Laguna Sargento. Por su parte, Merifield y colaboradores (1970) registraron una amplitud máxima de 1.85 m en la Bahía Kunkaak y 2.80 m al poniente de Punta Perla. En septiembre de 1976, la Dirección General de Acuicultura de Hermosillo colocó un mareógrafo en el muelle del poblado seri de Punta Chueca; por fallas técnicas del aparato, el registro del año de 1977, cuyos datos se presentan en la Tabla 1, es discontinuo; sin embargo, es información interesante, ya que se trata de las primeras mediciones sistemáticas a largo plazo de mareas en el interior del canal. Se puede observar que aún las mareas muertas (amplitudes mínimas) no dejan de ser sensibles y que en promedio el alcance de la marea es casi siempre superior a 1 m.



Figura 4.- Talud de erosión cortado en la bajada de la Sierra Seri, 3 km al norte de Punta Arenas.

Olas.—En general, tanto en el Canal del Infiernillo, como en el Mar de Cortés, el régimen de las olas concuerda con el de los vientos regionales, caracterizado por una alternancia estacional entre aires del NW o NNW en invierno y de SE o SSE durante el verano (Osorio-Tafall, 1946; Roden, 1964). Puesto que el Canal del Infiernillo tiene una orientación NNW-SSE, estas olas tienen también el mayor *fetch** y en consecuencia la máxima energía. Sin embargo, hay que subrayar que el *fetch* en el Canal del Infiernillo no deja de ser muy pequeño, con 30 km al máximo entre la Laguna Sargento y el extre-

* *fetch* - Extensión de agua libre sobre la cual sopla el viento generador de la ola.

mo meridional del estrecho, mientras que, según las demás direcciones es inferior a 10 km. Por lo tanto, sólo pueden formarse olas cortas de poca longitud de onda (9 a 15 m; Lancin, 1979) y de poca altura (generalmente inferior a 1 m), cuya energía todavía disminuye por arrastre, debido a la poca profundidad de las aguas. A pesar de su energía limitada, pueden tener cierta eficacia morfogenética.

Tabla I.- Amplitud de la marea en Punta Chueca (Sonora), 20°01' N, según datos del mareógrafo de la Dirección General de Acuacultura* (SARH) de Hermosillo, Son.

Fecha de registro (año 1977)	Amplitud en metros		
	Mínima	Máxima	Promedio
12 al 31 de enero (20 días)	0.70	2.21	1.36
13 al 20 de febrero (8 días)	0.85	1.86	1.46
22 al 31 de marzo (10 días)	0.54	1.38	0.94
14 de abril al 1° de mayo (18 días)	0.84	1.93	1.41
7 al 31 de mayo (25 días)	0.83	1.73	1.29

* La autora agradece a esta dependencia la comunicación sobre los registros del mareógrafo.

En efecto, se sabe que la influencia de las olas se hace sentir hasta una profundidad equivalente a la mitad de su longitud de onda (Johnson, 1919; Ottmann, 1965). En vista de que la profundidad media del Canal del Infiernillo es de 4 a 5 m, resulta obvio que una longitud de onda de 9 a 15 m es suficiente para que los sedimentos del fondo sean movilizados, sobre todo si se toma en cuenta que muchas partes del canal son aún más someras. A lo largo de las riberas, el ángulo de incidencia muy agudo de las olas dominantes con el litoral favorece la generación de corrientes longitudinales de transporte de sedimentos (*longshore drifting*; Johnson, 1919). Así, existen en el Canal del Infiernillo dos sistemas de corrientes litorales de direcciones opuestas que se alternan según las estaciones. Ya que los vientos más fuertes y las tempestades (vientos cuya velocidad supera a 15 m/s) proceden principalmente del noroeste al norte en la costa sonorense (Atlas del Agua, 1976), el trabajo de las olas y el de las corrientes de marea resulta de una predominancia en los movimientos de sedimentos dirigidos de norte a sur en el Canal del Infiernillo.

Las olas mayores en longitud de onda y altura, generadas en el Mar de Cortés, no pueden penetrar en el Canal del Infiernillo sin sufrir refracciones y difracciones que les quitan gran parte de su fuerza, a causa de los bajos y de los estrechamientos que marcan sus límites y sólo afectan los extremos noroccidental y meridional de este canal. Por lo tanto, desde el punto de vista de la dinámica marina, se pueden diferenciar en éste tres dominios: (1) La parte interna del estrecho, más angosta y relativamente protegida, donde se observa mejor la alternancia estacional de las olas dominantes; (2) el extremo meridional, expuesto a las olas estivales del sector sureste y,

(3) el extremo noroccidental, donde la dinámica es más activa, por estar expuesta a las olas del sector oeste, que son las más frecuentes y potentes de la región.

CARACTERISTICAS GENERALES DE LAS FLECHAS LITORALES.

En las costas del Canal del Infiernillo predominan las siguientes formas de acumulación: playas de arena y/o gravas casi rectilíneas o con leve curvatura, dominadas por los taludes de erosión cortados en las bajadas y puntas construidas también por material deleznable acumulado en salientes bien marcadas en la línea de la costa, que tienen a menudo un trazo burdamente triangular (Figura 2). Estas puntas constituyen, por su número y tamaño, el rasgo más notable de los paisajes litorales.

LOCALIZACION

Se ubican siete construcciones superiores a 0.5 km, en su máxima dimensión a lo largo de la orilla continental del estrecho, llamada Costa de Las Víboras (Figura 5) y siete en el litoral oriental de la Isla Tiburón, a las cuales hay que añadir salientes más pequeñas, como las puntas Tortuga y del Palo Fierro (Figura 6). Las puntas de una ribera se encuentran frecuentemente frente a las de la orilla opuesta: puntas Sargento y Perla (Figura 2), en la entrada septentrional del estrecho, puntas Santa Rosa y San Miguel, en su desembocadura meridional, puntas Tormenta y Chueca en el interior del canal, mientras que la Punta Arenas hace frente a tres puntas más chicas de la orilla oriental de la Isla Tiburón*.

Por otro lado, debe observarse que las puntas se distribuyen a intervalos bastante regulares a lo largo de las costas del canal. En la ribera continental (Figura 5), Punta Onah se encuentra a medio camino entre las puntas Arenas y Santa Rosa, de las cuales está separada por 12.5 y 12 km en línea recta, y a distancias poco diferentes de las puntas Víboras (8.5 km) y Chueca (7 km). En la Isla Tiburón se localizan las puntas mayores cerca de los dos extremos del estrecho. Sin embargo, se aprecia que una forma menor, Punta del Palo Fierro, se ubica aproximadamente a la mitad de la distancia en línea recta (18 km) que separa Punta "del Jamoncillo" sur de Punta Tormenta (Figura 6).

La distribución regular de las flechas litorales, así como su disposición frente a frente, han sido a menudo observadas en cuerpos de agua alargados y angostos, como estrechos, lagos o lagunas y resultan de las condiciones dinámicas particulares que prevalecen en tales ambientes. De acuerdo con los estudios de Zenkovitch (1959 y 1967), el tamaño de las ondas que se propagan según el eje longitudinal de un cuerpo de agua alargado crece a medida que aumenta el *fetch*; sin embargo, este crecimiento cesa en el punto en que la ola pierde, por arrastre en el fondo y refracción en las orillas, una cantidad de energía igual a la proporcionada por el viento. La capacidad de la corriente de transporte litoral, generada por las olas a lo largo de las costas, deja de incrementarse, y cuando hay un suministro abundante de material, como es el caso en el Ca-

* En los mapas de la zona no aparece nombre alguno para estas flechas; por comodidad, la autora las denomina puntas "del Jamoncillo" norte, central y sur, por estar ubicadas al pie del cerro del mismo nombre.

FLECHAS LITORALES DEL CANAL DEL INFIERNILLO

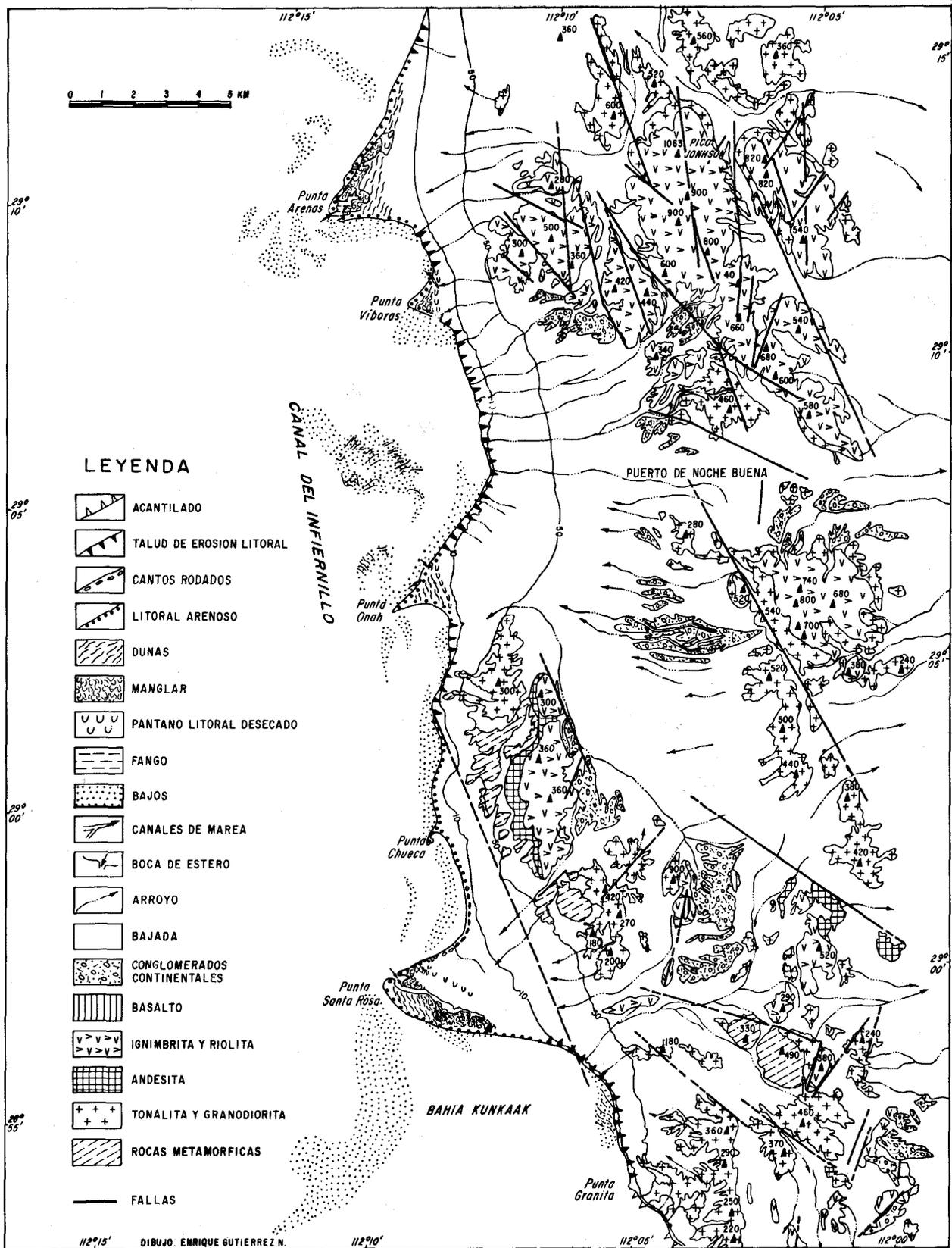


Figura 5.- Mapa de la costa de la Sierra Seri.

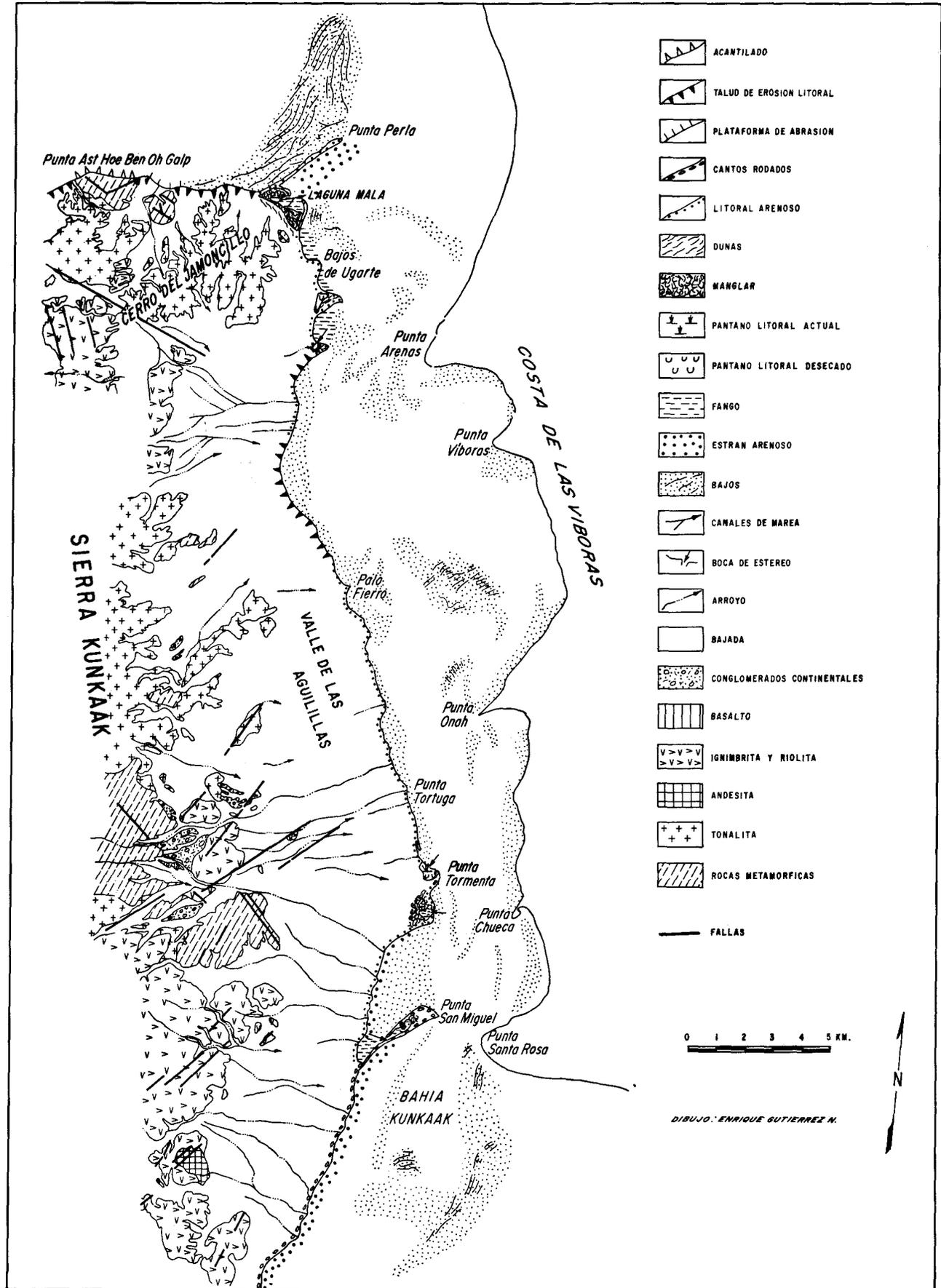


Figura 6.- Mapa del litoral oriental de la Isla Tiburón.

nal del Infiernillo, llega a su saturación. Por lo tanto, una irregularidad mínima en la línea de costa es suficiente para provocar el depósito de parte de su carga, que va a formar una flecha litoral. Pasado este punto, una nueva deriva litoral puede crearse hasta llegar, a su vez, a la saturación; así, el proceso se va repitiendo hasta el extremo del cuerpo de agua, lo cual explica los intervalos bastante regulares que separan a las flechas. Zenkovitch (1959 y 1967) estableció que la distancia necesaria para que las olas alcancen su máxima energía y la corriente de transporte su máxima capacidad está comprendida entre una vez y una vez y media la anchura del cuerpo de agua. Por lo tanto, las puntas que se desarrollan con este intervalo son mejor alimentadas y en consecuencia más estables que las acumulaciones que puedan formarse en otros lugares de la línea de costa, las cuales tienden a desplazarse hasta juntarse con las primeras. Puesto que la amplitud del Canal del Infiernillo es de 3 a 9 km, esta relación entre la anchura del cuerpo de agua y la localización de las flechas se verifica en su orilla oriental, donde las puntas están separadas entre sí por distancias de 4 a 9 km. En la costa occidental, la relación existe solamente entre las puntas Tormenta y San Miguel (6 km) o entre las puntas "del Jamoncillo" sur, Palo Fierro y Tormenta (Figura 6). Esto indica que la evolución dinámica del litoral oriental de la Isla Tiburón es menos adelantada que la de la Costa de Las Víboras.

Dentro de los intervalos determinados por Zenkovitch (1959 y 1967), la localización de las flechas se relaciona con los caracteres morfológicos del litoral. En primer lugar, hay que observar que las puntas del Canal del Infiernillo se ubican en partes bajas de la costa, donde el límite entre los sedimentos continentales de bajada y las acumulaciones marinas no está marcado por un desnivel topográfico (Figuras 5 y 6). Los sectores en que los taludes litorales alcanzan su altura máxima, como es el caso de la Bahía Sargento (Figura 7) o entre las puntas Víboras y Onah o al sur de Punta Santa Rosa (Figura 5), sólo presentan pequeñas acumulaciones triangulares en la desembocadura de los arroyos; por consiguiente, se trata más bien de zonas de erosión. La ubicación de las flechas del Canal del Infiernillo está asimismo fijada por el trazo de la línea de costa; la mayoría de las puntas se apoya en convexidades del límite inferior de las bajadas, que constituye el litoral primitivo (puntas Arena, Onah, Santa Rosa, Tormenta, "del Jamoncillo"). En cuanto a las puntas Santa Rosa y Tormenta, su localización parece, además, ligada a la presencia de afloramientos de depósitos preholocénicos, bajo la forma de conglomerados marinos que se encuentran por encima del nivel marino actual y que pudieron actuar como trampa para los sedimentos en movimiento a lo largo de la costa.

ORIENTACION

La orientación del eje de las puntas, con respecto a la del Canal del Infiernillo (N 15° W), refleja las variaciones de la dinámica de las olas en el estrecho. Se pueden distinguir, en primer lugar, puntas perpendiculares al eje del canal; es decir, a la dirección de propagación de las olas dominantes. La orientación de estas flechas indica que existe en este nivel un cierto equilibrio entre las fuerzas antagónicas de NNW y SSE. Todas se localizan en la parte más angosta del estrecho, donde se verifica mejor la alternancia estacional de las olas y sobre todo en la costa oriental de la Isla Tiburón. Menos expuestas, por su posición, a las tempestades del NW son las pun-

tas "del Jamoncillo" norte (N 65° E), central (N 73° E), sur (N 85° E) y Tormenta (N 84° E). En la Costa de Las Víboras, sólo dos puntas son burdamente perpendiculares al eje del estrecho: las puntas Víboras (S 64° W) y Santa Rosa (S 78° W); la primera está protegida al NW por Punta Arenas, mientras que la segunda se encuentra en el extremo meridional del estrecho, expuesta a la ola estival de gran *fetch* del SE-SSE; de este modo, puede equilibrar la acción de las olas del sector norte. Las demás puntas de la Costa de Las Víboras (Arenas, Onah y Chueca) están desviadas hacia el sur por las olas dominantes del NW, en tanto que las flechas del extremo septentrional del Canal del Infiernillo, de orientación E-W, están desviadas hacia el oriente por las mismas olas (puntas Sargento y Perla). Sólo las puntas de la orilla oriental de la Isla Tiburón, protegidas hacia el norte (Laguna Mala) o expuestas directamente a las olas del SSE (Punta San Miguel) tienen su eje desviado hacia el norte. Así pues, la influencia morfológica de las olas procedentes del sector noroeste es preponderante en el Canal del Infiernillo.

GEOMORFOMETRIA DE LAS PUNTAS

En la Tabla 2 se presentan datos numéricos relativos a las principales puntas del Canal del Infiernillo. La anchura basal y la longitud de las puntas fueron medidas, respectivamente, por la recta trazada entre los dos puntos de inflexión en la línea de costa que marcan sus límites y a lo largo del eje que une su extremo distal con el medio de su base. Para las puntas de la Costa de Las Víboras, las mediciones se realizaron a partir de los mapas topográficos de DETENAL (1975a y b) a escala de 1:50,000, mientras que para las de la Isla Tiburón, cubierta solamente a escala de 1:250,000 (Secretaría de la Defensa, 1963a y b; y DETENAL, 1976a y b), fueron utilizadas fotografías aéreas verticales (DETENAL) que cubren ambos lados del Canal del Infiernillo, cuya escala se calculó con la ayuda de los mapas.

Por su tamaño se pueden diferenciar tres clases de construcciones: (1) Las puntas mayores, cuyas anchura basal y longitud son superiores a 1.5 km (puntas Arenas, Sargento, Santa Rosa y Onah); (2) las puntas que tienen solamente una dimensión superior a 1.5 km, ya sea su longitud (cordón de la Laguna Sargento, puntas Perla y San Miguel) o su anchura (puntas Víboras, Tormenta y Laguna Mala); (3) las puntas menores, cuyas dos dimensiones son inferiores a 1.5 km, son las tres puntas "del Jamoncillo" y Punta Chueca.

Es notable que las puntas más grandes se encuentren en posiciones particularmente favorables para un depósito importante de material: Punta Sargento y Punta Santa Rosa, respectivamente, en las entradas NW y SE del estrecho; es decir, en la zona que las olas de mayor *fetch* alcanzan primeramente; Punta Arenas en un punto de inflexión donde la orientación del Canal del Infiernillo pasa de W-E a NNW-SSE y en donde empieza su parte más estrecha; la combinación de los dos fenómenos contribuye a frenar las olas y las corrientes de sedimentos procedentes del NW. Por su parte, Punta Onah está ubicada a suficiente distancia de Punta Arenas para que la corriente litoral haya recobrado su fuerza de transporte y en un punto de inflexión bien marcado de la línea de costa, debido a una saliente hacia el poniente de la Sierra Seri (Figura 5). El conjunto de las puntas del Canal del Infiernillo representa un volumen de sedimentos muy importante, cuyo origen será discutido más adelante.

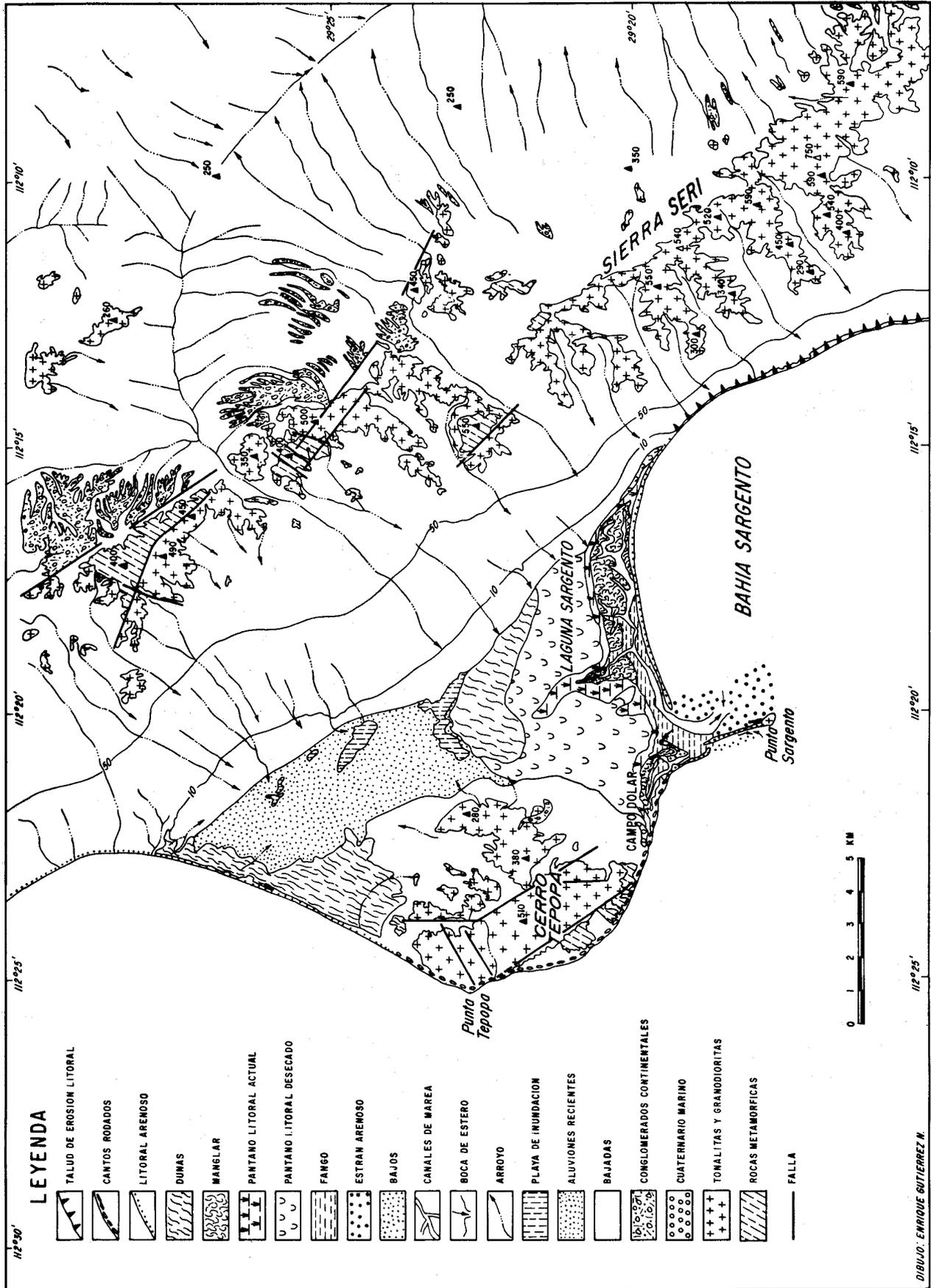


Figura 7.- Mapa de la región del Cerro Tepopa.

Tabla 2.- Geomorfometría de las flechas litorales del Canal del Infiernillo.

Tipo de flechas	Localidades	Longitud en km	Anchura en km	L/A	S
Formas "pegadas" o macizas	Tormenta	0.86	2.70	0.32	1.17
	Laguna Mala	0.90	2.25	0.40	1.18
	"Jamoncillo" norte	0.32	0.74	0.43	1.64
	Santa Rosa	1.70	4.00	0.43	2.44
	Arenas	2.70	5.15	0.52	3.32
	Víboras	1.00	1.60	0.63	1.19
	"Jamoncillo" sur	0.63	0.86	0.73	1.04
	Chueca	0.70	0.95	0.74	1.17
	"Jamoncillo" central	1.00	1.15	0.87	1.32
	Onah	1.80	2.00	0.90	1.28
Formas "libres" o alargadas	Sargento	4.55	3.45	1.32	1.58
	San Miguel	3.20	0.52	6.15	1.18
	Perla	3.30	0.20	16.50	1.07
	Laguna Sargento	8.50	0.10	85.00	1.01

Las puntas clasificadas según el orden creciente de la relación longitud-anchura (L/A) se presentan en la Tabla 2. Este criterio permite diferenciar (Zenkovitch, 1967) las formas "pegadas" cuya anchura basal es superior a su longitud ($L/A < 1$) y las formas "libres" que tienen en el mar una proyección más larga que su vínculo con el continente. A la primera categoría pertenecen las playas y las puntas macizas (*cus-pate foreland*), a la segunda las formas alargadas, como cordones y flechas litorales. En el Canal del Infiernillo, 10 de las 14 construcciones mayores son puntas macizas que tienen una forma burdamente triangular, con una base ancha y una terminación más o menos puntiaguda o redondeada en el mar (puntas Onah, Víboras, Santa Rosa, "del Jamoncillo" central y sur) o truncada, lo que les da más bien un trazo trapezoidal (puntas Arenas y "del Jamoncillo" norte). Punta Tormenta está constituida por la coalescencia de dos acumulaciones: una triangular al norte y otra trapezoidal al sur. Por su parte, Punta Chueca y Laguna Mala están formadas sólo por cordones de arena muy delgados; sin embargo, se inscriben, respectivamente, en un triángulo y un trapecio. Es digno de mención que las puntas macizas se encuentran, con excepción de Punta Santa Rosa, en la parte más angosta del Canal del Infiernillo y su formación se debe relacionar con la acción de los dos sistemas antagonistas de olas dominantes del norte y del sur. Por el contrario, todas las formas alargadas se localizan en los extremos del estrecho (Punta Sargento, Laguna Sargento, Punta Perla, al norte; Punta San Miguel, al sur), expuestas a las olas de mayor *fetch* que proceden del Mar de Cortés, lo que favorece un crecimiento rápido de las construcciones en el sentido de propagación de estas olas.

El tercer criterio numérico presentado en la Tabla 2 es un índice de simetría (S) que corresponde a la relación entre la longitud de los dos lados de la construcción. El índice tiene valor de 1 cuando se trate de una forma simétrica, mientras que crece con la asimetría. La simetría es normalmente muy fuerte para las flechas alargadas (Punta Perla y cordón de la Laguna Sargento) ya que sus dos riberas son casi paralelas. Es más notable la fuerte simetría de las construcciones macizas las cuales, considerando aparte las puntas Arenas y Santa Rosa, tienen un índice de simetría inferior a 2. Esto explica la importancia, durante su construcción, de acciones dinámicas con direcciones opuestas que tienden a igualar sus dos ri-

beras. Las formas más asimétricas se localizan, respectivamente, en el límite meridional del estrecho (Punta Santa Rosa) o en la parte septentrional más angosta del canal (Punta Arenas); es decir, en las zonas más expuestas a una de las dos olas preponderantes.

LOS SEDIMENTOS DE LAS FLECHAS LITORALES

Es esencial conocer el origen de los sedimentos acumulados en las puntas del Canal del Infiernillo para poder explicar su proceso de formación. Las observaciones de campo sugieren que la mayor parte de éstos proviene de las bajadas litorales, ya que existe una relación constante entre su material y el de las puntas ubicadas a su pie, tanto en la petrografía como en la granulometría.

Las bajadas formadas debajo de los cerros de rocas volcánicas están constituidas por elementos muy gruesos: bloques y cantos subangulosos, con poca grava, que van a formar las playas cercanas (costa occidental de la Bahía Kunkaak). Por el contrario, en las bajadas graníticas, abundan las gravas y las arenas, mezcladas con unos fragmentos más gruesos. Sin embargo, hay depósitos litorales de cantos graníticos cuando las bajadas son muy estrechas (Cerro Tepopa; Figura 7) o ausentes (Islote Sargento; Figura 7). Puesto que a lo largo del Canal del Infiernillo prevalecen los relieves graníticos y las bajadas anchas, los cantos se encuentran en pocos sitios, sólo en las puntas ubicadas en los extremos del estrecho, constituidos enteramente (Punta San Miguel) o en parte (puntas Santa Rosa y Sargento) por material grueso. Este se encuentra, por otro lado, en la parte inferior de la zona de intermareas al noreste de Punta Tormenta y en la base occidental de Punta Perla. Las demás construcciones, así como las playas de ambos lados del Canal del Infiernillo, están formadas por arenas, mezcladas a veces, con gravas y guijarros, principalmente pendiente abajo de los arroyos.

Los caracteres granulométricos de las arenas pueden proporcionar información relativa a sus condiciones de transporte y de depósito. Por lo tanto, se llevó a cabo el análisis granulométrico en tamices de 174 muestras (96 para las flechas litorales de la Isla Tiburón y 78 para las de la Costa de Las Víboras).

TAMAÑO MEDIANO DE LOS SEDIMENTOS LITORALES

En los sedimentos colectados el valor de $Mz\phi$ (Folk y Ward, 1957) varía de -4.14ϕ [17.63 mm, según la tabla de conversión de Page (1955)] a 2.98ϕ (0.127 mm); es decir, desde matatenas hasta arenas finas (Folk, 1969), con un valor promedio de 0.63ϕ , lo que corresponde a arenas gruesas.

La distribución modal de los valores de $Mz\phi$ (Figura 8a) resalta la predominancia de la clase de las arenas gruesas ($Mz\phi$ entre 0 y 1), a la cual pertenece el 36.5% de las muestras, seguida por la de las arenas medianas ($Mz\phi$ entre 1 y 2), que representa el 29% de ellas.

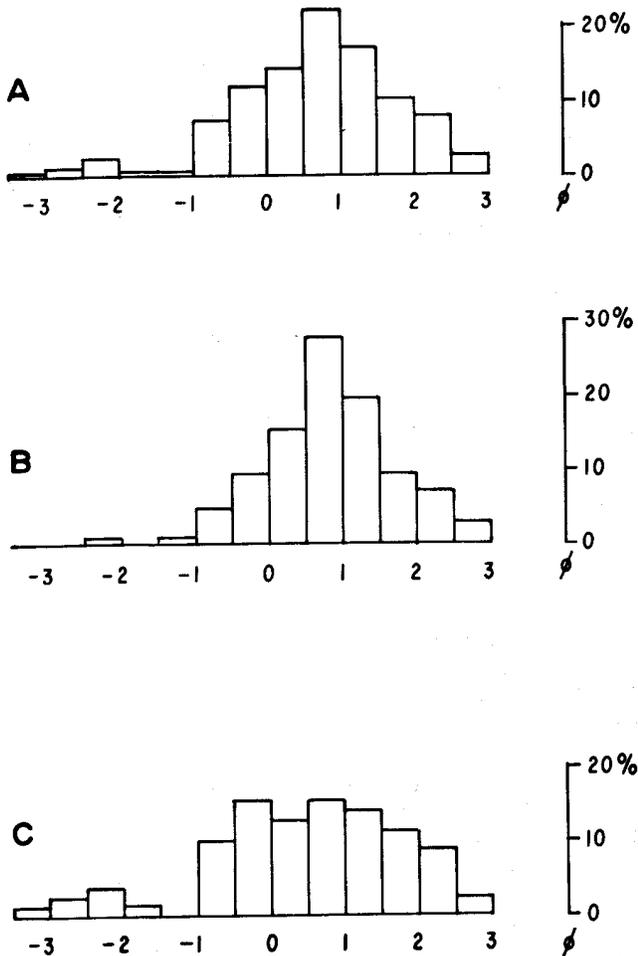


Figura 8.- Histogramas de frecuencia de los valores de $Mz\phi$ en los sedimentos de las puntas del Canal del Infiernillo: A) conjunto de las muestras del Canal del Infiernillo, B) muestras de la Isla Tiburón, C) muestras de la costa de Las Víboras.

Se aprecia que los sedimentos son globalmente más gruesos y más heterogéneos en la Costa de Las Víboras ($Mz\phi = 0.43$) que en la Isla Tiburón ($Mz\phi = 0.79$). De hecho, la distribución de los valores de $Mz\phi$ es unimodal para las muestras colectadas en la isla (Figura 8b), de las cuales el 44% pertenece a la clase de las arenas gruesas y el 31% a la de las medianas; en tanto que es polimodal en las muestras de la Costa de Las Víboras (Figura 8c), debido a una frecuencia ligeramente superior de las arenas finas (10.5% en vez de 9% en Tiburón) y sobre todo a los elementos más gruesos (8% de gra-

vas en vez de 1%). En conjunto, las fracciones superiores, de arenas muy gruesas a gravas, son dos veces más frecuentes en la orilla oriental del Canal del Infiernillo que en la occidental (35 y 16% de las muestras, respectivamente). Esto se relaciona con el hecho de que la anchura de las bajadas varía más a lo largo de la Costa de Las Víboras y que en conjunto son más estrechas que al oriente de la Isla Tiburón (Figuras 5 y 6).

En el marco del presente trabajo no se estudiaron las variaciones del tamaño mediano de los sedimentos de una punta a otra, con el fin de poner en evidencia transportes eventuales a lo largo del Canal del Infiernillo, además de que tal comparación necesitaría un muestreo mucho más denso que el realizado por la autora para que los promedios aritméticos de los valores de $Mz\phi$ fueran significativos en cada una de las puntas; sin embargo, el estudio comparativo de la frecuencia de las diferentes clases granulométricas proporciona información al respecto. No aparecen variaciones claras entre las puntas del interior del canal, puesto que en todas prevalecen las arenas gruesas, menos en Punta Arenas en la cual la fracción dominante (67% de las muestras) es de las arenas muy gruesas, y en Punta Víboras donde hay una proporción igual (23%) de arenas muy gruesas, gruesas y medianas, lo que explica, otra vez, el predominio de los términos gruesos. Es de advertirse que las puntas ubicadas en los extremos del estrecho (excepto Punta San Miguel) tienen en general material más fino: arenas medianas en las puntas Perla y Santa Rosa, arenas finas en Punta Sargento, probablemente porque su localización favorece el aporte de sedimentos desde fuentes más lejanas.

CLASIFICACION

Los sedimentos de las flechas litorales del Canal del Infiernillo se caracterizan por su burda clasificación (Figura 9). La mayoría (64%) de las muestras tiene un índice de desviación estándar (σ , Folk y Ward, 1957) superior a 0.71ϕ ; es decir, está de moderadamente a muy mal clasificada (Folk, 1969), con una cantidad considerable de muestras, 37%, mal o muy mal clasificada ($\sigma > 1\phi$). Eso se puede explicar en parte por la frecuencia de los sedimentos gruesos, cuya clasificación es generalmente peor que la de los finos (Folk y Ward, 1957). Por lo tanto, el número de muestras pobremente clasificadas es ligeramente superior en las puntas de la Costa de Las Víboras (66%) que en la Isla Tiburón (64%). Sin embargo, mientras que en los litorales marinos las arenas medianas y finas están casi siempre bien o muy bien clasificadas (Folk, 1969), hay en las muestras de este tipo en el Canal del Infiernillo una proporción de material anormalmente alta, cuya clasificación es de regular a mala (50% de las arenas medianas y 21% de las finas). Esto significa que los sedimentos han sido poco retrabajados por el mar, además de indicar la ausencia de transporte a larga distancia, aunque tiene relación con la poca energía de las olas en el estrecho. En los sitios expuestos a las olas más potentes, como las puntas Sargento y Perla, la clasificación es mejor: 44 y 40% de muestras bien clasificadas, mientras que en la Laguna Mala, una de las localidades más protegidas del canal, se encuentra hasta un 67% de muestras mal clasificadas. Por la misma razón, las muestras bastante bien o bien clasificadas ($\sigma < 0.71\phi$) son más frecuentes en las orillas septentrionales de las puntas de la Costa de Las Víboras (42%), expuestas a las olas dominantes del NW-NNW, que en las meridionales (29%). La distribución es inversa (39 y 45%) para las orillas norte y sur de las flechas del

litoral oriental de la Isla Tiburón, expuestas más bien a las olas de SE-SSE.

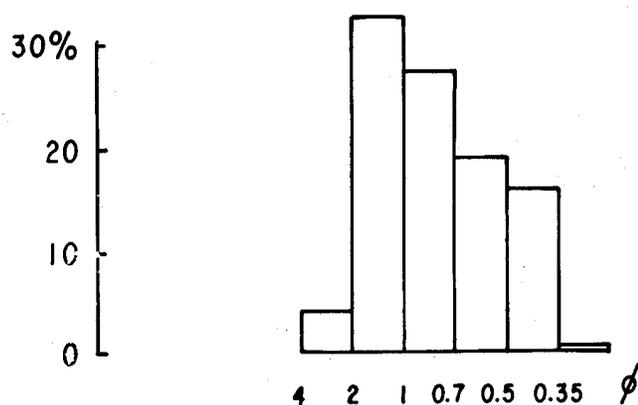


Figura 9.- Histograma de frecuencia de los valores de ϕ en los sedimentos de las flechas litorales del Canal del Infiernillo.

CARBONATOS Y MINERALES PESADOS

Los datos relativos a los carbonatos y a los minerales pesados contenidos en los sedimentos del Canal del Infiernillo apoyan la hipótesis de su origen local.

El 56% de las muestras colectadas a lo largo del canal contiene una cantidad de carbonatos, bajo la forma de fragmentos de conchas, superior al 5% y el 24% contiene más de 10%*. La presencia de una cantidad notable de pedazos de conchas en las arenas indica que éstas no han sufrido un transporte largo, ya que dichos fragmentos son muy frágiles y se encuentran rápidamente triturados durante su desplazamiento. Resalta también el hecho de que las puntas en las cuales son más numerosas las muestras con alto contenido de CaCO_3 , se localizan cerca de una fuente de conchas fósiles. Ese es el caso de Punta del Palo Fierro, enmarcada al norte y sobre todo al sur por coquinas, que son vestigios de una transgresión cuaternaria (Malpica *et al.*, 1978) y de las puntas Onah y Chueca, ubicadas, respectivamente, a 2.5 km al norte y 4.5 km al sur de depósitos sangamonianos (Malpica *et al.*, 1978) abundantemente fosilíferos. Esto confirma la presencia de corrientes longitudinales, dirigidas hacia el norte o sur a lo largo de los litorales del Canal del Infiernillo.

El estudio cualitativo de los minerales pesados** demuestra que las sierras graníticas de los márgenes del Canal del Infiernillo son la fuente principal de las arenas litorales, ya que predominan en las asociaciones de minerales magnetitas, hematitas, esfenos, biotitas, hornblendas, zirrones y granates. Las magnetitas y los esfenos se concentran a menudo al nivel de pleamar, formando películas que pueden sobrepasar de 1 cm de espesor. Las muestras colectadas en estos niveles contienen más del 70% de minerales pesados. Los minerales de las rocas volcánicas, como piroxenas, olivinos y anfíbolos, son más escasos debido al hecho que la intemperización de estas rocas proporciona más bien fragmentos gruesos, al contrario

de los granitos que se disgregan en arenas. La frecuencia de las asociaciones de minerales pesados de biotitas y hornblendas, muy sensibles a la destrucción mecánica, excluye la posibilidad de que las arenas del Canal del Infiernillo tengan un origen lejano.

ORIGEN DE LOS SEDIMENTOS

Las bajadas litorales aparecen como la fuente principal del material depositado a lo largo del Canal del Infiernillo; sin embargo, al considerar las características ligeramente diferentes de los sedimentos de las puntas ubicadas en los extremos del estrecho, es probable que se produzcan transportes de mayor amplitud en estas localidades.

Al sur del canal, los estudios de Merifield y colaboradores (1970) aclaran la existencia de una corriente de transporte de arenas desde el interior del estrecho hacia el SSE, bajo la acción de las corrientes de reflujo. Los datos granulométricos publicados por estos autores subrayan la similitud de las arenas del Canal del Infiernillo con las de los rizos de la Bahía Kunkaak, cuyo tamaño mediano es apenas inferior al de las muestras colectadas en los litorales del estrecho (0.68 ϕ y 0.63 ϕ , respectivamente); se trata de arenas gruesas (88%) y medianas (9%), con sólo 3% de arenas finas. Su clasificación es mejor que la de los sedimentos del canal: el 52% de las muestras está moderadamente clasificado y el 42% muy bien o bien clasificado, lo que se debe obviamente al transporte que las muestras han sufrido.

Merifield y colaboradores (*op. cit.*) coinciden con la autora en buscar el origen de los sedimentos de los rizos de arena en las bajadas litorales del Canal del Infiernillo. Las olas estivales de SE y SSE llevan parte de las arenas de los rizos del norte de la Bahía Kunkaak hacia la costa; durante el verano, en el litoral occidental de la bahía y en la orilla meridional de Punta San Miguel, los cantos se ven cubiertos por arenas que desaparecen bajo el régimen invernal de olas dominantes del norte. Es posible que tal movimiento abasteciera también la costa sur de Punta Santa Rosa, pero su posición con respecto a las olas del SE-SSE es menos favorable, por lo tanto sus arenas proceden más bien del litoral oriental de la Bahía Kunkaak, arenoso hasta Punta Granita (Figura 5). Más al sur, el tamaño del material de la plataforma litoral es más fino; según van Andel (1964), entre Bahía Kino y Guaymas dominan las arenas finas (2.25 a 2.75 ϕ), lo que impide que haya aportes de sedimentos en el Canal del Infiernillo desde dicha plataforma.

Según Merifield y colaboradores (1970), el material de los rizos de arena ubicados en la extremidad septentrional del estrecho, al NW de Punta Perla, podría también provenir del interior del canal y haber sido arrastrado hacia el NNW por las corrientes de reflujo. Su grano mucho más fino (Mz ϕ = 2.15 ϕ) que el de los rizos de la Bahía Kunkaak resultaría de una competencia menor de dichas corrientes a consecuencia de su velocidad (0.25 m/s) inferior a la de las corrientes de reflujo al sur del estrecho (0.51 m/s).

Los autores citados presentan como otra posible fuente del material de los rizos submarinos al NW de Punta Perla en la región ubicada al norte del Cerró Tepopa (Figura 7), donde se encuentran playas y acumulaciones anchas eólicas arenosas que se extienden hacia el norte sobre más de 20 km. Las arenas serían transportadas hasta Punta Perla por una deriva litoral y por las corrientes de marea. En la plataforma conti-

* Cantidades de carbonatos determinadas por la Quím. Graciela Velázquez, Departamento de Geoquímica del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México.

** Identificación de los minerales pesados efectuada por el Ing. José Solorio-Munguía del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México.

mental, al norte de Punta Tepopa, dominan los sedimentos de arenas gruesas [(0.5 a 16) (van Andel, 1964)], mientras que en los rizos de Punta Perla hay sólo arenas finas (72% de las muestras) y medianas (28%). Esto podría resultar de una disminución progresiva de la competencia del transporte. Sin embargo, la ausencia total de arenas en la playa estrecha que circunda al Cerro Tepopa se opone a la hipótesis de Merifield y colaboradores (1970), ya que una deriva litoral al dar la vuelta a Punta Tepopa para dirigirse hacia el SE tendría forzosamente que depositar ahí parte de su carga. Por otra parte, la disminución progresiva del tamaño de los cantos desde Punta Tepopa hacia el norte indica un movimiento litoral contrario al propuesto por dichos autores. Un aporte de sedimentos desde la plataforma continental al NNW de Punta Tepopa podría más bien resultar de la acción de las corrientes de marea (posiblemente las de flujo, de dirección ESE), ya que pueden actuar a mayor profundidad que las olas (King, 1972) y mover las arenas aún en los fondos superiores a 10 m que separan las puntas Tepopa y Perla (Figura 2).

Por otro lado, en la región hay huellas de aportes eólicos, desde el norte, particularmente en la Bahía de Agua Dulce, al NW de la Isla Tiburón (Figura 2). En la parte occidental, médanos de arena cubren parcialmente las faldas septentrionales de la Sierra Menor, encima de los acantilados cortados en las bajadas. Dichas arenas no provienen, obviamente, de tierra adentro, donde sólo se encuentran rocas volcánicas (andesitas y riolitas) disgregadas en bloques por la erosión; se trata probablemente de arenas eólicas depositadas, como los médanos del istmo que circunda al Cerro Tepopa (Lecolle *et al.*, 1978), durante los periodos de bajo nivel marino del Pleistoceno, cuando amplias superficies de la parte septentrional del Golfo de California se encontraban expuestas a la deflación eólica por los vientos dominantes del N y NNW. Es lógico suponer que los depósitos eólicos también se hayan extendido en la parte norte del actual Canal del Infiernillo, entonces emergido. Un origen eólico podría explicar el tamaño fino de las arenas de los rizos submarinos al NW de Punta Perla. Por el contrario, el grano grueso de los sedimentos del interior del estrecho imposibilita que tengan una proporción notable de aportes eólicos.

El litoral septentrional de la Isla Tiburón, al oriente de Punta Ast Hoe Ben Oh Galp (Figura 2) constituye, debido al régimen de olas dominantes del oeste en el sector, otra posible fuente de arenas para el norte del Canal del Infiernillo. En este sector costero se extienden espesas bajadas detríticas arenosas abastecidas por los cerros prevalentemente graníticos del Jamoncillo (Figura 6).

En resumen, resalta la compleja dinámica sedimentaria en el extremo septentrional del Canal del Infiernillo donde se concentran aportes de fuentes diversas, mientras que en su parte interna los sedimentos tienen un origen estrictamente local y proceden de la erosión de las bajadas cercanas. Al sur del estrecho se unen dos procesos: un movimiento de material hacia afuera en el centro del canal y derivas litorales hacia el norte, a lo largo de ambas orillas de la Bahía Kunkaak.

MORFOLOGIA Y GENESIS DE LAS PUNTAS TRIANGULARES

Entre las puntas triangulares, Gilbert (1885) y Gulliver (1896), quienes fueron los primeros en estudiar formas de este tipo en los litorales lacustres y oceánicos de los Estados Unidos, distinguen dos categorías diferentes por su morfología y

proceso de formación: (1) Puntas construidas por el crecimiento de un cordón único, curvado por la acción de las olas; y (2) puntas formadas por dos cordones oblicuos convergentes. El estudio morfológico de las puntas del Canal del Infiernillo permite clasificar en el primer tipo a las puntas Víboras, Onah, Chueca, San Miguel y las tres puntas "del Jamoncillo", mientras que las puntas Arenas, Santa Rosa y la Laguna Mala pertenecen al segundo (Figuras 5 y 6). En Punta Tormenta se juntan una construcción con cordón único al norte y una con dos cordones al sur.

LAS PUNTAS TRIANGULARES CON CORDON UNICO

Punta Onah.- Entre las puntas triangulares del Canal del Infiernillo, Punta Onah se caracteriza por su extremo puntiagudo (Figura 10). Su orilla NNW, bordeada por dunas bajas (1 a 2 m) es muy rectilínea, excepto en su extremo distal curvada en forma de gancho hacia el SSE. En la base septentrional de la punta se encuentra un pequeño manglar que se comunica con el mar por dos esteros estrechos alargados hacia el SW. El centro de la punta, deprimido con respecto a sus orillas, es bastante llano, accidentado sólo por pequeños montículos de arena. En las fotografías aéreas (Figura 10) se aprecia que estos montículos, resaltados por la vegetación desértica, forman alineamientos burdamente paralelos a las dos orillas. Estos rasgos permiten reconstituir la génesis de Punta Onah; una deriva litoral generada por las olas dominantes oblicuas de NNW a lo largo de la Costa de Las Víboras, encontrándose en el sitio ocupado actualmente por el manglar una inflexión en la línea de costa, que pasa de un rumbo SW a una orientación N-S (Figura 5); durante una primera fase se edificó en prolongación de la línea de costa, debido a la inercia de la deriva litoral (Zenkovitch, 1967), el cordón arenoso que forma actualmente el límite NW del manglar; progresó luego hacia el SSW y después hacia el SW, mientras que un

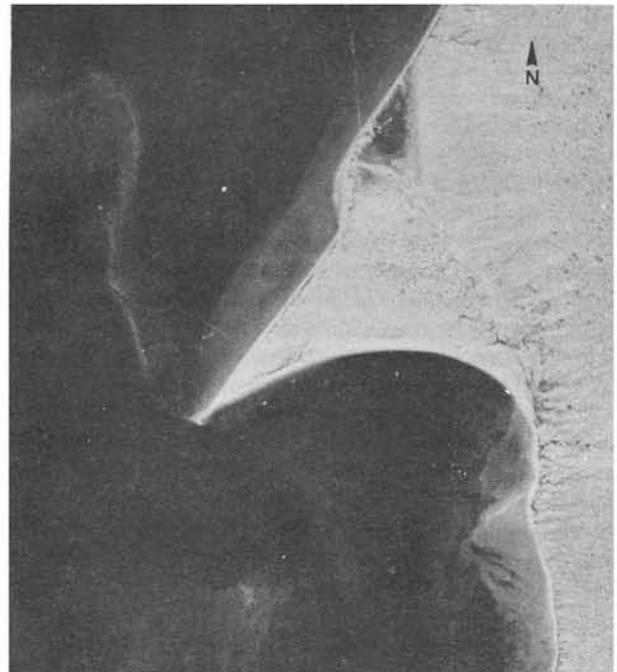


Figura 10.- Punta Onah (fotografía aérea DETENAL, 1973).

transporte secundario del sur colmaba progresivamente el ángulo muerto formado entre la flecha oblicua y el litoral primitivo, lo que explica el trazo en arco de círculo de la orilla meridional. Por lo tanto, la génesis de Punta Onah se relaciona con la de las flechas llamadas "azovianas" por Zenkovitch (*op. cit.*).

La formación de las demás puntas con cordón único del Canal del Infiernillo sigue un esquema diferente, ya que el proceso principal de su evolución es la desviación del cordón por las olas secundarias, jugando un papel mínimo el relleno del ángulo muerto.

Punta Chueca. - Se encuentra en una fase temprana de la evolución de este tipo de flecha. Llama la atención por su forma de gancho (Figura 11). Su base tiene rasgos parecidos a los de Punta Onah con su forma triangular y el contraste entre la orilla septentrional rectilínea, de dirección SSW, y la meridional curvada frente al SW. La construcción de la base de Punta Chueca resulta entonces de un proceso similar al que actuó en Punta Onah. En el caso de Punta Chueca no se mantuvo el equilibrio dinámico entre la progresión del cordón y el relleno del ángulo muerto, tal vez porque la presencia de Punta Santa Rosa obstaculizó la formación de una notable deriva al sur. Por lo tanto, a partir de la base triangular, se alarga un cordón angosto (20 a 30 m de anchura), luego la punta se vuelve más ancha y se curva en forma de gancho hacia el NE; es decir, en el sentido de propagación de las olas procedentes de la entrada meridional del estrecho (Figura 11). La llegada de nuevo material en movimiento de NNE a SSW a lo largo de la orilla septentrional de Punta Chueca y su desplazamiento posterior hacia el NE por la ola del sur, contribuyeron a aumentar la anchura de la parte terminal de la flecha que tiene así dos direcciones de crecimiento: hacia el SSW y hacia el NE. En el interior del gancho se extiende una zona protegida por un estrán arenoso ancho que se descubre a bajamar. Si el proceso sigue, el extremo nororiental de la punta va a acercarse

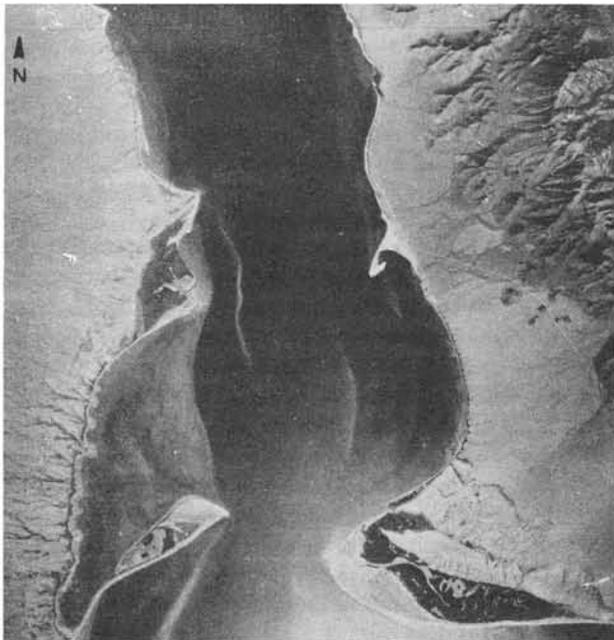


Figura 11.- Fotografía aérea de la parte meridional del Canal del Infiernillo. Al poniente las puntas Tormenta y San Miguel, al oriente las puntas Chueca y Santa Rosa (fotografía DETENAL, 1973).

a la costa, de modo que la bahía que enmarca se va a transformar en laguna.

Punta "del Jamoncillo" sur (Figura 12).- En el caso de este rasgo morfológico sucedió lo siguiente: el cordón construido por una deriva procedente del sur sufrió la acción de las olas del sector norte, éstas lo desviaron hacia el NW y luego al NNW, de tal manera que su extremidad se acercó al litoral, del cual está ahora separada sólo por un paso angosto, desembocadura de la laguna, colonizado por un manglar en el interior de la punta.

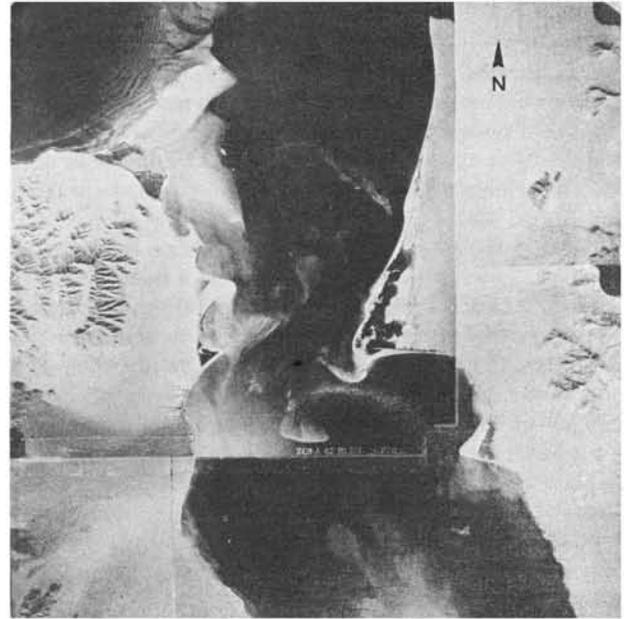


Figura 12.- Fotografía aérea de la parte septentrional del Canal del Infiernillo. Al poniente Punta Perla, Laguna Mala y las puntas "del Jamoncillo". Al oriente las puntas Arenas y Viboras (fotografía DETENAL, 1973).

Punta Viboras. - El manglar ocupa una parte más reducida del interior de la construcción, al contacto con la bajada (Figura 12). El canal de marea principal de la laguna desemboca en la base septentrional de la punta por un paso de 50 m de anchura, casi completamente emergido a bajamar. En la extremidad occidental de la punta y a lo largo de su orilla septentrional, las acumulaciones de arena forman entre el mar y la laguna una franja de 200 a 400 m de anchura, con una playa estrecha (20 a 40 m), un doble cordón de dunas litorales de 60 a 120 m de anchura que alcanza de 3 a 4 m arriba del nivel del mar y, finalmente, una parte deprimida (1 a 2 m arriba del nivel del mar) con una topografía bastante confusa de montículos arenosos, separados por pequeñas zonas llanas donde se encuentran algunas arcillas con costras de sal. Esto indica que la laguna se está colmando. Las arenas traídas por una deriva litoral del sur, establecida a favor de la protección de Punta Arenas, desviadas hacia el NNE por las olas de WNW, se acumulan en la parte noroccidental de la punta y tienden a cerrar el desemboque de la laguna. Este, ya muy somero, impide la alimentación suficiente de agua para compensar la fuerte tasa de evaporación ligada a la aridez del clima, de manera que la superficie de la laguna se va reduciendo. En sus márgenes el manglar está sustituido por for-

maciones vegetales halófilas: *Frankenia* sp. y *Salicornia pacífica*.

Punta "del Jamoncillo" central.- Esta tiene una morfología muy parecida a la de Punta Víboras, su orientación es inversa (Figura 12), ya que fue formada por un cordón procedente del norte, curvado por las olas del sector sur hasta juntarse de nuevo con la costa. De hecho, sólo una pequeña población de mangle negro (*Avicennia nitida*), en la base meridional de la punta, señala la localización del antiguo desemboque de la laguna interna, ahora completamente reseca, que dejó en el interior de la punta una superficie arenosa poco accidentada, bordeada por cordones de dunas de 1 a 2 m de altura relativa.

Punta "del Jamoncillo" norte.- Esta siguió el mismo esquema de evolución, pero se encuentra en una fase más adelantada del relleno en su parte interna donde el manglar ha desaparecido totalmente. Sólo la mayor densidad de la vegetación en el ángulo SE de la punta indica su antigua localización (Figura 12).

Punta San Miguel.- Se singulariza por un cordón único de tamaño superior (Tabla 2). En cuanto a su morfología y material, es la única punta del Canal del Infiernillo formada sólo por material grueso, cantos y gravas, cuya naturaleza (andesitas, ignimbritas y obsidias) indica que proceden de la orilla occidental de la Bahía Kunkaak. La punta está constituida por un cordón de menos de 50 m de anchura que se destaca a partir de una pequeña saliente en la línea de la costa y se alarga hacia el NNE-NE por más de 3 km; después toma un rumbo NW por espacio de medio kilómetro, antes de curvarse hacia el SW, de modo que su extremidad se acerca a su parte media (Figura 11) y no a la tierra firme como en las demás puntas con cordón único.

La construcción de Punta San Miguel se debe obviamente a olas muy potentes, capaces de movilizar cantos de hasta 15-20 cm de longitud. Sólo las olas de las tempestades estivales del sector sur, con su *fetch* muy grande (590 km hacia el SSE) tienen la energía necesaria. Debe observarse que el tamaño del material disminuye paulatinamente a lo largo de la orilla meridional, mientras que en la playa del NE los cantos no sobrepasan de 5 cm de longitud y que en la orilla noroccidental sólo se encuentran guijarros y gravas. Esto indica el sentido de desplazamiento de los sedimentos y resalta el hecho de que las olas del sector norte, que actúan en las orillas NE y NW, tienen una potencia inferior a las del sur, debido a la ubicación de la punta en la extremidad meridional del estrecho, y por lo tanto no pueden mover los elementos más gruesos que permanecen en la orilla meridional.

En la parte norte de Punta San Miguel, un relleno de grava forma pequeñas crestas de unos decímetros de altura, alineadas burdamente de oriente a poniente (Figura 11). Estas representan fases sucesivas del crecimiento de la flecha cuya extremidad libre se deformó en gancho bajo la acción conjunta de las olas del sector norte y la difracción de las del sur, según un proceso común a todas las puntas con cordón único del Canal del Infiernillo. La Punta San Miguel debe su forma original a su exposición a las olas de gran *fetch* del sector suroriental.

En resumen, las diferentes puntas con cordón único del Canal del Infiernillo muestran fases sucesivas de la evolución de este tipo de construcción: una flecha litoral, separada por un ángulo débil de la línea de costa, se curva primero en forma de gancho (Punta Chueca) para luego crecer hacia la tie-

rra firme aislando, así, una laguna (puntas "del Jamoncillo" sur, San Miguel y Víboras), cuyo vínculo con el mar se va reformando hasta cerrarse, mientras que la laguna se transforma en pantano (Punta "del Jamoncillo" central) y por fin desaparece (Punta "del Jamoncillo" norte). Estas construcciones podrían llamarse "puntas en V" (*V. bars*; Gulliver, 1896) por su trazo característico.

LAS PUNTAS CON DOS CORDONES CONVERGENTES

A esta categoría pertenecen las puntas mayores del Canal del Infiernillo, Santa Rosa y Arenas (Tabla 2). Mientras que las puntas en V están alimentadas por una sola deriva litoral, las de dos cordones tienen un doble aporte de material traído por corrientes opuestas (Zenkovitch, 1967).

Laguna Mala.- Al NE de la Isla Tiburón (Figura 6), ilustra una fase muy temprana de la génesis de este tipo de punta. Cubre una superficie de más de 1.3 km² y está enmarcada por dos cordones delgados de arena en forma de pinzas de cangrejo. Su periferia está ocupada por una vigorosa población de *Avicennia nitida*, mientras que su centro, más profundo, queda libre de vegetación (Figura 12).

En la zona existen dos corrientes de transporte de sedimentos: una hacia el oriente generada por las olas de gran *fetch* de W a NNW a lo largo de la costa septentrional de la Isla Tiburón, y otra de rumbo norte, debida a las olas del SE-SSE en el litoral oriental de la misma. La génesis de los dos cordones que limitan la Laguna Mala se relaciona con la alteración sufrida por dichas corrientes debida a cambios en la orientación de la línea de costa lo que, según un proceso descrito por Zenkovitch (*op. cit.*), provoca una disminución en su capacidad de transporte, el depósito de una parte de material y la formación de flechas oblicuas. Es probable que en un principio los dos cordones, cuyas bases están separadas por más de 2 km en línea recta, hayan tenido un desarrollo independiente; sin embargo, a medida que crecieron, la zona de sombra de cada flecha se extendió hacia la otra, de modo que entre las dos construcciones las aguas litorales quedaron protegidas y se transformaron en laguna. Por otro lado, cada flecha servía a la otra de muelle protector; en consecuencia, ambas sufrieron sólo una leve curvatura y no tomaron una forma en V.

Actualmente, es obvio que el cordón septentrional de la Laguna Mala, muy angosto y con orillas cubiertas por el manglar (Figura 12), ha dejado de ser activo, debido a la construcción de Punta Perla. El cordón meridional, también muy delgado, no debe de tener ya una alimentación abundante, probablemente por la presencia de las puntas "del Jamoncillo" hacia el sur (Figura 12). Por lo tanto, la Laguna Mala puede considerarse como una forma muerta o casi muerta, mientras que las demás puntas con dos cordones del Canal del Infiernillo siguen evolucionando.

Puntas Santa Rosa y Arenas.- En éstas, la distancia entre las raíces de los dos cordones convergentes es respectivamente de 4 y 5 km, por lo que es evidente que en un principio se trataba de formas independientes. Su convergencia se debe al trazo primitivo de la línea de costa, en la cual las bajadas forman salientes bien marcadas que determinaron la localización de los cordones (Figura 5). Estos, apoyados en dichas salientes, crecieron en dirección opuesta uno del otro, aislando amplias lagunas que actualmente están colonizadas por densos manglares (Figuras 11 y 12). Ambas puntas se caracterizan por la disimetría muy marcada de sus orillas (Tabla 2 y

Figura 5), que indica claramente que la deriva principal es la del norte para Punta Arenas y la del sur para Punta Santa Rosa. En ésta, la orilla meridional es arenosa, mientras que la septentrional está formada por material grueso (cantos y gravas), poniendo en evidencia la existencia de dos fuentes diferentes de sedimentos, fenómeno característico de las puntas con dos cordones convergentes (Zenkovitch, *op. cit.*).

Punta Tormenta.—Es una estructura compleja que une los dos tipos de puntas triangulares: una punta en V al norte y una laguna enmarcada por dos cordones convergentes al sur (Figura 11). Ambas presentan caracteres originales con respecto a las demás formas del mismo tipo. Así, el cordón en V se apoya en vestigios de una antigua línea de costa sangamoniense (Malpica *et al.*, 1978) que aflora en la parte NE de la punta bajo la forma de conglomerados de playa de hasta 1.50 m de espesor. Estos contribuyeron a fijar las arenas movilizadas a lo largo de la costa oriental de la Isla Tiburón por las olas del norte, determinando el trazo de la orilla septentrional de Punta Tormenta que forma un ángulo anormalmente grande con la línea de costa primitiva, sobre todo si se toma en cuenta el ángulo de incidencia agudo de las olas dominantes del norte con el litoral oriental de la isla. La refracción de las olas en el extremo oriental de los depósitos sangamonianos provocó la construcción de un cordón arenoso de dirección SSW, que dio a la parte septentrional de Punta Tormenta su trazo en V (Figura 11). En el interior de la punta se formó una laguna cuyo desemboque principal, ocupado hoy por un canal de marea del manglar, se encontraba en la base meridional del cordón en V. Además, la laguna se comunicaba con el mar por dos cortes en la duna litoral septentrional, uno ubicado en la extremidad NE de la punta y otro 0.5 km más al occidente (Figura 6). Ambos, y sobre todo el segundo, siguen activos durante las mareas máximas del año y/o las tempestades, alimentando de agua a pequeñas zonas pantanosas ubicadas atrás de la duna. La laguna se mantiene sólo en la parte SW de la punta en V, como un ramo del manglar meridional (Figura 11), el cual se desarrolló bajo la protección de una flecha arenosa de dirección ENE, formada por las olas del sur a favor de un cambio en la orientación de la línea de costa 1.5 km al sur de la base de la punta en V. La bahía delimitada por ésta y por la flecha meridional, protegida de las olas tanto del norte como del sur, actuó como trampa para los sedimentos continentales y marinos traídos por los arroyos, la refracción de las olas y las corrientes de marea; así, se colmó progresivamente, transformándose en laguna, la que después fue colonizada por un manglar. La perturbación provocada en la dinámica local por el crecimiento de la flecha meridional frenó la progresión del cordón en V hacia el SSW y propició la formación, a partir del mismo, de una flecha delgada de dirección SSE, que marcó el límite nororiental de la laguna. Esta se comunica con el mar a través de un estero en forma de abanico abierto hacia el oriente, en el cual desembocan los canales de marea que circulan entre el manglar.

Llama la atención el hecho que, al contrario de las puntas en V, ninguna de aquéllas con dos cordones convergentes presenta señales de un relleno de su laguna interior. En las puntas en V el crecimiento del cordón provoca el desplazamiento del desemboque de la laguna hacia tierra firme; es decir, en aguas cada vez menos profundas, lo que favorece su cierre por bancos de arena. El manglar, que necesita la renovación diaria del agua, muere y la laguna se seca, dejando superficies llanas que pueden ser cubiertas por depósitos eólicos

procedentes de las dunas litorales y/o por sedimentos continentales traídos por los arroyos.

Sucede lo contrario en las puntas con dos cordones convergentes, donde el desemboque de la laguna se ubica en la extremidad de la construcción; es decir, en aguas relativamente profundas. Los esteros terminan en forma de abanico entre los dos cordones y su anchura sobrepasa los 200 m (aproximadamente 200 m en Punta Santa Rosa, 300 m en Punta Tormenta y hasta 450 m en Punta Arenas y Laguna Mala), lo que asegura un abundante suministro de agua a los manglares y explica su vigor. Durante la marea baja aparecen bancos de arena entre los dos cordones y los canales de marea quedan reducidos (unas decenas de metros al máximo) pero profundos, ya que un importante volumen de agua tiene que transitar por ellos en poco tiempo durante el flujo y el reflujo (Sherwin, 1971), por lo que las corrientes de marea mantienen abierta la comunicación entre mar y laguna. Puesto que la sedimentación en los manglares es poco activa (Scholl, 1968), sobre todo en un ambiente árido como el de la región del Canal del Infiernillo donde no hay aportes aluviales de ríos, las lagunas Mala, Arenas, Santa Rosa y Tormenta no están en proceso de próxima desaparición.

La génesis de las puntas triangulares del Canal del Infiernillo se relaciona con las condiciones dinámicas particulares existentes en la parte más angosta del estrecho, caracterizadas por la interacción entre olas de dirección opuesta. Las derivas litorales más activas son las generadas por las olas del sector norte, excepto en la extremidad meridional del canal y en sitios protegidos de éstas, como las puntas Víboras y "del Jamoncillo" sur.

MORFOLOGIA Y GENESIS DE LAS FLECHAS LITORALES DEL NORTE DEL CANAL DEL INFIERNILLO

Las flechas litorales de la extremidad septentrional del Canal del Infiernillo (las puntas Perla, Sargento y el cordón que limita al sur con la Laguna Sargento) son formas alargadas (Tabla 2), debido a las condiciones dinámicas originales de esta parte del estrecho, abierta hacia el poniente.

PUNTA PERLA

Al noreste de la Isla Tiburón, Punta Perla es una flecha de arena angosta (50 a 100 m) y baja, con vertientes disimétricas (abrupta al NW, suave al SE), que se alarga por más de 3 km hacia el NE (Figura 6) y cuya extremidad libre, más ancha (200 m), se curva ligeramente hacia el oriente.

La punta pertenece a una amplia zona de bajos arenosos. Al NW y al N se extiende un importante conjunto de rizos submarinos de arena (Figura 12) descubiertos en parte a bajamar, cuyas crestas son burdamente paralelas o ligeramente oblicuas con respecto al eje de la flecha. Del lado meridional de Punta Perla, desde Laguna Mala hasta la extremidad de la flecha, sobre 3 km de longitud y 1 km de anchura se descubre a bajamar un estrán arenoso subhorizontal con huellas de rizaduras de pequeña dimensión.

La génesis de Punta Perla se debe a la acción conjunta de tres factores dinámicos: las olas, las corrientes de marea y, en menor grado, los vientos.

Las olas dominantes del NW y del NNW, que alcanzan la costa septentrional de la Isla Tiburón bajo un ángulo bas-

tante agudo, generan una corriente de transporte de sedimentos hacia el oriente; ésta tuvo la potencia suficiente (probablemente durante las tempestades invernales) para movilizar hasta cantos rodados de tonalita y rocas metamórficas que fueron transportados desde las bajadas ubicadas al norte del Cerro del Jamoncillo hasta la base de Punta Perla, donde cubren al estrán. Debido al cambio de orientación de la costa en el ángulo nororiental de la isla, la deriva litoral depositó también ahí arenas que formaron en un principio el cordón septentrional de la Laguna Mala y posteriormente Punta Perla (Figura 6). Los desplazamientos similares de las zonas de sedimentación son muy frecuentes en las flechas libres que son formas particularmente inestables (Zenkovitch, 1967).

Actualmente la deriva sigue activa a lo largo de Punta Perla y las arenas se acumulan en su extremidad libre, prolongada por bancos submarinos parcialmente descubiertos a bajamar (Figura 12), lo que esboza su progresión futura. El estudio de fotografías aéreas tomadas por la marina estadounidense en 1945 permite precisar que la flecha se alargó aproximadamente 400 m durante los últimos 30 años; es decir, un crecimiento promedio de 14 m por año. La difracción de las olas alrededor del extremo de la punta provoca su curvatura y probablemente contribuye a suministrar arena al estrán meridional, el que por otra parte es abastecido por las olas del sur; aunque también puede ser alimentado por las olas del NW que llegan a pasar por encima de las partes más bajas y más estrechas de la flecha durante el verano (Merifield *et al.*, 1970), debido a que en esa época el nivel del mar es ligeramente superior (+ 35 cm) al del invierno (Nichols, 1965). Sin embargo, la frecuencia superior de las olas del sector SE durante el verano debe limitar los efectos dinámicos de esta sumersión parcial y episódica de la flecha.

Mientras que la parte distal de Punta Perla sigue creciendo, su base sufre actualmente un proceso de erosión. A lo largo de medio kilómetro, al oriente del sitio en el cual la punta se separa del cordón de la Laguna Mala, el manglar se encuentra en contacto directo con el mar y está invadido por arenas y cantos que lo destruyen al cubrir los neumatóforos que permiten la respiración de las plantas de *Avicennia nitida* (Mangenot, 1974). Los palos muertos de mangle emergen entre los cantos del estrán a más de 50 m del límite actual del manglar, lo que indica, considerando la morfología de la punta al poniente de la zona de erosión, con playa y duna litoral de unos 20 m de anchura, un retroceso mínimo de 70 m de la línea de costa durante los últimos 30 años, puesto que la zona aparece intacta en las fotografías de 1945. La erosión de la parte basal de una flecha libre es un proceso frecuente, ya que su mismo crecimiento llega a perturbar las corrientes de transporte y la propagación de las olas.

Las corrientes de marea también desempeñan un papel importante en la evolución de Punta Perla. Por su orientación la flecha actúa como barrera en la progresión de los rizos de arena submarinos propagados hacia el SSE por las corrientes de flujo (Merifield *et al.*, 1970), de modo que las arenas en movimiento se acumulan en su estrán septentrional donde son removilizadas por las olas de occidente y llevadas hacia la extremidad de la punta. Es probable que este proceso sea la causa esencial de la progresión actual de la flecha.

Por otro lado, las corrientes de reflujo, de dirección WNW (Merifield *et al.*, *op. cit.*) son, sin duda, junto con las olas del sur, responsables de la acumulación de las arenas en el estrán meridional de Punta Perla.

Finalmente, los vientos dominantes de W a N forman dunas con las arenas depositadas en la extremidad libre de la punta y posiblemente contribuyen, aunque mínimamente, a alimentar el estrán meridional por disminución de las arenas secas del centro de la flecha.

Debido a su localización, Punta Perla aparece como una forma en proceso rápido de evolución bajo la acción de agentes dinámicos particularmente activos.

LAS FLECHAS LITORALES DE LA LAGUNA SARGENTO

En la costa septentrional de la Bahía Sargento se extiende, sobre más de 8 km² (Nichols, 1965), entre las bajadas del Cerro Tepopa y de la Sierra Seri, la zona lagunar más amplia del Canal del Infiernillo (Figura 7).

Hacia el sur, la Laguna Sargento está limitada por un cordón arenoso de más de 8 km de longitud, ligeramente arqueado de trayectoria que se extiende, al oriente, donde la bajada de la Sierra Seri se aleja del litoral. Se trata de un típico cordón-barrera (*barrier-beach*; Zenkovitch, 1967), obviamente construido por una deriva litoral generada por las olas del sector sur a lo largo de la costa oriental de la Bahía Sargento. Su leve concavidad hacia el sur se debe a la refracción de las olas del SSE que tienen el mayor *fetch* en ese sitio. Los bancos de arena, visibles en las fotografías aéreas (Figura 13), parcialmente descubiertos a bajamar adelante de la extremidad actual del cordón, indican que el proceso de transporte de material hacia el poniente sigue activo. Sin embargo, la progresión del cordón se enfrenta a las fuertes corrientes de marea que actúan en el desembocamiento principal de la Laguna Sargento, de modo que las arenas se esparcen más bien hacia el sur (Figuras 7 y 13). Por otro lado, el cordón está erosionado en la parte mediana de su orilla interna por un meandro de un canal de marea, lo que finalmente podría romperlo y provocar una fuerte alteración en la fisiografía de la zona.

En el límite occidental de la laguna se encuentra Punta Sargento, que es una forma mucho más compleja que el cordón-barrera, tanto por su morfología como por su génesis. Su rasgo más notable es el cambio espectacular sufrido por su topografía entre pleamar y bajamar. A pleamar (Figura 13) se individualizan tres construcciones separadas por anchos canales: (1) Al sur, un tómbolo doble disimétrico, apoyado en un islote ovalado de tonalita, cuyo cordón principal, al poniente, se alarga hacia el NNW sobre cerca de 2 km, mientras que el cordón secundario, muy delgado, separado del primero por un pequeño manglar, tiene sólo unos 500 m de longitud; (2) al norte, en una concavidad de la línea de costa se extiende un denso manglar limitado al oriente y sureste por cordones de dunas de 3 a 7 m de altura (Sherwin, 1971), que forman una punta en V; en el manglar emergen dos alineamientos de dunas alargadas burdamente paralelos a la línea de costa (Figura 13), entre los cuales circulan varios canales de marea; (3) al poniente se alarga una flecha libre de 3 km de longitud que se separa de la bajada del Cerro Tepopa en Campo Dólar (Figura 7); en su mitad basal, es un cordón de cantos y bloques de tonalita y granodiorita, sinuoso y delgado, con dirección ESE y luego SE, mientras que su parte terminal, rectilínea y más ancha, orientada hacia el SSE, está formada por arenas con pocas gravas.

A bajamar el aspecto de Punta Sargento es completamente diferente, ya que el tómbolo queda unido con la punta triangular. Por otro lado, en el canal que los separa a plea-

mar de la flecha occidental emergen numerosos bancos de arena, especialmente al sur de la extremidad de ésta, mientras que un amplio estrán arenoso de hasta 1.5 km de anchura se descubre al oriente del tómbolo (Figura 7).

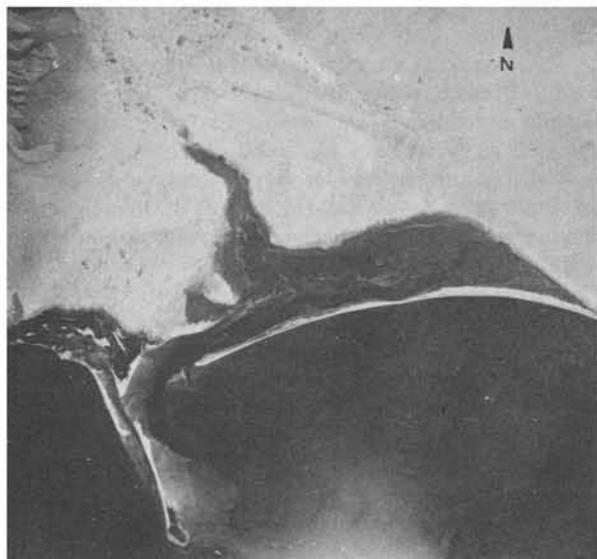


Figura 13.- Fotografía aérea de la laguna y de Punta Sargento (fotografía DETENAL, 1973).

El problema más difícil de resolver para explicar la génesis de Punta Sargento es el del origen del material prevalentemente arenoso que no pudo ser traído por las olas dominantes del NW. De hecho, al NW de la punta, en el litoral del Cerro Tepopa, sólo se encuentran cantos y bloques, con los cuales las olas del NW, reforzadas por su gran *fetch* (350 km), han edificado la parte inferior de la flecha occidental de Punta Sargento. Como ya se ha dicho, la aportación a esta zona de arenas desde el NW es posible sólo por las corrientes de marea en aguas más profundas. Las fuentes más probables de las arenas de la región de la Laguna Sargento se encuentran en el litoral nororiental y en el fondo del Canal del Infiernillo, de donde fueron arrastradas por la acción de las olas del sector sur y de las corrientes de reflujo.

La orilla septentrional del canal de marea principal de la Laguna Sargento resalta por una faja delgada de arena que se junta al poniente con la base de Punta Sargento (Figura 13). La autora coincide con Sherwin (*op. cit.*) en interpretar dicha forma como el vestigio de una antigua estructura morfológica de la laguna. Probablemente se trata de un cordón-barrera destruido en parte por la erosión. Por otro lado, la presencia en la raíz de Punta Sargento de dunas aisladas entre el manglar permite suponer que ésta fue invadida por el mar después de la formación de las dunas, que se produjo durante un período en el cual el nivel del mar era ligeramente inferior al actual. Con base en estas observaciones, la autora sugiere las siguientes etapas para la construcción de Punta Sargento: (1) Formación de la raíz de la punta en una zona protegida por las olas dominantes del NW (Figura 7), permitiendo a una deriva de oriente, probablemente generada por las olas del SE, edificar primeramente un cordón-barrera y después una flecha de dirección SSW que tomó forma de V bajo la acción de las olas del sector sur. (2) Al crecer la punta en V fue alcanzada por las olas del NW y NNW que llevaron parte de

su material hasta la "zona de sombra" (Zenkovitch, 1967) en el islote donde se acumuló, formando así el cordón principal del tómbolo. (3) La construcción de la flecha de cantos, al poniente, es claramente posterior a la de la base triangular de la punta, y posiblemente a la del tómbolo, puesto que su presencia hubiera perturbado la acción de las olas de SW y NW. Probablemente su formación fue anterior a la subida del nivel del mar, lo que explicaría su angostura actual (10 a 20 m). (4) La subida del mar provocó la sumersión de la mayor parte de la base de la punta, el corte del tómbolo y la destrucción parcial del cordón-barrera al oriente de la punta. Es posible que esto corresponda con la ligera oscilación positiva del nivel del mar (unos decímetros; Lecolle *et al.*, 1978) que parece haber ocurrido aproximadamente hace 5 ó 6,000 años (Ortlieb, 1978b). Después de la bajada del mar hasta su nivel actual, los cortes en los cordones arenosos quedaron abiertos por la acción de las corrientes de marea y hubieron cambios en los movimientos de sedimentos. (5) Bajo la protección de Punta Sargento, que actúa como dique de las olas dominantes del poniente, se edificó el actual cordón-barrera de la laguna. La extremidad arenosa de la flecha ubicada al occidente del tómbolo es también una forma reciente, ya que sigue activo el transporte de material hacia el SSE: Probablemente las arenas provienen de bancos sumergidos a lo largo de la base del tómbolo y de aportes de las corrientes de marea desde el poniente.

Las flechas alargadas de la parte septentrional del Canal del Infiernillo son formas que siguen en proceso de evolución bajo la acción de las olas del poniente (puntas Perla y Sargento) o del sur (cordón de la Laguna Sargento) y de las corrientes de marea, cuya acción morfológica es más importante en esta zona que en el interior del estrecho, donde se limita a mantener abiertos los desemboques lagunares y los pasos entre las puntas opuestas.

CRONOLOGIA DE LAS FLECHAS LITORALES

CRONOLOGIA RELATIVA

El ejemplo de las flechas de la Laguna Sargento demuestra que es posible establecer una cronología relativa de su construcción, tomando en cuenta la dinámica de las olas y el proceso de formación de las flechas litorales.

En el caso de las puntas triangulares, ubicadas frente a frente en las dos orillas del estrecho, la mayor es anterior a la menor; forma inducida por la presencia de la primera: cuando una punta ha crecido lo suficiente para alcanzar el centro del estrecho, su presencia interrumpe la propagación de las olas longitudinales, por lo cual el transporte de sedimentos a lo largo de la orilla opuesta es frenado, provocando el depósito de material y la edificación de una punta frente a la primera. El proceso es más rápido en la misma medida que el cuerpo de agua sea más angosto (Zenkovitch, 1959 y 1967). Así, la formación de las puntas "del Jamoncillo" fue provocada por el crecimiento de Punta Arenas. De igual manera, Punta Chueca es posterior a Punta Tormenta. El caso de las puntas Santa Rosa y San Miguel es más difícil de resolver, ya que ambas tienen aproximadamente la misma longitud. Sin embargo, la localización de la primera ha sido determinada por una saliente marcada de la bajada de la Sierra Seri hacia el poniente y por la presencia de conglomerados sangamonianos que contribuyeron a fijar las arenas en movimiento a lo largo de la orilla oriental de la Bahía Kunkaak; mientras que la segun-

da se apoya sólo en una pequeña acumulación triangular, similar a decenas de formas de este tipo que se encuentran en la desembocadura de los arroyos. Por lo tanto, es probable que la presencia de Punta Santa Rosa haya determinado la localización de Punta San Miguel.

Por otra parte, el desarrollo de la última está ligado al de Punta Tormenta; su orilla meridional se alargó hacia el NE mientras quedaba protegida de las olas del norte por Punta Tormenta (Figura 6). Cuando su extremidad rebasó la zona de sombra de ésta, fue desviada hacia el WNW. La presencia en la parte septentrional de Punta San Miguel de varias crestas burdamente paralelas atestigua fases sucesivas de crecimiento correlativas a las de Punta Tormenta. De la misma manera, ciertas flechas sólo han podido desarrollarse porque se encontraban protegidas por otras de las olas dominantes; tal es el caso del cordón-barrera de la Laguna Sargento y de Punta Víboras, construida por las olas del sur en un sitio resguardado de las del norte por Punta Arenas y también de la punta "del Jamoncillo" sur, protegida por la punta central. Asimismo, ésta, que es la mayor de las tres, formada por una deriva del norte, es anterior a la punta septentrional, ya que la bahía que las separa es demasiado pequeña para haber suministrado el material necesario a la construcción de la punta central. Además, es probable que Punta Perla haya sido mucho más corta o tal vez no existiese cuando se edificaron las puntas "del Jamoncillo" norte y central, pues de no ser así hubiera actuado como una barrera para las olas del norte impidiendo, por lo tanto, su construcción. De igual manera, la formación de los cordones de la Laguna Mala es anterior tanto a la de Punta Perla como a la de las puntas "del Jamoncillo".

CRONOLOGIA ABSOLUTA

Es difícil proponer una cronología absoluta sin disponer de datos radiométricos; sin embargo, las observaciones morfológicas permiten sacar algunas conclusiones preliminares al respecto.

Es obvio que las flechas y puntas formadas por material móvil, como son las arenas y aun los cantos, no sean muy antiguas, ya que son particularmente sensibles a toda forma de erosión, por lo que se puede admitir que las puntas del Canal del Infiernillo son posteriores a la transgresión holocénica.

Por otro lado, su morfología indica que se edificaron en relación con un nivel del mar poco diferente del actual, tal vez ligeramente inferior, lo que explica la presencia de dunas entre los manglares de las puntas Sargento, Arenas y "del Jamoncillo" sur, como consecuencia de una sumersión posterior a su formación. Los estudios llevados a cabo por Curray y colaboradores (1969) en las costas de Nayarit demuestran que la transgresión holocénica, hace 18,000 ó 7,000 años, fue muy rápida en el Mar de Cortés, en esa fecha el mar alcanzó un nivel un poco menor al actual. Debido a su poca profundidad (menos de 10 m), el Canal del Infiernillo se encontró sumergido sólo al final de esta fase de transgresión rápida. Basándose en las curvas de evolución del nivel del mar publicadas por Curray y colaboradores (*op. cit.*), el evento tuvo lugar entre 8,000 y 7,000 años A. P.

La dinámica sedimentaria fue forzosamente muy activa durante e inmediatamente después de la sumersión del canal, ya que ahí el mar encontró abundancia de material détrico acumulado tanto por las aguas continentales como por

los vientos. El corte de las bajadas por el mar (Malpica *et al.*, 1978) aumentó el volumen disponible. Los sedimentos, removilizados por las olas y las corrientes, empezaron a acumularse en los sitios más favorables, dando inicio a la construcción de las puntas mayores (Arenas, Santa Rosa, Tormenta, Sargento).

La morfología actual de las puntas triangulares del Canal del Infiernillo, particularmente la simetría de su forma, el ángulo elevado de su eje respecto a la línea de costa y su disposición en "pares" en ambas orillas del estrecho, muestra que se encuentran en una fase muy adelantada de la evolución descrita por Zenkovitch (1959 y 1967), lo que coincide con una estabilización. De hecho, la presencia de abundantes vestigios paleo-seris encima de las dunas litorales, sobre todo en las orillas septentrionales de las puntas Tormenta, Arenas y "del Jamoncillo" central, indica que dichas puntas no han sufrido cambios mayores desde hace al menos 220 a 725 años, fechas radiométricas extremas obtenidas para estos vestigios (Petit-Maire, 1976). Los procesos dinámicos actuales propician solamente la construcción de bancos de arena en los extremos de las puntas, en forma de ganchos dirigidos sobre todo hacia el SE y SSE; es decir, siguiendo el sentido de propagación de las olas invernales (Figuras 10, 11 y 12). Estas acumulaciones quedan sumergidas a pleamar y constituyen formas menores, probablemente inestables, que no modifican todavía la morfología de las puntas.

También se pueden observar fenómenos limitados de erosión en la base de la orilla septentrional de Punta Arenas, donde el mar está atacando las dunas litorales fósiles, dibujando así una leve concavidad en la línea de costa (Figura 5). Esto se debe probablemente a alteraciones en la propagación de las olas al NW ligadas al crecimiento de Punta Perla. Igualmente, el cordón arenoso delgado que limita por el norte a la Laguna Tormenta sufre un proceso de erosión cerca de su raíz, donde la playa ha desaparecido dejando el manglar en contacto directo con el mar, lo que provoca su muerte, pudiendo, además, propiciar la ruptura del angosto cordón arenoso (Figura 11).

En las flechas alargadas del norte del Canal del Infiernillo, los procesos dinámicos siguen claramente más activos que en el interior del estrecho. Estas formas son obviamente más recientes que las puntas triangulares y posiblemente su construcción tuvo lugar durante los últimos siglos. Sin embargo, no hay que excluir, para dichas flechas, la hipótesis de una historia más larga, con fases sucesivas de acumulación y de erosión, frecuentes en estos tipos de formas particularmente inestables.

El esquema de la evolución de las flechas litorales del Canal del Infiernillo establecido por la autora con base en criterios morfológicos, podría ser precisado por un estudio de los agentes dinámicos, para lo cual sería necesario obtener información de campo como: un levantamiento batimétrico detallado de los fondos del estrecho y sus proximidades, indispensable para establecer los planos de refracción de las olas; un registro de la frecuencia de las olas de diversas orientaciones con estimación de su altura y longitud de onda; medidas de las corrientes, particularmente las de mareas, a lo largo del litoral. Es necesario, además, un conocimiento mejor de las condiciones dinámicas en el Canal del Infiernillo para prever la evolución de sus costas.

AGRADECIMIENTOS

La autora agradece a la Dirección del Servicio Forestal de la S.A.G. el permiso de llevar a cabo sus investigaciones en la Isla Tiburón, reserva de fauna silvestre desde 1963. Expresa asimismo sus agradecimientos más cumplidos a los responsables de dicha dependencia en Hermosillo, Estado de Sonora, Ings. Ordóñez y Ochoa, al Jefe de la Estación Experimental de la Isla Tiburón, Ing. Becerril N. por su gentil apoyo, así como al Biól. Rodríguez R. y al personal de la Estación Experimental de la Isla Tiburón por su valiosa ayuda durante sus estancias en la isla.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Atlas del Agua de la República Mexicana, 1976: México, D. F., Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, 253 p.
- Celis-Gutiérrez, Socorro, 1975, Estudio microfauístico y paleoecológico de una sección estratigráfica, entre Punta Onah y Punta Tormenta, Sonora, México: Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ciencias, tesis profesional, 48 p. (inédita).
- Celis-Gutiérrez, Socorro, y Malpica-Cruz, V. M., 1976, Estudio del Pleistoceno en Bahía Kino, Sonora, México: Acapulco (México), Cong. Latinoamer. Geología, 3, Resúmenes, p. 32 (resumen).
- Curry, J. R., Emmel, F. J., y Crampton, P.J.S., 1969, Holocene history of strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico: México, D. F., U.N.A.M.-U.N.E.S.C.O. Simp. Internal. Lagunas Costeras, 1967, Mem., p. 63-100.
- Defense Marine Agency, 1975, Navigation chart, Mexico-West coast, Golfo de California northern part, scale 1:639,400 at lat. 29° N: Washington, D. C.
- DETENAL, 1975a, Carta topográfica Bahía Kino, H12-C57: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, escala 1:50,000.
- - -1975b, Carta topográfica San Gabriel, H12-C36: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, escala 1:50,000.
- - -1976a, Carta topográfica Isla Angel de la Guarda, NH12-7: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, escala 1:250,000.
- - -1976b, Carta topográfica Isla de San Esteban, NH12-10: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, escala 1:250,000.
- Dewey, George, 1874, Remarks on the coasts of Lower California and Mexico: Washington, D. C., U. S. Hydrographic Office, núm. 56, 60 p.
- Fairbridge, R. W., 1968, Bajada, Bahada (Proluvium): *in* Fairbridge, R. W., ed., The Encyclopedia of geomorphology. Nueva York, Reinhold Book Co., p. 49-51.
- Folk, R. L., 1969, Petrología de las rocas sedimentarias, traducida del inglés por Carmen Schlaepfer y Rebeca M. de Schmitter: México, D. F., Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, 405 p.
- Folk, R. L., y Ward, W. C., 1957, Brazos River bar; a study in the significance of grain size parameters: Jour. Sediment. Petrology, v. 27, p. 3-26.
- Gastil, R. G., *et al.*, 1974, Reconnaissance geologic map of coastal Sonora, between Puerto Lobos and Bahía Kino: Geol. Soc. America, mapa MC-16, escala 1:150,000.
- Gastil, R. G., y Krummenacher, Daniel, 1977, Reconnaissance geology of coastal Sonora, between Puerto Lobos and Bahía Kino: Geol. Soc. America Bull., v. 88, p. 189-198.
- Gilbert, G. K., 1885, The topographic features of lake shores: U. S. Geol. Survey, 5th Ann. Rept., p. 69-123.
- Gulliver, F. P., 1896, Cuspate forelands: Geol. Soc. America Bull., v. 7, p. 399-422.
- Johnson, D. W., 1919, Shore processes and shoreline development: Nueva York, John Wiley and Sons, 584 p.
- King, C.A.M., 1972, Beaches and coasts: Londres, Edward Arnold, 2a ed., 570 p.
- Lancin, Monique, 1978, Caracteres geomorfológicos de las flechas litorales del Canal del Infiernillo (Sonora): México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, Convención Nal., 4, Resúmenes, p. 23-24 (resumen).
- - -1979, Géomorphologie des littoraux du Canal de l'Infiernillo et du Canal Ballenas-Salsipuedes, Golfe de Californie (Mexique): Univ. Paris I, disertación doctoral (3er ciclo), 184 p. (inédita).
- Lecolle, Jean, Ortlieb, Luc, y Castro del Río, Alberto, 1978, Paleogeografía reciente de la Laguna Tepoca, Sonora, México: Hermosillo, Univ. Sonora, I Simposio sobre la Geología y Potencial Minero del Estado de Sonora, Resúmenes, p. 131-132 (resumen).
- Malpica-Cruz, V. M., y Ortlieb, Luc, 1976, Los depósitos marinos cuaternarios en el NE del Golfo de California: Acapulco (México), Congr. Latinoamer. Geología, 3, Resúmenes, p. 83 (resumen).
- Malpica-Cruz, V. M., Ortlieb, Luc, y Castro del Río, Alberto, 1978, Transgresiones cuaternarias en la Costa de Sonora: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 2, p. 90-97.
- Mangenot, George, 1974, Mangroves: *in* Encyclopedia Universalis, v. 10, p. 425-426.
- Merifield, P. M., Marzolf, J. E., y Lamar, D. L., 1970, Marine sand waves in El Infiernillo channel, Gulf of California: Earth Science Res. Corp., 69 p.
- Muñoz-Lumbier, Manuel, 1919, Algunos datos sobre las islas mexicanas para contribuir al estudio de sus recursos naturales. II. Golfo de California: Inst. Geol. México, Anales, v. 1, núm. 7, p. 19-44.
- Nichols, M. M., 1965, Composition and environment of Recent transitional sediments on the Sonoran coast, Mexico: Los Angeles, Calif., disertación doctoral, 401 p. (inédita).
- Ortlieb, Luc, 1978a, Marine terraces in northwestern Mexico; a transverse study from the Pacific coast to the Sonora mainland through Baja California Peninsula: Sao Paulo, Brasil, Intern. Symp. on Coastal Evolution in the Quaternary, Resúmenes (resumen).
- - -1978b, Neotectónica y paleogeografía cuaternaria de las costas de Sonora: Hermosillo, Univ. Sonora, I Simposio sobre la Geología y Potencial Minero del Estado de Sonora, Resúmenes, p. 95-97 (resumen).
- Osorio-Tafall, B. F., 1946, Contribución al conocimiento del Mar de Cortés: Bol. Soc. Mexicana Geogr. Estadist., v. 62, p. 89-130.
- Ottmann, François, 1965, Introduction à la géologie marine et littorale: París, Masson, 259 p.
- Page, H. G., 1955, Phi-millimeter conversion table: Jour. Sediment. Petrology, v. 25, p. 285-292.

- Petit-Maire, Nicole, 1976, Paleogeografía del Cuaternario reciente en el litoral del Mar de Cortés: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, núm. 2, p. 67-80.
- Roden, G. I., 1964, Oceanographic aspects of Gulf of California: *in* van Andel, Tj. H., y Shor Jr., G. G., eds., Marine geology of the Gulf of California. Am. Assoc. Petroleum Geologists, Mem. 3, p. 30-58.
- Scholl, D. W., 1968, Mangrove swamps; geology and sedimentology: *in* Fairbridge, R. W. ed., The Encyclopedia of Geomorphology. Nueva York, Reinhold Book Co., p. 683-688.
- Secretaría de la Defensa, 1963a, Carta topográfica Isla Angel de la Guarda, NH12-7: México, D. F., Departamento Cartográfico Militar, escala 1:250,000.
- 1963b, Carta topográfica Isla de San Esteban, NH12-10: México, D. F., Departamento Cartográfico Militar, escala 1:250,000.
- Shepard, F. P., 1950, Submarine topography of the Gulf of California; E. W. Scripps cruise to the Gulf of California, part III: Geol. Soc. America, Mem. 43, 32 p.
- Sherwin, R. W., 1971, Coastal landforms and vegetation associations of the Strait of Infiernillo region, Sonora, Mexico; a poleward habitat for mangroves: Tucson, Univ. Arizona, tesis de maestría, 78 p. (inérita).
- Tamayo, J. L., 1962, Geografía general de México, Geografía física: México, D. F., Inst. Mex. Invest. Económicas, t. II, 648 p.
- Van Andel, Tj. H., 1964, Recent marine sediments of Gulf of California: *in* van Andel, Tj. H., y Shor Jr., G. G. eds., Marine geology of the Gulf of California: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Mem. 3, p. 216-310.
- Zenkovitch, V. P., 1959, On the genesis of cusped spits along lagoon shores: Jour. Geology, v. 67, p. 269-277.
- 1967, Processes of coastal development: Steers, J. A. ed., Edimburgo y Londres, Oliver and Boyd, 738 p.