

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
INSTITUTO DE GEOLOGIA, GEOFISICA Y GEODESIA
DIRECTOR: ING. RICARDO MONGES LOPEZ

Boletín Núm. 53

TOPOGRAFIA SEPULTADA, ESTRUCTURAS INICIALES
Y SEDIMENTACION EN LA REGION DE SANTA
ROSALIA, BAJA CALIFORNIA

POR
IVAN F. WILSON
GEOLOGO DEL UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY

INFORME PUBLICADO EN COLABORACION CON EL
GEOLOGICAL SURVEY, UNITED STATES DEPARTMENT OF THE INTERIOR



MEXICO, D. F.

1948

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

RECTOR:
Lic. Luis Garrido.

SECRETARIO GENERAL:
Lic. Juan José González Bustamante.

COORDINADOR
DE LA INVESTIGACION CIENTIFICA:
Dr. Nabor Carrillo Flores.

INSTITUTO DE GEOLOGIA, GEOFISICA Y GEODESIA

6a. calle del Ciprés núm. 176
México, D. F.

DIRECTOR:
Ing. Ricardo Monges López

SECRETARIO:
Enrique M. González.

Oficina de Geología General

JEFE:
Ing. Teodoro Flores.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
INSTITUTO DE GEOLOGIA, GEOFISICA Y GEODESIA
DIRECTOR: ING. RICARDO MONGES LOPEZ

Boletín Núm. 53

TOPOGRAFIA SEPULTADA, ESTRUCTURAS INICIALES
Y SEDIMENTACION EN LA REGION DE SANTA
ROSALIA, BAJA CALIFORNIA

POR
IVAN F. WILSON
GEOLOGO DEL UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY

TRADUCCION DEL INGLES HECHA POR
CARL FRIES, JR.
GEOLOGO DEL UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY

INFORME PUBLICADO EN COLABORACION CON EL
GEOLOGICAL SURVEY, UNITED STATES DEPARTMENT OF THE INTERIOR



MEXICO, D. F.
1948

CONTENIDO

Resumen.	7
Introducción.	8
Agradecimientos.	11
Rasgos geográficos de Baja California y del Golfo de California	12
Columna estratigráfica de la región de Santa Rosalía.	14
Historia geológica anterior a la formación del Golfo de California	19
Origen de las rocas volcánicas Comondú (del Mioceno)	19
Deformación de las rocas volcánicas Comondú.	20
Paleotopografía de la superficie Comondú en la época de su sumersión.	21
Epoca de la sumersión.	24
Sedimentación en las márgenes del Golfo durante el Plioceno y Pleistoceno.	25
Formación Boleo (del Plioceno inferior).	25
Conglomerado basal no-marino.	25
Caliza basal marina.	26
Yeso.	26
Toba y conglomerado tufáceo.	27
La "cinta colorada", horizonte temporal.	31
Origen de la formación.	32
Fósiles y sus edades.	33
Fauna del Plioceno inferior (Boleo) de Punta Concepción.	34
Formación Gloria (del Plioceno medio).	35
Formación Infierno (del Plioceno superior).	38
Formación Santa Rosalía (del Pleistoceno).	40
Resumen de los cambios de facies.	41
Estructuras iniciales debidas a la topografía sepultada.	43
Rasgos generales.	43
Ejemplo de una estructura anticlinal encima de un cerro sepultado.	44

Ejemplo de una estructura sinclinal formada en una bahía.	48
Ejemplo de la estructura cercana a una isla.	49
Ejemplo de la estructura contigua a una cresta.	52
Otros ejemplos.	54
Origen de las estructuras.	55
Efectos de la consolidación diferencial.	56
Factores que influyen en la formación de echados iniciales.	58
Estructuras iniciales descritas de otras regiones.	60
Estructuras debidas a la deformación cortical de la Tierra.	65
Resumen de la historia geológica.	68
Estudios de referencia citados.	70
Informes relativos a Baja California y al Golfo de California.	70
Informes relativos a estructuras iniciales y a la consolidación diferencial.	74

ILUSTRACIONES

Lámina 1. Plano geológico y secciones estructurales del área costera cercana a Santa Rosalía, Baja California.	14
Figura 1. Mapa-índice de una parte de Baja California, que muestra el área planificada cercana a Santa Rosalía y otros lugares mencionados en el texto.	10
2. Columna estratigráfica correspondiente a la región de Santa Rosalía.	15
3. Sección estructural que muestra el fallamiento experimentado por las rocas volcánicas Comondú.	21
4. Plano que muestra la paleotopografía, la paleogeografía y las facies del Plioceno del área cercana a Santa Rosalía.	23
5. Sección estratigráfica generalizada que muestra los cambios de facies de las capas pliocénicas del área cercana a Santa Rosalía.	29
6. Plano de isopacas de una lente de conglomerado del Plioceno inferior.	30
7. Croquis que muestra la estructura encima de un cerro sepultado.	45

Figura 8. Plano y secciones estructurales que muestran un anticlinal y un sinclinal con ejes inclinados, que se formaron sobre un cerro y un valle sepultados, respectivamente.	46
9. Plano geológico-topográfico y secciones estructurales que muestran la estructura sinclinal formada en una bahía.	49
10. Plano geológico-topográfico y sección y plano estructurales que muestran la estructura formada cerca de una isla de rocas volcánicas Comondú.	51
11. Bloque diagramático y plano estructural que muestran la estructura adyacente a una cresta de rocas volcánicas Comondú.	53

TABLAS

Tabla 1. Fósiles procedentes de la formación Gloria (del Plioceno medio).	37
2. Fósiles procedentes de la formación Infierno (del Plioceno superior).	39
3. Fósiles procedentes de la formación Santa Rosalía (del Pleistoceno).	41

TOPOGRAFIA SEPULTADA, ESTRUCTURAS INICIALES Y SEDIMENTACION EN LA REGION DE SANTA ROSALIA, BAJA CALIFORNIA*

Por *Ivan F. WILSON*

RESUMEN

La historia geológica de la margen occidental del Golfo de California se halla registrada de una manera particularmente clara en las cercanías del pueblo minero de Santa Rosalía, Baja California, centro de la importante zona cuprífera de El Boleo. Durante el Mioceno se acumularon en esta región gruesos depósitos de rocas volcánicas (llamadas Comondú), que hacia el poniente se mezclaron con sedimentos terrestres, derivados todos del actual emplazamiento del Golfo de California. En gran parte de la península de Baja California estas rocas se encuentran hoy día inclinadas ligeramente hacia el poniente, tal vez debido al basculeo de un bloque fallado, y en varias localidades cercanas a la actual orilla del Golfo se hallan fuertemente deformadas por fallamiento. Posteriormente a la formación de las rocas Comondú, se verificó un notable hundimiento de los antiguos terrenos elevados que ocuparon el presente emplazamiento del Golfo, debido quizá a la formación de una fosa tectónica.

A principios de la época de sumersión bajo el mar, ocurrida probablemente hacia la primera parte del Plioceno, la región cercana a Santa

* Este estudio aparece publicado también en inglés en el Boletín de la American Association of Petroleum Geologists, vol. 32, núm. 9, pp. 1762-1807, 1948. El traductor de la presente versión en castellano agradece mucho los consejos que le fueron prestados por el señor Jesús Martínez Portillo, bibliotecario del Instituto de Geología. El informe se publica con el permiso del Director del "Geological Survey" de los Estados Unidos.

Rosalía estaba todavía en la fase de juventud o madurez temprana y la topografía modelada en la superficie de las rocas Comondú tenía un relieve local de 450 metros. Como resultado de esta topografía abrupta la margen del Golfo se mostraba indentada y caracterizada por salientes, bahías, islas y crestas o cerros submarinos. El depósito de los sedimentos pliocénicos y pleistocénicos encima de dicha superficie irregular dió origen a estructuras iniciales bastante notables, formándose anticlinales sobre las lomas sepultadas y sinclinales en el emplazamiento de los valles preexistentes. Los primeros sedimentos que se iban depositando, en particular una caliza basal marina, mostraban los más fuertes echados iniciales, que en ciertos lugares llegaban hasta los 30°. Las capas posteriores y estratigráficamente más altas tenían inclinaciones más suaves, a medida que los sedimentos iban traslapando a las lomas y rellenando las partes bajas de la superficie sepultada. En varias épocas posteriores estas estructuras fueron modificadas por el basculeo y fallamientos del tipo normal.

En el presente estudio se discuten las condiciones de sedimentación y el origen de las estructuras iniciales, haciéndose también una comparación con otras regiones en las que se han encontrado estructuras similares y que se describen en la literatura geológica.

INTRODUCCION

La región costera en las cercanías de Santa Rosalía, Baja California, nos proporciona datos de claridad desusada acerca de los acontecimientos geológicos que culminaron en la formación del Golfo de California, así como lo que sucedió con posterioridad y debido a esto. En dicha área el Golfo en una época se extendía de 6 a 10 kilómetros tierra adentro de su actual orilla y se hallan bien expuestos los depósitos que se formaron en su borde occidental desde principios del Plioceno hasta el Reciente. Varios cambios de facies registran los efectos sobre las condiciones de sedimentación debidos a la orilla indentada y abrupta, entre los cuales son de mayor interés las estructuras afectadas por los sedimentos pliocénicos y originadas por la inundación marina de una topografía irregular y accidentada. El autor no ha tenido oportunidad de observar ninguna región en la que se hayan registrado con tanta claridad los efectos de la topografía originaria sobre las estructuras subsecuentes. Puesto que en los alrededores de Santa Rosalía se han abierto extensos laborios

mineros y perforado numerosos sondeos, puede obtenerse un cuadro en tres dimensiones, descomunamente completo, de la historia geológica desde el Mioceno.

Los datos presentados en este estudio fueron recogidos en el curso de investigaciones económicas sobre minerales estratégicos, que se llevaron a cabo en un período de siete meses de trabajos de campo, desde 1943 hasta 1946, en la región cuprífera de El Boleo, situada en las cercanías de Santa Rosalía, y la zona manganesífera de Lucifer, hacia el noroeste y colindante con la primera, así como de otros varios yacimientos de manganeso diseminados en diferentes localidades a lo largo de la costa oriental de Baja California. Se hicieron investigaciones de reconocimiento general del área comprendida entre San Ignacio, al noroeste, y el Rancho Rosarito hacia el sureste, o sea al sur de la Bahía Concepción, incluso visitas a los volcanes Las Tres Vírgenes, Cerro de Santa María, Isla San Marcos y la península de Punta Concepción (véase la figura 1).

Se levantaron mapas detallados de las regiones colindantes de El Boleo y Lucifer, a escalas de 1:10,000 y 1:15,000 respectivamente, las cuales abarcan una superficie aproximada de 165 kilómetros cuadrados. Los resultados económicos y generales de estas investigaciones serán publicados oportunamente por el Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México y por el Geological Survey de los Estados Unidos. El objeto del presente estudio es el de describir la sedimentación y las estructuras pliocénicas y pleistocénicas, poco comunes, que se originaron al ser sumergida en el fondo del mar una topografía de fuerte relieve y, además, se presentan las principales conclusiones relativas al origen y la historia del Golfo de México.

En otros informes el autor comenta con más detalle las publicaciones editadas anteriormente sobre la geología de Baja California, de manera que parece que es suficiente hacer mención aquí sólo de las de mayor valor acerca de la región que nos ocupa. Estas incluyen los informes de reconocimiento publicados por Gabb (1868); Lindgren (1889, 1890, 1891); Heim (1915, 1916, 1921, 1922), cuyos estudios estratigráficos en las proximidades de La Purísima y Comondú (presentados en su forma más completa en la publicación de 1922) fueron de gran utilidad; Darton (1921), quien presentó veintiuna secciones transversales de la península; Nelson (1921), cuyo estudio geográfico es muy voluminoso; la Marland Oil Company (1924), informe que incluye una carta geológica de Baja California; y los estudios de la zona cuprífera de El Boleo por Touwaide (1930) y Locke (1935). Son principalmente de interés histórico los in-

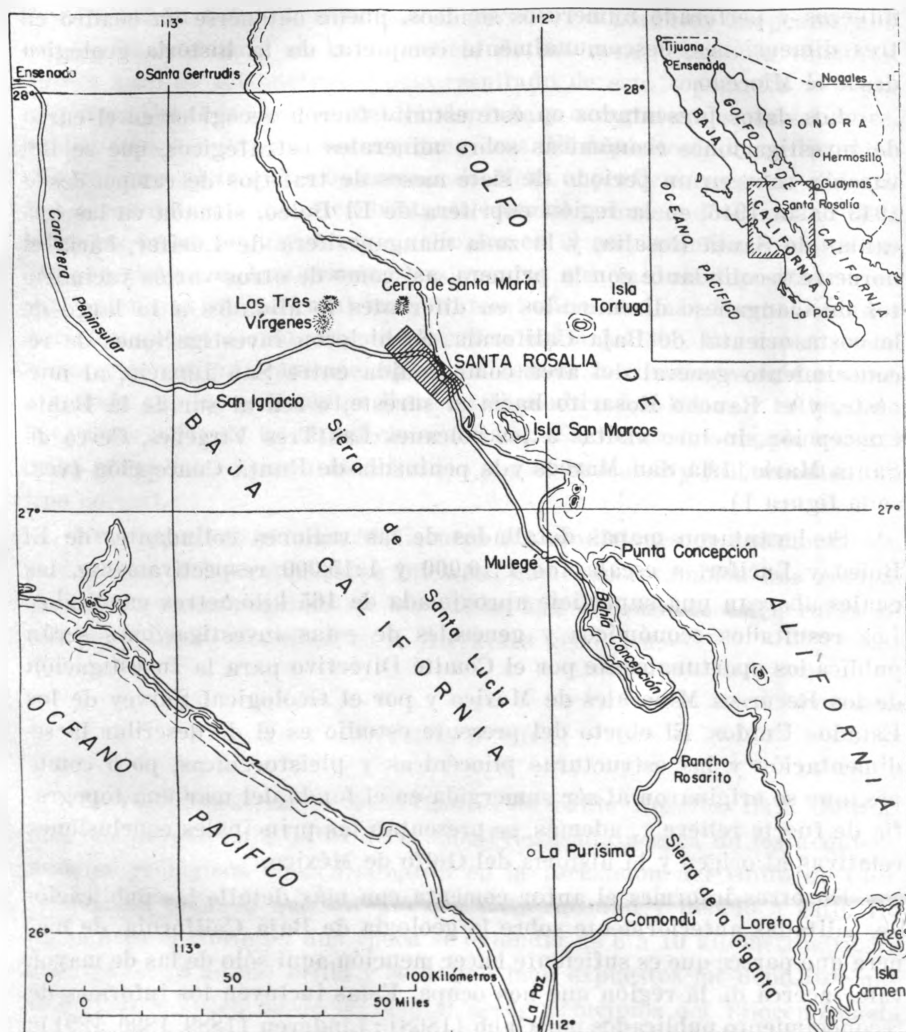


Figura 1. Mapa-índice de una parte de Baja California, que muestra el área planificada cercana a Santa Rosalía y otros lugares mencionados en el texto.

formas anteriores que sobre esta última región fueron escritos por Fuchs (1886a, 1886b), Saladin (1892) y Krusch (1899). Otras publicaciones que tratan del área de Santa Rosalía o sus cercanías incluyen las de Grewingk (1848), Emmons y Merrill (1894), quienes hacen referencia principalmente a la porción septentrional de la península, Merrill (1897),

Bustamante (1921), Wilhelm (1921), Gálvez et al (1922), Hirschi (1926), Hirschi y De Quervain (1927, 1933), Hisazumi (1930), Flores (1931), Beal (1945) y Mariaca Bilbao (1945). Los fósiles colectados en la región de Santa Rosalía fueron descritos por Arnold (1906), Aguilera (1907), Hertlein (1925, 1931) y Hertlein y Jordan (1927). Los informes acerca del Golfo de California y sus islas incluyen los de Muñoz Lumbier (1919), Paredes (1920), Johnston (1924), Hanna (1927), Hanna y Hertlein (1927), Revelle (1939, 1943), Sverdrup (1940), Shepard (1941), Osorio Tafall (1943, 1946) y Durham (1947). En la actualidad se halla en proceso de publicación un informe de C. A. Anderson sobre las islas del Golfo de California, del que ya se ha publicado un resumen (1941), así como otro de J. W. Durham acerca de la paleontología. En diferentes partes del presente informe y en la bibliografía adjunta se mencionan otros varios estudios publicados.

Casi todas las investigaciones geológicas que se han llevado a cabo con anterioridad, cuando menos de la mitad meridional de Baja California, han sido de reconocimiento y, hasta donde sabe el autor, el área de Santa Rosalía constituye quizá la primera de dimensiones importantes de la que se han levantado mapas de considerable detalle. Se dice que también se han planificado recientemente y con bastante detalle algunas comarcas al poniente de San Ignacio, por geólogos de Petróleos Mexicanos, pero no se sabe todavía si los resultados serán publicados.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio representa uno de los resultados de las investigaciones que se están llevando a cabo por el Geological Survey de los Estados Unidos en cooperación con el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma y el Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México. Dichas investigaciones forman parte del programa de cooperación con las Repúblicas Americanas que está siendo patrocinado de parte de los Estados Unidos, por el Comité Interdepartamental de Cooperación Científica y Cultural del Departamento de Estado de la Unión Americana. Los trabajos de campo de la región de Lucifer fueron hechos por el autor en colaboración con Mario Veytia y, en el área de El Boleo, con Víctor S. Rocha, geólogo comisionado por las dependencias mexicanas arriba mencionadas. Kenneth Segerstrom del Geological Survey levantó el mapa topográfico de la última área. Muy valiosos consejos fueron brindados por Parker D. Trask, quien en 1943 hizo el estudio de la región de Lucifer por cuenta del Geological Survey

y el Instituto de Geología; así como por J. V. N. Dorr 2º y William G. Kane, geólogos que visitaron la comarca en compañía del autor. Números fósiles de los que fueron colectados se clasificaron por H. E. Vokes, y algunos equinoides por C. Wythe Cooke. Carl Fries, Jr., hizo varias sugerencias de bastante utilidad y revisó el manuscrito original. Valiosas críticas fueron proporcionadas también por la señorita Marjorie Hooker. El autor se muestra agradecido a los señores P. Mahieux, F. L. García Quintanilla y A. Nopper, de la Compañía del Boleo, por su hospitalidad generosa durante las épocas en que se efectuaron los trabajos de campo.

RASGOS GEOGRAFICOS DE BAJA CALIFORNIA Y DEL GOLFO DE CALIFORNIA

Baja California consiste de una península larga y angosta que se extiende en dirección S. 30° E. a partir de la línea divisoria internacional entre México y el Estado de California, encontrándose limitada al suroeste por el Océano Pacífico y, al noreste, por el Golfo de California (véase la figura 1). La península tiene una longitud casi de 1,200 kilómetros y una anchura media aproximada de 100 kilómetros, con variaciones entre 50 kilómetros, al poniente de la Bahía La Paz, y 210 kilómetros como máximo, esto es, hacia el sur de la Bahía Sebastián Vizcaíno.

La divisoria o parteaguas principal, cuando menos de la porción al sur de los 29° de latitud norte, se halla bastante cerca de la costa del Golfo, en su mayor parte. Por lo tanto esta porción de la península muestra una sección asimétrica, consistiendo de un gradiente suave hacia el occidente y el Pacífico, que en muchos lugares muestra una ancha llanura costera, y por el otro lado una vertiente bastante inclinada hacia el oriente y el Golfo, que en gran parte tiene una costa abrupta y no muestra playas anchas ni llanura costera. Hace muchos años se consideró que la península representaba un bloque de falla inclinado al poniente y del tipo de la Sierra Nevada, bordeado al oriente por una escarpa de falla (Gabb, 1868; Lindgren, 1889, pp. 194-196). Este concepto puede ser demasiado simplificado, aunque parece que se aplica bien a la porción sur-central de la península, en donde la vertiente empinada hacia el Golfo, de la Sierra de Santa Lucía y de la de La Giganta, sugiere que se trata de una escarpa de falla, según lo fué señalado por Johnston (1924, p. 952).

La cadena principal de sierras de la parte central de la península, desde la Bahía La Paz hacia el norte, hasta las cercanías de Santa Gertrudis, está compuesta en gran parte de rocas volcánicas y sedimentarias del Terciario, recubiertas acá y allá por corrientes lávicas y conos volcánicos más recientes. Las altitudes comunes son variables de 600 a 1,700 metros, culminando en los conos volcánicos recientes de Las Tres Vírgenes, situados al noroeste de Santa Rosalía y que alcanzan la altura máxima de 1,997 metros sobre el nivel del mar. En la porción septentrional de la península la cadena principal consiste de la Sierra San Pedro Mártir, cuya cima tiene la elevación de 3,088 metros y que está formada principalmente por rocas plutónicas. Este macizo fué descrito por Woodford y Harriss (1938) como un bloque de falla bien conservado e inclinado ligeramente hacia el poniente, bordeado al oriente por una escarpa de falla con fuerte echado y, hacia el occidente, por dos o tres escarpas de falla separadas por gradas o escalones. En el lado occidental de la península, al sur de la Bahía Sebastián Vizcaíno, aparece una cadena montañosa separada y más pequeña, orientada oblicuamente a la principal y que termina hacia el noroeste en la Isla Cedros; así como otra pequeña sierra situada más al sur, esto es, cerca de la Bahía Magdalena. En la región del Cabo, al sur de La Paz, se halla una sierra granítica orientada de norte a sur que alcanza una altitud de 2,400 metros, la cual no parece tener la estructura asimétrica característica de las cadenas descritas, más al norte.

El Golfo de California, llamado a veces el Mar de Cortés, es una profunda fosa paralela a la península de Baja California y que la colinda en su lado norte-oriental. Su anchura media es de unos 160 kilómetros, con variaciones desde 90 kilómetros, cerca de la Isla Tiburón, hasta 200 kilómetros en su extremidad sur-oriental. Gran parte del Golfo hacia el sur de los 28° de latitud, o sea la de Guaymas, Son., tiene una profundidad variable entre 1,000 y 2,000 metros, alcanzando más de 3,000 metros en las porciones más profundas (Osorio Tafall, 1946, carta batimétrica frente a la página 110). La parte septentrional del Golfo es mucho menos profunda. Shepard (1941) menciona varias manifestaciones que indican que el Golfo representa una fosa formada por fallamiento, refiriéndose a las honduras angostas con costados empinados que atraviesan el piso central en forma escalonada, las que se hallan bordeadas por terrazas interpretadas como debidas a fallas también escalonadas, así como escarpas submarinas abruptas que limitan las islas cercanas a la margen occidental del Golfo. En el Golfo existen unas 40 islas con áreas superficiales variables de 20 a 1,000 kilómetros cuadrados, además de

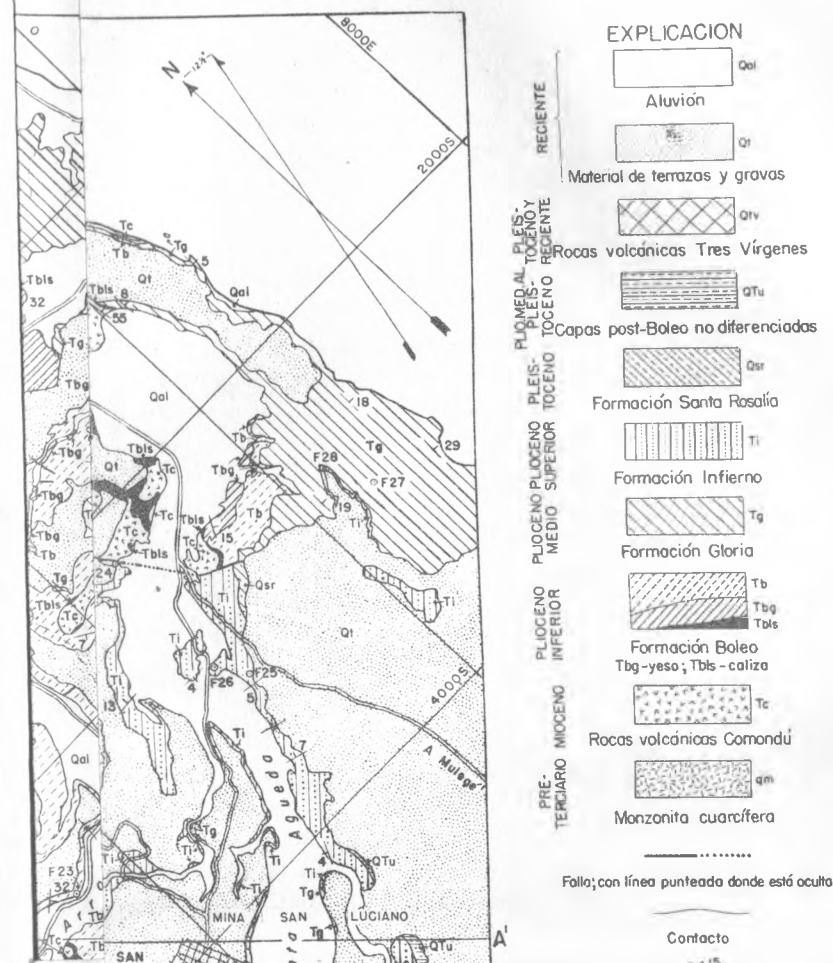
otros tantos islotes y rocas aisladas (Johnston, 1924). Casi todas las islas frente a la costa de Baja California representan únicamente los restos de salientes separados de la península, con la notable excepción de la Isla Tortuga, situada al oriente de Santa Rosalía, que es un volcán de edad muy reciente y en cuya cima se presenta un cráter perfecto o de forma típica.

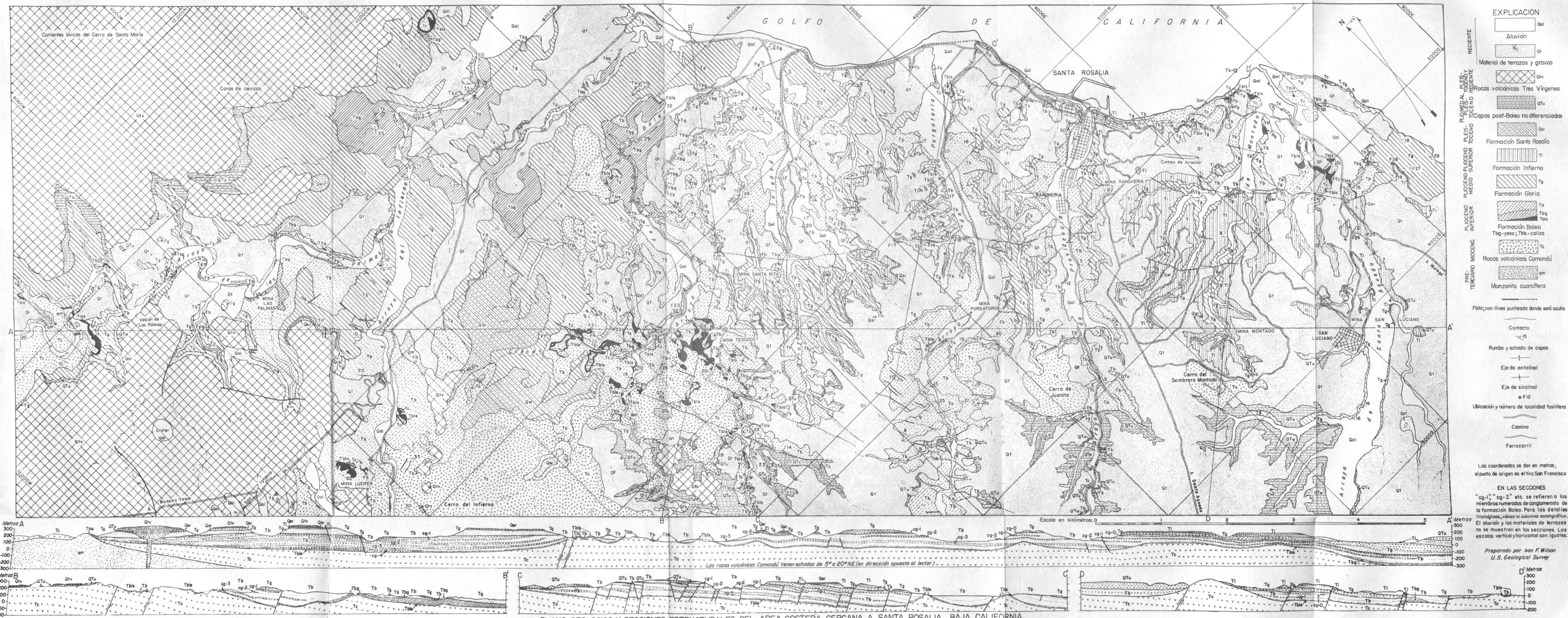
Gran parte de Baja California se caracteriza por el clima y vegetación del tipo extremadamente desértico, siendo su faja costera oriental quizá más seca que cualquiera otra región de Norteamérica. Debido precisamente a los deficientes recursos de agua, se halla muy poco habitada la península. Las más importantes ciudades que se encuentran al sur de Ensenada son La Paz, en la costa del Golfo y cerca de su extremidad sur, y Santa Rosalía ubicada frente a Guaymas, Son., y a medio recorrido sobre la costa oriental. La última población, centro minero de una zona cuprífera importante que cuenta con fundición y puerto artificial, fué fundada hace unos 60 años por la Compañía del Boleo, formada por capitalistas franceses, y queda casi en el centro de la región descrita en el presente informe.

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA REGION DE SANTA ROSALIA

En la figura 2 se presenta la columna estratigráfica correspondiente a la región y en la lámina 1, un mapa geológico y secciones estructurales de la misma. Este mapa es una compilación generalizada y a una escala muy reducida, que se basa en los planos detallados de las regiones de El Boleo y Lucifer. Las secciones estructurales se fundan en los datos obtenidos de sondeos y en numerosas labores mineras que siguen a los diferentes mantos mineralizados, de manera que la estructura, en particular de las capas pliocénicas, se muestra con mucho mayor detalle que lo que hubiera sido posible sólo a base de observaciones en la superficie.¹ Las formaciones geológicas están descritas más detenidamente en otros estudios del autor, sobre las regiones de El Boleo y Lucifer, los cuales contienen mapas anexos a mayores escalas y que muestran un número más grande de subdivisiones litológicas.

¹ A partir del borde derecho de la sección A-A', aproximadamente las dos terceras partes se basan en laborios mineros casi continuos, suplementados por los datos de sondeos. La tercera parte central de la sección B-B', las dos terceras partes izquierdas de la sección C-C' y las dos terceras partes derechas de la sección D-D' están basadas en datos similares; el resto de las secciones depende de las observaciones hechas en los afloramientos.





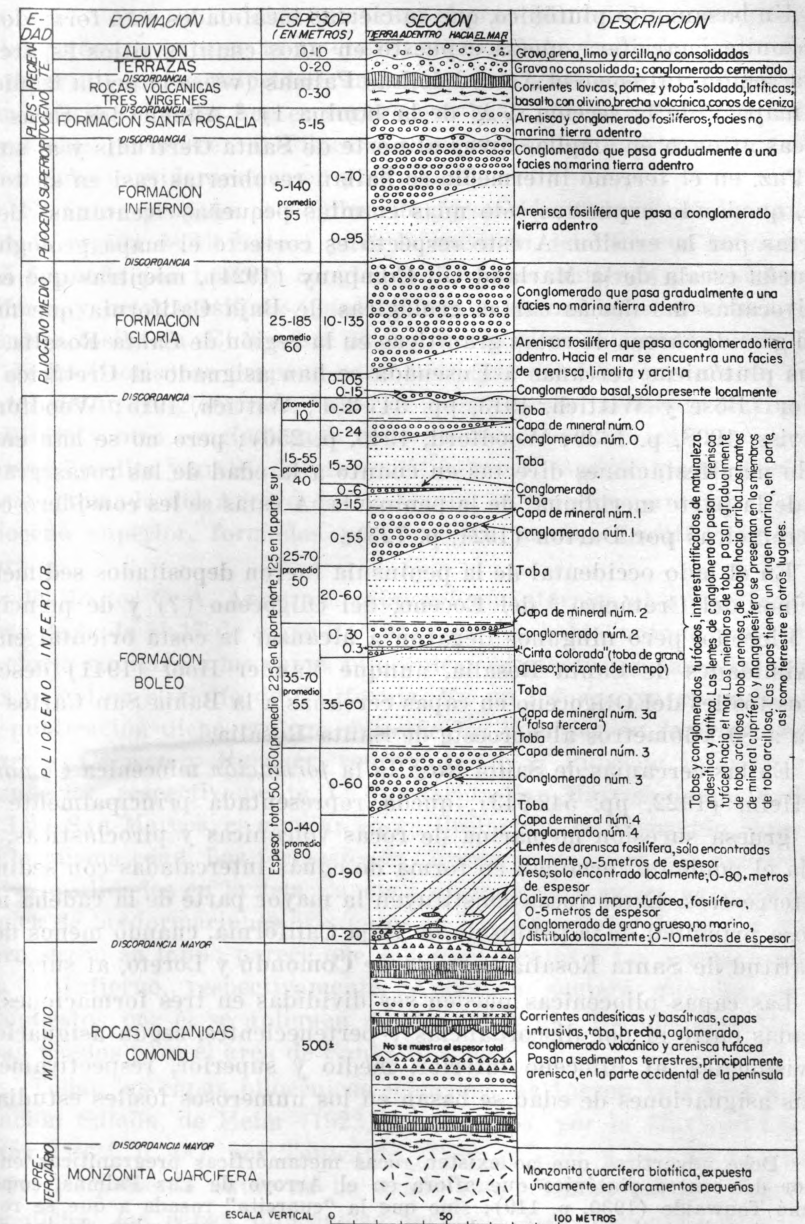


Figura 2. Columna estratigráfica correspondiente a la región de Santa Rosalía.

Un basamento plutónico, que en ciertas localidades está formado por monzonita cuarcífera, queda expuesto en unos cuantos sitios esparcidos en la región, tal como el Arroyo de Las Palmas (véase la orilla izquierda del mapa y de la sección A-A' de la lámina 1).² Aunque las rocas graníticas afloran en amplias áreas al norte de Santa Gertrudis y al sur de La Paz, en el terreno intermedio se hallan recubiertas casi en su totalidad, quedando expuestas sólo unas cuantas pequeñas "ventanas" descubiertas por la erosión. A este respecto es correcto el mapa geológico a pequeña escala de la Marland Oil Company (1924), mientras que están equivocadas las demás cartas geológicas de Baja California que muestran grandes áreas de rocas graníticas en la región de Santa Rosalía. Las rocas plutónicas cercanas a Ensenada se han asignado al Cretácico Superior (Böse y Wittich, 1913, pp. 347-351; Wittich, 1915; Woodford y Harriss, 1938, p. 1330; Woodford, 1940, p. 256); pero no se han encontrado manifestaciones directas en cuanto a la edad de las rocas graníticas de la parte meridional de la península. A éstas se les consideró como precretácicas por Darton (1921, p. 725).

En el lado occidental de la península fueron depositados sedimentos marinos del Cretácico,³ del Eoceno, del Oligoceno (?) y de principios del Mioceno, pero ninguno llegaron a alcanzar la costa oriental en las proximidades de Santa Rosalía, aunque Vander Hoof (1941) describe restos fósiles del Oligoceno en capas cercanas a la Bahía San Carlos ubicada a 80 kilómetros al noroeste de Santa Rosalía.

En las cercanías de Santa Rosalía la formación miocénica Comondú, de Heim (1922, pp. 542-543), queda representada principalmente por una gruesa sucesión no-marina de rocas volcánicas y piroclásticas, que hacia el poniente terminan en forma de cuñas intercaladas con sedimentos terrestres. Estas rocas constituyen la mayor parte de la cadena montañosa principal de la península de Baja California, cuando menos desde la latitud de Santa Rosalía hasta la de Comondú y Loreto, al sur.

Las capas pliocénicas pueden ser divididas en tres formaciones, separadas entre sí por discordancias y pertenecientes, según asignaciones provisionales, al Plioceno inferior, medio y superior, respectivamente. Estas asignaciones de edad se basan en los numerosos fósiles estudiados

² Debe advertirse que no existen rocas metamórficas pregraníticas en alrededor del centro plutónico que aflora en el Arroyo de Las Palmas, como lo afirmó Touwaide (1930, p. 119); sino que la "cuarcita" rosada a que se refirió el mencionado geólogo consiste de una arenisca que es miembro de las rocas volcánicas Comondú y fué depositada con posterioridad sobre la roca plutónica.

³ Un resumen de las formaciones cretácicas de Baja California se ha publicado por Anderson y Hanna (1935).

por H. E. Vokes, quien dice que tanto el gran número de nuevas especies en las colecciones, como la extensión temporal desconocida de muchas de las descritas con anterioridad, hace que las asignaciones precisas de edad sean difíciles. Piensa que es seguro que gran parte de los fósiles de las colecciones pertenecen al Plioceno, aunque su edad exacta dentro de esa época debe considerarse como provisional.

El autor propone el nombre de *formación Boleo* (así denominada para la región de El Boleo) para la sucesión del Plioceno inferior, que está formada por tobos y conglomerados que contienen yacimientos cupríferos y manganesíferos, junto con una caliza basal marina, yeso y arenisca fosilífera. El nombre de *formación Gloria* (tomado de la Cañada de La Gloria) se propone para las capas del Plioceno medio, consistentes de un conglomerado basal de poco espesor, arenisca marina muy fosilífera y otro conglomerado superpuesto, capas que cambian hacia el mar en limolita y arcilla interestratificadas. El nombre de *formación Infierno* (tomado del Arroyo del Infierno) se propone para las capas del Plioceno superior, formadas por arenisca marina fosilífera y conglomerado.

El doctor C. A. Anderson proporcionó informes al autor (según su carta fechada el 17 de mayo de 1947) de que había notado una división terciaria similar de las capas pliocénicas existentes en las islas estudiadas por él en el Golfo de California. En un informe ya preparado para su publicación dicho geólogo propone los nombres de *formaciones San Marcos, Carmen y Marquer*, representando al Plioceno inferior, medio y superior, respectivamente. La formación San Marcos, denominada por la Isla San Marcos, es similar en su litología a la formación Boleo y es de la misma edad. Las formaciones Carmen y Marquer, así denominadas para localidades en la Isla Carmen, difieren algo en su naturaleza litológica de las formaciones existentes en los alrededores de Santa Rosalía, pero según su fauna parece que son equivalentes a las formaciones Gloria e Infierno, respectivamente. Anderson sugiere que los nombres propuestos por él se apliquen a las islas y que los del presente autor sean usados para el área de Santa Rosalía.

Todas las capas pliocénicas mencionadas fueron referidas a la formación Salada, de Heim (1922, pp. 544-546), por la Marland Oil Company (1924, p. 43), por Touwaide (1930, p. 120) y por Locke (1935, p. 410). El presente autor no ha usado este término porque, como ya se ha dicho, las capas pliocénicas incluyen tres formaciones separadas por discordancias; además, no puede establecerse ninguna relación estrecha con la localidad típica de la formación Salada, que se halla en la

costa occidental de la península, cerca de la Bahía Magdalena; más aun, no se determinó con precisión la edad de la formación Salada en su localidad típica, habiendo consistido sólo de moldes los fósiles encontrados por Heim y sin mayor identificación que su género. En el informe de la Marland Oil Company se refirieron todas las capas pliocénicas de Baja California a la formación Salada; pero si se decidiera conveniente seguir usando esta nomenclatura, entonces el nombre debería referirse más bien a un grupo, al que pertenecerían las tres formaciones propuestas por el presente autor.

En el mismo informe de la Marland Oil Company (1924, p. 422) se considera que la formación Salada es probablemente el equivalente marino de la formación Comondú (que se piensa pertenece con toda probabilidad al Plioceno). Este concepto es seguramente incorrecto, ya que la discordancia más sobresaliente de toda la sección estratigráfica de las cercanías de Santa Rosalía (aparte de la superficie sobre el basamento plutónico) se halla entre la formación Comondú y las capas suprayacentes del Plioceno inferior. Esta discordancia no sólo representa un período de deformación y erosión, sino también indica un cambio completo de las condiciones geográficas, es decir, desde la sedimentación de materiales derivados del oriente, hasta los originados en el poniente; además, las capas pliocénicas fueron depositadas sobre una superficie topográfica muy irregular que fué esculpida en la formación Comondú. La misma discordancia fué identificada por Anderson (1941) en las islas del Golfo estudiadas por él.

Las capas pleistocénicas, consistentes de conglomerado y un manto delgado de arenisca marina fosilífera, las cuales cambian gradualmente tierra adentro en conglomerado no-marino, se denominan *formación Santa Rosalía*, para recordar la población de ese nombre. La localidad típica consiste en el sitio fosilífero F9, que queda en el lado sur del Arroyo de Las Palmas y justamente ladera abajo del borde de la mesa, en el fundo de Lucifer número 6.

Las mesas situadas al noroeste de Santa Rosalía están recubiertas por rocas volcánicas cuaternarias, consistentes de lavas basálticas y latíticas, brechas, pómez, toba "soldada" y conos cinericios. Todas estas rocas se agrupan bajo el nombre de *Tres Vírgenes*, para los volcanes así denominados que estuvieron en actividad en tiempos históricos (Grewingk, 1848, pp. 143-144; Russell, 1897, p. 190; Nelson, 1921, p. 60), los cuales junto con el Cerro de Santa María, formaron los principales centros de erupción, aunque otros más se hallan esparcidos en la misma región. Uno de tales focos eruptivos es el volcán de Las Palmas, señalado

en la orilla izquierda de la sección A-A' (lámina 1) y que, de arriba hacia abajo, está constituido por una masa lenticular de brecha volcánica aparentemente ocupando un cráter, corrientes latíticas, lavas de basalto de olivino y cenizas basálticas. Puede que la garganta o conducto volcánico no se encuentre precisamente en la línea de sección, como lo muestra el plano, pero debería estar muy cerca de ella.

Gravas y depósitos de terraza del Reciente forman una cobertera sobre la superficie de las mesas y, en varios lugares, también recubren los costados de los arroyos. Los lechos de estos últimos muestran delgados depósitos de aluvión, material que se halla asimismo en las playas angostas de la costa y en los fondos de los lagos secos esparcidos en la superficie de las mesas.

HISTORIA GEOLOGICA ANTERIOR A LA FORMACION DEL GOLFO DE CALIFORNIA

ORIGEN DE LAS ROCAS VOLCANICAS COMONDU (DEL MIOCENO)

El mayor volumen de las rocas que forman la mitad oriental de la península de Baja California, cuando menos desde Santa Rosalía hasta la latitud de Comondú y Loreto, al sur, está constituido por la formación Comondú de edad miocénica. En las cercanías de Santa Rosalía estas rocas forman una gruesa sucesión no-marina de corrientes lávicas, umbrales intrusivos, materiales piroclásticos y sedimentos, todos ellos principalmente de naturaleza andesítica y basáltica. Parece claro que los componentes de la formación Comondú fueron derivados del oriente, es decir, del actual emplazamiento del Golfo, como lo fué reconocido por Gabb (1868, p. 634). Los miembros volcánicos son más gruesos y sobresalientes hacia el oriente; se adelgazan en forma de cuña hacia el poniente, quedando intercalados con capas predominantemente sedimentarias; y éstas, a su vez, consistentes de conglomerados y materiales gruesos cerca del Golfo, cambian hacia el poniente en materiales de grano más fino, de manera que la facies occidental de la formación consiste en gran parte de una arenisca de origen terrestre (parte de la "arenisca de mesa" de Gabb). En muchos sitios a lo largo de la costa del Golfo se presentan las rocas volcánicas, formando la masa principal de Punta Concepción y de las dos terceras partes septentrionales de la Isla San Marcos. Puede deducirse, por lo tanto, que mientras que se depositaban las rocas volcánicas Comondú, o no existía el Golfo de California.

o cuando menos era mucho más reducido de extensión, en comparación con sus actuales dimensiones.

Se ha establecido que la edad de las rocas volcánicas Comondú corresponde al Mioceno medio o superior, basándose en el hecho de que en la porción occidental de la península esta formación descansa discordantemente sobre la *formación Isidro*, de Heim (1922, pp. 539-541), en la que se han colectado fósiles que se consideran pertenecientes al Mioceno inferior (Hertlein y Jordan, 1927, pp. 616-618; Loel y Corey, 1932, p. 160; Durham, 1944, p. 575); así como debido a que en la región costera del Golfo se halla cubierta discordantemente, a su vez, por la *formación Boleo* del Plioceno inferior.

DEFORMACION DE LAS ROCAS VOLCANICAS COMONDU

En gran parte de la península de Baja California la *formación Comondú* buza ligeramente hacia el poniente, como puede observarse en las secciones de Darton (1921, p. 723).⁴ En ciertas localidades cercanas a la orilla del Golfo, sin embargo, esta *formación* se halla fuertemente deformada por fallamientos y muestra un echado muy pendiente hacia el oriente. Los resultados de la deformación mencionada pueden observarse en los afloramientos cercanos a la cabecera del Arroyo del Infierno, situados de 17 a 20 kilómetros al noroeste de Santa Rosalía. Los tipos de fallamiento y basculeo que allí se presentan, quedan mostrados en la figura 3, que también ilustra la notable discordancia entre las *formaciones Comondú* y *Boleo*. En otros sitios, tanto la *formación Boleo* como otras posteriores han experimentado fallamientos similares, aunque generalmente de menor dislocación. Los primeros fallamientos mencionados se verificaron durante un período de deformación (de fines del Mioceno, con toda probabilidad) anterior al depósito de la *formación Boleo*, mientras que los últimos son de edad más reciente.

Casi todas las fallas que cortan las rocas volcánicas *Comondú* son del tipo normal y muestran echados hacia el poniente, fallamientos que originaron una serie de bloques "compensadores" con suave inclinación al oriente; pero se observó cuando menos una falla importante que buza hacia el oriente y tiene levantado su lado occidental. Tal vez algunas de las fallas de este último tipo produjeron el levantamiento de la cadena de sierras al poniente, mientras que los bloques inclinados en senti-

⁴ La *formación Comondú* aparece en la porción occidental de las secciones de Darton con la denominación de "arenisca de mesa", que cambia hacia el oriente en "aglomerado, conglomerado y rocas ígneas".

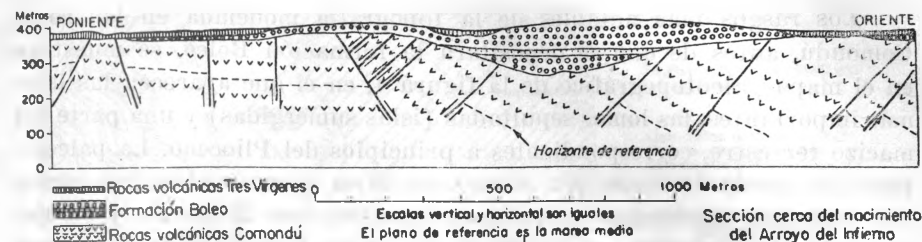


Figura 3. Sección estructural que muestra el fallamiento experimentado por las rocas volcánicas *Comondú*.

do opuesto y contiguos a la sierra en el lado del Golfo, pueden representar nada más la fragmentación debida a dicha dislocación principal. Esta hipótesis no puede comprobarse, sino por estudios más detenidos en una región de mayor amplitud que la investigada. De cualquier manera, parece razonable pensar que el fallamiento observado pudiera haber sido acompañado por la *formación* progresiva hacia el oriente de bloques hundidos, para formar las fosas profundas que en la actualidad se observan en el fondo del Golfo. Este concepto es en gran parte especulativo, desde luego; pero sí sabemos, cuando menos, que terrenos elevados ocuparon el actual emplazamiento del Golfo durante la época en la que se depositaron las rocas volcánicas *Comondú* y, también, que esta masa terrestre debió haberse sumergido en grande escala al formarse el Golfo de California.

PALEOTOPOGRAFIA DE LA SUPERFICIE COMONDU EN LA EPOCA DE SU SUMERSION

La erosión verificada después de la deformación de las rocas volcánicas *Comondú* había alcanzado únicamente la última fase de juventud o principios de madurez, cuando el área de Santa Rosalía fué sumergida bajo el mar. Los valles y crestas formaron bahías y salientes, expresados los últimos mar adentro por lomas y crestas submarinas, así como por algunas islas. El relieve topográfico en las inmediaciones de la orilla marina fué cuando menos de 450 metros, con excepción de la alta Sierra de Santa Lucía al poniente. La orilla misma era probablemente muy parecida a la moderna de la Bahía Concepción, que queda de 60 a 100 kilómetros al sur de Santa Rosalía (véase la figura 1). En aquella región la costa está esculpida también en las rocas volcánicas *Comondú* y presenta laderas empinadas, salientes y entrantes, además de pequeñas islas mar adentro.

Los rasgos más notables de la topografía modelada en las rocas Comondú, antes de que se depositara la formación Boleo, se muestran en el mapa paleotopográfico de la figura 4, en el que aparecen las islas más importantes, las lomas sepultadas (islas sumergidas) y una parte del macizo terrestre, correspondientes a principios del Plioceno. La paleotopografía queda indicada por curvas de nivel aproximadas (contornos que muestran las formas del relieve), equidistantes 25 metros y dibujadas sobre la superficie modelada en las rocas Comondú, antes de que se depositaran los sedimentos de la formación Boleo. En realidad, estas líneas representan curvas estructurales, excepción hecha de que se ha intentado eliminar los efectos de las fallas posteriores, cuya dislocación en pocos lugares excede de 60 metros.⁵ Los contornos se basan en el actual nivel del mar, en contraste con el del Plioceno, por lo que no indican necesariamente las elevaciones relativas de aquella época geológica, debido al basculeo posterior; pero se intentó mostrar cuando menos los contornos y posiciones relativas de las notables formas terrestres pliocénicas.

En aquellos lugares donde las rocas Comondú quedan sepultadas bajo los sedimentos posteriores, se basan las curvas en los datos obtenidos en los laborios mineros y de sondeos. En las áreas en donde la formación Comondú ha quedado expuesta por la erosión, la reconstrucción de la superficie originaria ha sido facilitada por la existencia de una delgada capa caliza basal marina persistente, que pertenece a la formación Boleo suprayacente, capa que, debido a su alta resistencia a la erosión, queda conservada aún en las laderas originarias y demuestra con hermosura las irregularidades de la superficie Comondú. Aun en sitios no indicados en el mapa geológico, pequeñas reliquias de esta capa fueron encontradas adheridas a dicha superficie, así revelando su forma. En las áreas de mayor altura y en las islas en donde la formación Comondú nunca llegó a ser recubierta por sedimentos posteriores, su antigua superficie pliocénica no puede restablecerse sino de una manera aproximada; pero se presume que no haya experimentado ninguna modificación significativa, salvo la formación en tiempos recientes de varias barrancas angostas. En las áreas no disecadas entre los arroyos y en las cumbres redondeadas en las lomas de mayor altitud, se cree que la erosión no ha traído cambios de importancia desde mediados del

⁵ Mapas con curvas de nivel estructurales que incluyen los efectos de los fallamientos quedan anexos al informe acerca de la región de El Boleo, que será publicado oportunamente por el Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México.

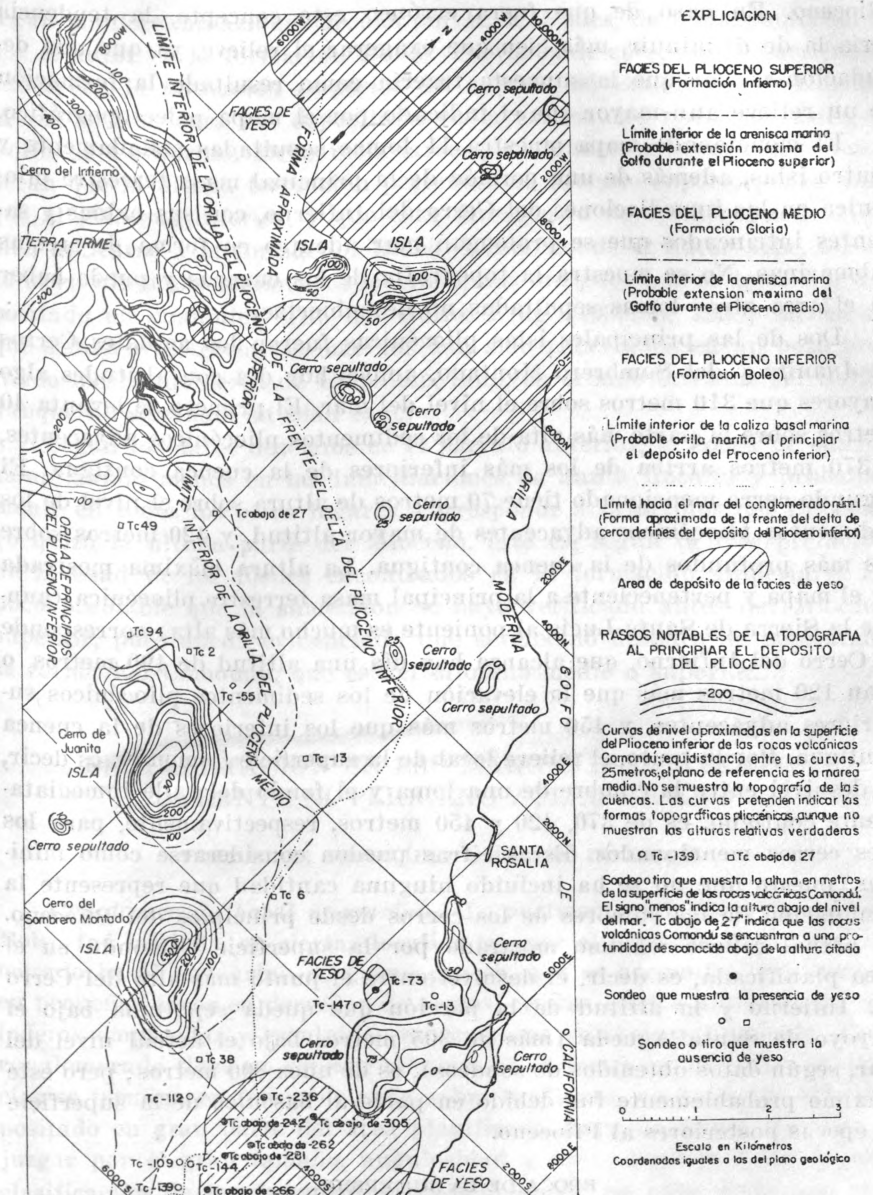


Figura 4. Plano que muestra la paleotopografía, la paleogeografía y las facies del Plioceno del área cercana a Santa Rosalía.

Plioceno. En caso de que fuera erróneo este concepto, la tendencia sería la de disminuir, más bien que exagerar el relieve, ya que una denudación mayor que la supuesta traería como resultado la formación de un relieve aun mayor que el indicado por el mapa paleotopográfico.

El mencionado mapa muestra 11 lomas sepultadas aisladamente y cuatro islas, además de una porción de la principal masa terrestre pliocénica en las inmediaciones del Cerro del Infierno, con sus bahías y salientes intrincados que se prolongan mar adentro en forma de crestas submarinas. No se muestra la topografía de las cuencas y puede haber en el área otras lomas sepultadas no descubiertas.

Dos de las principales islas pliocénicas fueron los actuales Cerros de Juanita y del Sombrero Montado, ambos hoy día con altitudes algo mayores que 310 metros sobre el nivel del mar. El primero se levanta 40 metros sobre la parte más alta de los sedimentos pliocénicos adyacentes, y 370 metros arriba de los más inferiores de la cuenca contigua. El segundo cerro mencionado tiene 70 metros de altura sobre el nivel de los sedimentos pliocénicos adyacentes de mayor altitud, y 420 metros sobre los más profundos de la cuenca contigua. La altura máxima mostrada en el mapa y perteneciente a la principal masa terrestre pliocénica (aunque la Sierra de Santa Lucía al poniente es mucho más alta) corresponde al Cerro del Infierno, que alcanza hoy día una altitud de 490 metros, o sean 120 metros más que la elevación de los sedimentos pliocénicos superiores adyacentes, y 450 metros más que los inferiores de la cuenca contigua. Por lo tanto, el relieve local de la superficie Comondú, es decir, el desnivel entre la cumbre de una loma y el fondo del valle inmediatamente contiguo, es de 370, 420 y 450 metros, respectivamente, para los tres cerros mencionados. Estas cifras pueden considerarse como mínimas, puesto que no se ha incluido ninguna cantidad que represente la denudación de las cumbres de los cerros desde principios del Plioceno. El actual relieve máximo mostrado por la superficie Comondú en el área planificada, es decir, el desnivel entre el punto más alto del Cerro del Infierno y la altitud de la porción que queda sepultada bajo el Arroyo de Santa Agueda (más de 305 metros bajo el actual nivel del mar, según datos obtenidos de sondeos), es de unos 800 metros; pero este máximo probablemente fué debido en parte al basculeo de la superficie en épocas posteriores al Plioceno.

EPOCA DE LA SUMERSION

Las primeras capas marinas depositadas en el Golfo de California en las proximidades de Santa Rosalía corresponden al Plioceno inferior,

según las determinaciones hechas por H. E. Vokes, de fósiles colectados por el autor en la formación Boleo. Provisionalmente, están correlacionadas con la *formación Imperial* del sureste del Estado de California, la que se considera fué depositada en la extremidad norte del antiguo Golfo de California. Debe recordarse que algunos paleontólogos consideran que la última formación pertenece al Mioceno superior, más bien que al Plioceno inferior, y que esta divergencia de opinión puede también aplicarse a la formación Boleo. Hasta donde el autor sabe, no se conocen ningunos sedimentos marinos más antiguos que se hubieran depositado en cualquier sitio del Golfo. King (1939, p. 1693) menciona que sedimentos terciarios marinos han sido penetrados en un pozo profundo localizado cerca de Empalme, Son., en el lado oriental del Golfo, aunque no se señala su edad exacta.

Según los datos descritos en el párrafo anterior, la época de sumersión, cuando menos en las inmediaciones de Santa Rosalía y probablemente en todos los otros lugares, corresponde a principios del Plioceno (o quizá la última parte del Mioceno, esto es, según la interpretación de la edad de los fósiles encontrados en la formación Imperial). Es poco probable que la sumersión se haya verificado antes del Mioceno superior, pues queda evidenciada que se efectuó después de depositada la formación Comondú, que es del Mioceno medio o superior.

SEDIMENTACION EN LAS MARGENES DEL GOLFO DURANTE EL PLIOCENO Y PLEISTOCENO

FORMACION BOLEO (DEL PLIOCENO INFERIOR)

Conglomerado basal no-marino.—La sedimentación de la formación Boleo fué iniciada, en ciertas localidades, por el depósito de un conglomerado basal no-marino de grano grueso, que se encuentra únicamente en pequeñas áreas en derredor de cerros, crestas e islas antecesores, con laderas empinadas y esculpidas en las rocas volcánicas Comondú. Este conglomerado tiene un espesor máximo de 10 metros y en cortas distancias se termina en forma de cuña sobre las lomas, no habiendo sido depositado en gran parte del área planificada cerca de Santa Rosalía. A juzgar por el gran tamaño, angulosidad y casi completa falta de una clasificación de los fragmentos constituyentes, no cabe duda que este conglomerado haya tenido un origen terrestre. Parece que representa fanglomerados y, tal vez en algunos sitios, depósitos de talud, los que se

iban acumulando en las porciones inferiores de las laderas de fuerte pendiente de los abruptos cerros y crestas esculpidos en las rocas Comondú, antes de que fueran inundadas por las aguas del Golfo de California.

Caliza basal marina.—El lecho basal marino de la formación Boleo consiste de una delgada capa caliza impura de aspecto singular. En los sitios en donde se presenta el conglomerado, la caliza descansa sobre éste, pero en grandes áreas se encuentra depositada directamente sobre la superficie erosionada de las rocas Comondú. Su espesor medio es sólo de 1 a 2 metros, aunque el máximo excede de 5 metros. Anteriormente, esta roca se había denominado dolomita, pero los análisis practicados por la Compañía del Boleo indican que, aunque se presenta la magnesia en ciertas localidades, por lo general no existe este elemento o es muy escaso. La roca tiene un color café oscuro, es impura y contiene algo de toba volcánica; en realidad, algunas muestras podrían llamarse toba calcárea. Casi toda la roca muestra óxidos de fierro y manganeso, y contiene abundantes fósiles marinos mal conservados en forma de moldes vacíos o rellenos.

En la actualidad, esta caliza queda expuesta en afloramientos situados particularmente alrededor de los cerros sepultados constituidos por las rocas Comondú. Recubre las lomas menores en su totalidad, pero termina en forma de cuña sobre las crestas e islas más altas que nunca llegaron a sumergirse bajo el mar. La caliza concuerda con todas las irregularidades topográficas de la superficie Comondú sobre la que fué depositada. Fuertes echados son muy comunes y, en algunos sitios, la caliza se adhiere de una manera notable a las laderas de fuerte pendiente y aun a pequeños acantilados, los que parecen enlechados, casi en sentido literal. El origen de la caliza queda muy oscuro: puede haberse formado, en parte, debido a los procesos orgánicos de animales o plantas adheridos a las laderas rocosas, salientes e islas de las rocas Comondú, a medida que iban sumergiéndose bajo el mar, o tal vez intervinieron en su origen factores climáticos poco usuales o condiciones químicas del agua del mar. De todas maneras, no se formó en el área en cuestión ningún depósito semejante en épocas posteriores. Debido a la superficie irregular sobre la que se depositó, la caliza atraviesa los diferentes horizontes estratigráficos y está recubierta, en distintos lugares, por diversas capas de la formación Boleo.

Yeso.—En ciertas partes de la formación Boleo se presentan yacimientos de yeso con espesores hasta de 80 metros. Aunque casi todo el

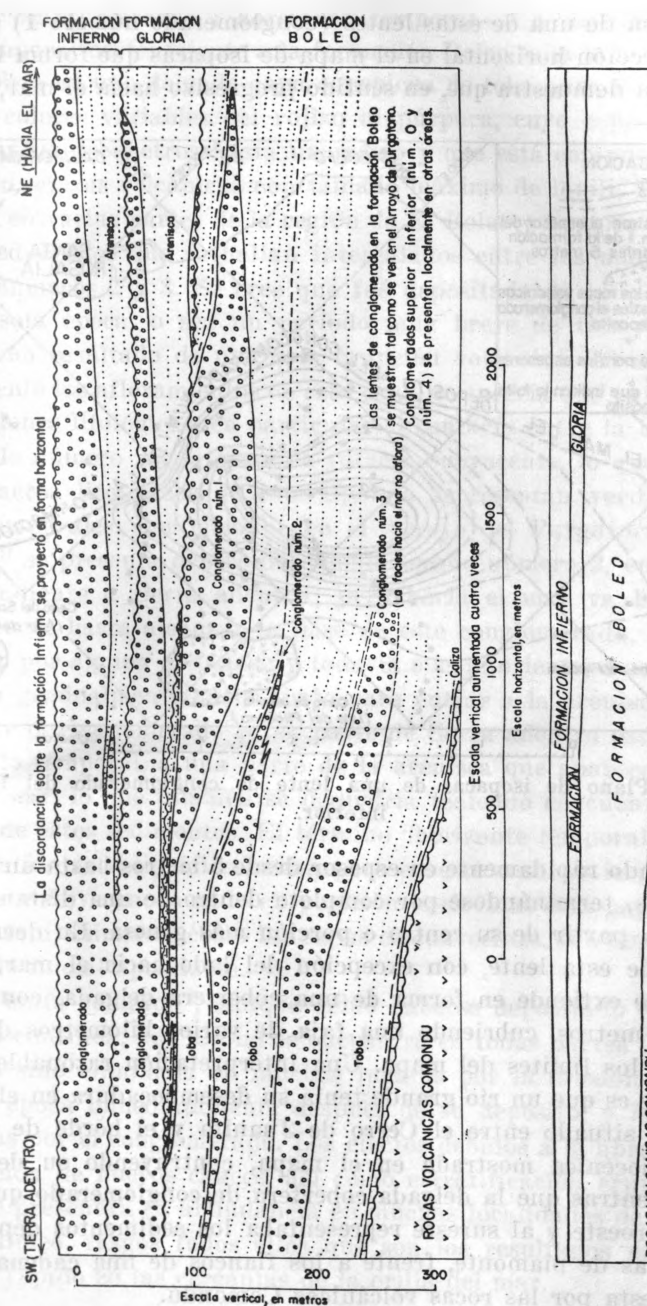
yeso descansa sobre la caliza basal marina, hay ciertos lugares en donde se halla depositado directamente encima de las rocas Comondú, y otros en los que la roca subyacente consiste de conglomerado o toba a poca distancia sobre la base de la formación Boleo. Siempre se encuentra en cuerpos aislados y, en algunos sitios, sus márgenes terminan bruscamente en forma de cuña de ángulo abierto. El mapa de facies de la figura 4 muestra las áreas aproximadas en las que fué depositado el yeso, lo cual se basa en los datos obtenidos en los afloramientos y por medio de sondeos. En la extremidad sur de la Isla San Marcos aparecen otros gruesos yacimientos yesíferos, en apariencia de la misma edad, los que han explotado desde hace muchos años (aunque los trabajos se interrumpieron durante la última guerra mundial). La formación del yeso pudo haberse originado como resultado de una época temporal de desecación, después de la primera transgresión marina y causada por una ligera elevación de la masa terrestre (o descenso del nivel del mar), con la consecuente formación de lagunas o esteros aislados y diseminados. Touwaide (1930, p. 119) presenta una hipótesis un tanto alternativa, diciendo que el yeso pudo haber tenido un origen hidrotermal, tal vez debido a manantiales submarinos en el fondo del mar.

Toba y conglomerado tufáceo.—El mayor volumen de la formación Boleo está constituido por capas alternadas de toba y conglomerado tufáceo que pasa a arenisca tufácea. Aparecen cuando menos cinco lentes principales de conglomerado, recubierta cada una de ellas por una capa de toba latítica o andesítica que cambia gradualmente hacia arriba de toba arcillosa en toba arenosa. Los yacimientos de cobre y manganeso, que se cree tuvieron un origen hidrotermal, se encuentran en las capas de toba arcillosa. Los cuatro mantos mineralizados principales han sido numerados por los operarios mineros, comenzando con el número 1 en la parte superior y terminando con el 4 en la parte basal, y otro manto aun de mayor altura, encontrado únicamente en la porción sur-oriental del área, se ha designado con el número 0. Estos mismos números se han aplicado por el autor a los conglomerados inmediatamente subyacentes a los correspondientes mantos mineralizados.

No se conoce ningún sitio en donde la sección estratigráfica sea completa. Pueden faltar algunas de las capas basales por no haberse depositado sobre las elevaciones máximas de la topografía Comondú. Así pues, el conglomerado inferior, o sea el número 4, se encuentra sólo en áreas locales limitadas y falta el conglomerado número 3 en toda la por-

ción sur-oriental de la región (véase el borde derecho de la sección A-A' de la lámina 1). En algunos lugares no aparece el conglomerado número 2 y, desde luego, la misma formación Boleo termina en forma de cuña al traslapar las islas y partes altas de la masa terrestre pliocénica. Pueden faltar asimismo algunas de las capas superiores, debido a la época de erosión representada por la discordancia en la base de la formación Gloria. A la erosión verificada en aquella época se debió la remoción del conglomerado número 0 en toda la porción norte-occidental de la región (si alguna vez hubiera existido allí), así como el conglomerado número 1 en áreas de considerable amplitud y, en ciertos sitios, también el número 2. Por lo tanto, la sección estratigráfica de un lugar determinado depende de lo que haya sido denudado por la erosión en la parte superior de la formación y de lo que falte en su base como consecuencia del depósito sobre la topografía irregular Comondú. En la porción norte-occidental de la región la sección media contiene los conglomerados números 1, 2 y 3, mientras que en el sureste se presentan los números 0, 1 y 2, con las correspondientes capas intercaladas de toba.

Hacia el mar las capas de conglomerado cambian gradualmente en arenisca tufácea, condición que fué reconocida por Touwaide (1930, p. 121) y Locke (1935, pp. 410-411). Otro hecho interesante es que cada capa de conglomerado representa una lente, que no sólo se adelgaza hacia el mar sino también tierra adentro, y que la porción más gruesa de cada lente sucesivamente más alta, en sentido estratigráfico, se halla situada en una posición progresivamente más hacia mar adentro. Esta relación existe, cuando menos, en cuanto a los conglomerados 1, 2 y 3 en donde afloran en el Arroyo del Purgatorio y parece que se aplica también al conglomerado número 4. La sección transversal resultante parece ser característica de los depósitos deltaicos (véase la figura 5). Según las indicaciones, la cuenca iba rellenándose gradualmente, proceso que fué acompañado por una lenta emigración oriental de la orilla, o sea en sentido de mar adentro.



La misma sección, con escala vertical igual a la horizontal

Figura 5. Sección estratigráfica generalizada que muestra los cambios de facies de las capas pliocénicas del área cercana a Santa Rosalía.

La forma de una de estas lentes (conglomerado número 1) se muestra en proyección horizontal en el mapa de isopacas que forma la figura 6. Este mapa demuestra que, en sentido progresivo hacia el mar, la lente

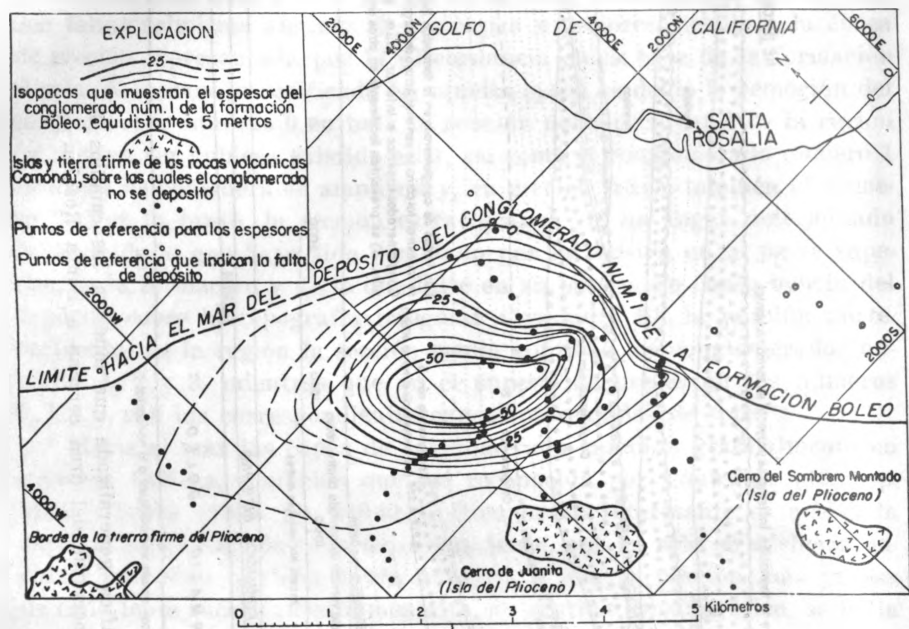


Figura 6. Plano de isopacas de una lente de conglomerado del Plioceno inferior.

va aumentando rápidamente en espesor desde 5 metros hasta un máximo de 55 metros, terminándose por completo dentro de una distancia de 2 kilómetros a partir de su centro o porción más gruesa. En derredor de los bordes de esta lente, con excepción del lado hacia el mar, el conglomerado se extiende en forma de una cobertera delgada, con espesor medio de 3 metros, cubriendo una faja de varios kilómetros de ancho más allá de los límites del mapa. Una interpretación razonable basada en esta lente es que un río grande tenía su desembocadura en el mar en algún lugar situado entre el Cerro de Juanita y el borde de la masa terrestre pliocénica mostrada en el mapa, contruyendo su delta mar adentro; mientras que la delgada cobertera de conglomerado que se extiende al noroeste y al sureste representaba los sedimentos depositados sobre llanuras de piamonte, frente a los flancos de una cadena montañosa compuesta por las rocas volcánicas Comondú.

La "cinta colorada", horizonte temporal.—Un significativo horizonte temporal perteneciente a la formación Boleo es la "cinta colorada", que consiste de una delgada capa conspicua de toba pura de grano grueso y de colores variables del rojizo al púrpura, cuyo espesor varía de unos cuantos decímetros hasta un metro y que está compuesta en gran parte por cenizas volcánicas con tamaño máximo de lapili. Esta capa se presenta en varias partes de la región de El Boleo y siempre forma parte de los sedimentos que se hallan intercalados entre los mantos mineralizados números 2 y 3. Se cree que fué depositada en toda la región y en una sola época, o sea un período muy breve de tiempo geológico, quizá como resultado de una sola erupción volcánica. Al examinar detenidamente los afloramientos de esta capa, se aprecia que va atravesando las divisiones litológicas, en particular el contacto entre la base del conglomerado número 2 y la arenisca tufácea subyacente, lo que indica que los contactos litológicos de este tipo no representan verdaderas divisiones temporales. Por ejemplo, en el Arroyo del Purgatorio la "cinta colorada" se presenta dentro del conglomerado número 2, en su porción correspondiente a tierra adentro; pero hacia el mar va bajando progresivamente hasta alcanzar la base de este conglomerado, a la que va siguiendo por alguna distancia, y todavía más al oriente, o sea mar adentro, pasa gradualmente hacia abajo para entrar a la arenisca. Esto significa que el conglomerado en su parte de tierra adentro es equivalente, en sentido temporal, a una parte de la arenisca que aparece en el área hacia el mar, lo que también se deduciría teniendo en cuenta el origen deltaico de estos sedimentos. El término "horizonte temporal" se emplea en su sentido estratigráfico usual, pero en este caso no implica que alguna vez se haya encontrado en posición horizontal esta capa, sino más bien que ésta, asimismo como las capas circunvecinas, fué depositada con un echado inicial apreciable.

La "cinta colorada", aunque debió haberse depositado en forma de una capa continua, hoy día no se encuentra en todas partes de la región, habiendo sido eliminada en muchos lugares por la erosión fluvial, durante la época inmediatamente después de su depósito, y las cicatrices rellenadas por el conglomerado. Los efectos debidos a la abrasión fluvial y formación de nuevos cauces, así como estratificación cruzada y diastramas, se presentan en abundancia en muchas localidades de toda la formación Boleo, rasgos todos ellos que son los resultados naturales del depósito rápido en las cercanías de la orilla del mar.

Origen de la formación.—La formación Boleo es, con toda probabilidad, en parte de origen marino y en parte también terrestre. La caliza fué depositada en el mar, sin duda alguna, y se han encontrado fósiles marinos en unas cuantas lentes de arenisca arriba de la caliza y cerca de la base de la formación. El mayor volumen de los sedimentos, sin embargo, no contiene fósiles algunos, aun cuando se presenten escasos fragmentos de madera petrificada y materia carbonosa. Es probable que, cuando menos no es marina la facies del conglomerado correspondiente a la porción de tierra adentro, ya que en esta porción su grano es más grueso y los fragmentos muestran una clasificación muy tosca. Pero es difícil hacer una división precisa entre las capas marinas y no-marinas, circunstancia que es característica, de hecho, en gran número de los deltas modernos.

Las condiciones de sedimentación de los conglomerados de la formación Boleo pudieran haber sido muy semejantes a las que hoy día existen en la llanura de San Bruno, situada al sur de Santa Rosalía. Esta representa un piamonte ancho, sobre el que se van formando depósitos de grava derivada de los detritos deslavados de la Sierra de Santa Lucía. Dichos depósitos se extienden hacia el oriente y van entrando en el Golfo, por lo que, si ocurriera hoy día un levantamiento terrestre de aquella región, probablemente sería difícil establecer una división exacta entre los sedimentos marinos y no-marinos. Aunque existen unas cuantas playas arenosas en la costa del Golfo, la mayoría de ellas están formadas por gravas.

La principal diferencia entre la formación Boleo y los depósitos modernos radica en el carácter tufáceo de aquélla, lo que se debió a repetidas épocas de actividad volcánica de tipo explosivo. Estas erupciones no sólo originaron la formación de capas de toba pura en la sección geológica, sino, en opinión del autor, también tuvieron efectos importantes sobre los procesos sedimentarios que formaron la sucesión estratigráfica subsecuente. Debíó haberse depositado después de cada erupción una cobertera cinericia sobre toda la región circunvecina, no sólo en las áreas de depósito que hoy día podemos observar todavía, sino también en superficies que en aquel entonces estuvieron sujetas a los procesos de una erosión activa. El resultado inmediato de esto hubiera sido un cambio de tipo de materiales originarios que formarían parte de los sedimentos subsiguientes. Mientras que anteriormente a la erupción la fuente de los detritos que se iban depositando hubiera consistido exclusivamente de las rocas Comondú (que componen casi el 100 por ciento de los guijarros existentes en los conglomerados), en cambio,

por una temporada posterior a cada erupción consistiría de la nueva ceniza eruptiva, hasta que la erosión habría removido toda ésta de algunas áreas y volverían a quedar expuestas en la superficie las rocas Comondú.

Esta interpretación queda reforzada por el carácter de la sucesión estratigráfica misma. Unicamente la porción inferior de cada miembro tufáceo parece consistir de toba pura (con algunas excepciones), mientras que su parte superior muestra indicios de haberse originado más bien de la resedimentación de materiales tufáceos. El tamaño de los granos de estas capas va engrosándose hacia arriba, cambiando gradualmente en conglomerado. La porción basal de cada capa de conglomerado es, en general, de carácter gradacional y entrelazante, lo que probablemente indica que se iban mezclando gradualmente los detritos derivados de las rocas Comondú (en forma de guijarros) con los materiales cinericios. En contraste, las porciones superiores se hallan bien diferenciadas de los estratos suprayacentes, que consisten de capas persistentes de toba arcillosa (algunas de las cuales pueden ser observadas en la superficie por distancias hasta de 20 kilómetros), las que debieron haberse originado de nuevas erupciones volcánicas violentas.

En resumen, la formación Boleo muestra un patrón sedimentario que parece haberse originado por las condiciones siguientes: 1) el cambio gradacional normal, característica de depósitos deltaicos adyacentes a terrenos de topografía abrupta, desde conglomerado tierra adentro hasta arenisca hacia el mar; 2) la emigración de la posición de este cambio de facies mar adentro, con el tiempo y a medida que se fuera rellenando la cuenca de sedimentación, proceso acompañado probablemente también por el levantamiento continuado de la masa terrestre; y 3) la interrupción brusca y periódica de la sucesión por erupciones volcánicas explosivas, trayendo como resultado el depósito inicial de toba pura, seguida por toba resedimentada y cambiando gradualmente hacia arriba en materiales mixtos de toba y detritos, hasta que se restablecieran las condiciones originarias de sedimentación.

Fósiles y sus edades.—La caliza basal contiene numerosos fósiles mal conservados, que incluyen pelecípodos no identificados, gasterópodos menudos, un *cerithiid* y una nueva especie de *Laevicardium*. Una arenisca fosilífera que aparece encima de la caliza en la Cañada de La Gloria rindió las especies siguientes, identificadas por H. E. Vokes (localidad F3):⁶

⁶ Las localidades quedan indicadas en el mapa de la lámina 1.

Especie	Límites temporales conocidos
<i>Ostrea vespertina</i> Conrad	Del Plioceno inferior al superior
<i>Pecten (Pecten) beali</i> Hertlein	Plioceno inferior
<i>Pecten (Euvola) keepi</i> Arnold	Plioceno inferior
<i>Aequipecten abietis</i> (Jordan y Hertlein)	Del Plioceno inferior al superior

Vokes considera que esta fauna pertenece al Plioceno inferior y es contemporánea con la de la formación Imperial de la porción sur-oriental de California.

Fauna del Plioceno inferior (Boleo) de Punta Concepción.—Otra fauna aparentemente contemporánea con la de la formación Imperial fué colectada por el autor en una localidad señalada por James A. Noble y localizada en los alrededores de la Bahía Santo Domingo, entrada marina perteneciente a la Bahía Concepción y situada cerca de Punta Concepción, a 70 kilómetros al sureste de Santa Rosalía. Se halla en una arenisca con suave echado que contiene lentes conglomeráticas, rocas que afloran en la orilla del mar y descansan evidentemente con discordancia sobre la formación Comondú. Sólo a base de su aspecto litológico, no pueden correlacionarse estas capas con las formaciones de la región de Santa Rosalía, pero sus fósiles indican que tienen la misma edad que la formación Boleo. Fueron identificados por H. E. Vokes los siguientes fósiles en la localidad mencionada (localidad 15615 del Museo Nacional de los Estados Unidos):

Especie	Especie
<i>Glycymeris gigantea</i> Reeve	<i>Fragum</i> n. esp.
<i>Glycymeris chemnitzii</i> Dall	<i>Chione succincta</i> Valenciennes
<i>Glycymeris</i> n. esp. af. <i>maculata</i> Reeve	<i>Chione (Lirophora) mariae</i> D'Orbigny
<i>Ostrea</i> cf. <i>jacobaea</i> Rochebrune	<i>Corbula</i> , 2 esp. indet.
<i>Ostrea</i> esp.	<i>Turritella imperialis</i> Hanna
<i>Aequipecten</i> esp. (n. esp.?)	<i>Turritella</i> n. esp.?
<i>Chlamys</i> n. esp.	<i>Fusinus</i> ? esp. indet.
<i>Patinopecten</i> esp. af. <i>bakeri</i> n. subesp. Ms. Durham	<i>Oliva spicata</i> Bolten
<i>Spondylus</i> af. <i>bostrychites</i> Guppy	<i>Terebra</i> n. esp.? (af. <i>interlineata</i> Deshayes)
<i>Crassatella</i> n. esp. af. <i>gibbosa</i> Sowerby	<i>Conus</i> n. esp.

Refiriéndose a esta fauna, dice Vokes: "La presencia de *Turritella imperialis* Hanna relaciona esta fauna claramente con la de la formación Imperial, por lo que tiene que participar asimismo en la incertidumbre relativa a su edad. Según las opiniones actuales, hay una tendencia a asignar esta fauna al Plioceno inferior (véase Weaver et al, 1944, tabla de correlación frente a la página 596), y el número de especies recientes reconocidas sugiere que no debería asignarse a una época más antigua."

FORMACION GLORIA (DEL PLIOCENO MEDIO)

La formación Gloria del Plioceno medio consiste de un delgado conglomerado basal discontinuo, una arenisca de bastante espesor y otro conglomerado suprayacente. El conglomerado basal tiene un espesor más o menos de un metro, por lo general, y se presenta únicamente en ciertas localidades. La arenisca termina en forma de cuña tierra adentro y va aumentando de espesor hacia el mar. En la primera área mencionada consiste de una delgada capa de 2 ó 3 metros de espesor que es muy fosilífera, conteniendo abundantes equinoides en ciertas localidades, mientras que en otras predominan los péctenes. Más hacia el mar cambia gradualmente en una sucesión de limolitas y arcillas, cuando menos de 70 metros de potencia e intercaladas con capas arenosas. Esta última facies sobresale de manera especial en la porción norte de la región, o

sea al norte del Arroyo del Purgatorio. En la porción superior de la formación existe un conglomerado que va adelgazándose hacia el mar y aumenta de espesor tierra adentro, alcanzando una potencia máxima de 50 metros. Hacia tierra cambia gradualmente en lo que representa con bastante probabilidad una facies no-marina.

En algunos lugares aparece una discordancia angular muy notable entre las formaciones Boleo y Gloria, particularmente en el área tierra adentro en la que se presenta la delgada capa de arenisca fosilífera. Esta discordancia atraviesa las estructuras altas de la formación Boleo, al grado de que en varios sitios las capas superiores de la última quedan truncadas por completo; pero hacia el mar aparentemente desaparece dicha discordancia, lo que puede interpretarse suponiendo que un ligero basculeo haya levantado por encima del mar la porción de tierra adentro, mientras que la parte oriental quedó sumergida y la sedimentación pudo haberse continuado más o menos sin interrupción.

En la tabla 1 se presenta la lista de los fósiles colectados por el autor en la formación Gloria y que fueron identificados por H. E. Vokes. Entre las especies más diagnósticas y que están descritas en un manuscrito de Durham, se encuentran las nuevas especies *Aequipecten* n. esp. A, *Aequipecten* af. n. esp. B y *Patinopecten bakeri* (Hanna y Hertlein) n. subesp., las que, según Durham, representan el Plioceno medio.

TABLA 1. FOSILES PROCEDENTES DE LA FORMACION GLORIA
(DEL PLIOCENO MEDIO)

Especie	Localidad								
	F7	F8	F11	F13	F15	F18	F19	F20	F27
<i>Encope michelini</i> Agassiz*				X		X?			
<i>Clypeaster speciosus</i> Verrill**									X**
<i>Ostrea cf. angelica</i> Rochebrune		X							
<i>Ostrea cf. erici</i> Hertlein					X				
<i>Ostrea megodon</i> Hanley	X	X	X				X	X	
<i>Ostrea vespertina</i> Conrad	X		X					X	
<i>Pecten (Euvola) cf. refugioensis</i> Hertlein			X	X		X?	X		
<i>Pecten (Euvola) n. esp.</i>								X	
<i>Pecten (Nodipecten) subnodosus</i> Sowerby			X						
<i>Aequipecten abietis</i> (Jordan y Hertlein)		X				X?			
<i>Aequipecten callidus</i> (Hertlein)			X						
<i>Aequipecten circularis</i> (Sowerby)								X	
<i>Aequipecten cf. subdolosus</i> (Hertlein)			X						
<i>Aequipecten</i> n. esp. Ms. Durham (A)	X								
<i>Aequipecten</i> af. n. esp. Ms. Durham (B)	X								
<i>Aequipecten</i> n. esp.	X								
<i>Aequipecten</i> esp. indet.					X				
<i>Chlamys?</i> n. esp. A			X				X	X	
<i>Patinopecten bakeri</i> (Hanna y Hertlein) n. subesp. Ms. Durham	X						X		
<i>Patinopecten bakeri</i> (Hanna y Hertlein) var.		X							
<i>Patinopecten</i> esp. af. <i>bakeri</i> (Hanna y Hertlein)			X						
<i>Patinopecten cf. stearnsii</i> (Dall)		X							
<i>Patinopecten</i> n. esp.	X								
<i>Patinopecten</i> n. esp. ? ***			X				X		
<i>Patinopecten</i> n. esp. ? B			X						
<i>Patinopecten</i> esp.				X					
<i>Anomia</i> esp. indet.	X								
<i>Placunanomia hannibali</i> Jordan y Hertlein****								X	
<i>Dosinia?</i> esp. (no <i>D. ponderosa</i>)			X						
<i>Turritella</i> af. <i>gonostoma</i> Valenciennes	X								
<i>Balanus</i> esp.	X								

* Una especie del Atlántico, con zonas poríferas más anchas que en la especie muy similar del Pacífico, llamada *Encope micropora* Agassiz.

** No se sabe con certeza si la localidad F27, que contiene *Clypeaster speciosus* Verrill, pertenezca a la formación Gloria.

*** El *Patinopecten* n. esp. ? procedente de las localidades F11 y F19 se asemeja al *Patinopecten* n. esp. de la localidad F7, aunque tiene menor número de costillas (21 en vez de 25).

**** *Placunanomia hannibali* Jordan y Hertlein se había encontrado hasta la fecha sólo en los depósitos del Plioceno superior, por lo que Vokes no está seguro de la edad de la localidad F20, aunque parece que el *Chlamys?* n. esp. A de aquella localidad es igual a los colectados en las localidades F11 y F19. Según las relaciones observadas en el campo, parece que la localidad F20 pertenece a la formación Gloria.

FORMACION INFIERNO (DEL PLIOCENO SUPERIOR)

La formación Infierno del Plioceno superior está formada por una arenisca marina fosilífera, recubierta por conglomerado. Esta arenisca desaparece gradualmente hacia el poniente, terminándose, en algunos lugares, en forma de dos o tres delgadas cuñas intercaladas con el conglomerado, el que, a su vez, muestra lentes arenosas aisladas. El conglomerado disminuye de espesor hacia el mar y va aumentando de potencia tierra adentro, en donde su grano es más grueso y sus fragmentos tienen una clasificación por tamaño que es muy tosca, lo que se debe probablemente al cambio en una facies no-marina.

Se ha establecido con seguridad la existencia de una discordancia angular entre las formaciones Gloria e Infierno en los dos sitios siguientes: 1) la localidad típica de la última formación, en el lado sur del Arroyo del Infierno; y 2) cerca de la desembocadura y en su lado sur del Arroyo de Santa Agueda, en donde se presenta en forma sobresaliente una discordancia angular con diferencia de echado de 15°, aproximadamente. Se sospechaba que existía una discordancia similar en otras cuantas localidades más, pero no pudo verificarse la existencia de ésta en la mayor parte de la región. Parece probable que un ligero levantamiento, acentuado por la formación de combaduras en ciertas localidades, se verificó en el intervalo que separó las épocas de depósito de las dos formaciones.

Los fósiles colectados en la formación Infierno e identificados por H. E. Vokes se transcriben en la tabla 2. Parece que la forma de mayor valor diagnóstico consiste en el *Patinopecten* n. esp. Ms. Durham, el que, según Durham, es representativo del Plioceno superior. Vokes opina que lo más probable es que todas las localidades apuntadas en la tabla 2 pertenezcan al Plioceno superior, con excepción de los números F24 y F26, las cuales puedan representar el Plioceno medio o superior. Según las relaciones observadas en el campo, estas dos últimas localidades se consideran provisionalmente como formando parte de la formación Infierno.

TABLA 2. FOSILES PROCEDENTES DE LA FORMACION INFIERNO (DEL PLIOCENO SUPERIOR)

Especie	Localidad								
	F10	F12	F14	F16	F21	F24	F25	F26	F28
<i>Dendraster excentricus</i> (Eschscholtz) var.									X
<i>Lytechinus</i> ? esp. (fragmento)									X
<i>Meoma ventricosa</i> Lamarck ?*									X
<i>Glycymeris</i> esp. indet. (molde rellenado)							X		
<i>Anadara</i> esp. indet. (molde rellenado)							X		
<i>Ostrea</i> cf. <i>angelica</i> Rochebrune							X		
<i>Ostrea</i> af. <i>cumingiana</i> Dunker**		X				X		X	
<i>Ostrea fischeri</i> Dall.	X								cf.
<i>Ostrea megodon</i> Hanley		X	X		X	X		X	X
<i>Ostrea vespertina</i> Conrad		X	X						
<i>Pecten bellus</i> Conrad n. subesp. ***									X
<i>Pecten</i> (<i>Nodipecten</i>) <i>subnodosus</i> Sowerby		X	X						
" <i>Pecten</i> " esp.	X								
<i>Aequipecten abietis</i> (Jordan y Hertlein)	X	X	X		X			X	X
<i>Aequipecten callidus</i> (Hertlein)		X							
<i>Aequipecten circularis</i> (Sowerby)		X					X		
<i>Aequipecten purpuratus</i> Lamarck					X		X	X	
<i>Aequipecten subdolosus</i> (Hertlein)						X			
<i>Patinopecten bakeri</i> (Hanna y Hertlein) af. n. subesp. Ms. Durham		X							
<i>Patinopecten</i> n. esp. Ms. Durham†	X		X		af.				X
<i>Patinopecten</i> esp. ††				X				X	
<i>Patinopecten</i> esp.			X						
<i>Placunanomia hannibali</i> Jordan y Hertlein		X	X				X		
<i>Cardita</i> esp. indet. (molde rellenado)								X	
<i>Chione</i> (<i>Lirophora</i>) esp. indet. (molde rellenado)								X	
<i>Corbula</i> esp. indet. (molde rellenado)								X	
<i>Panope</i> cf. <i>generosa</i> Gould (molde rellenado)								X	
<i>Turritella gonostoma</i> Valenciennes		af.			X			X	
<i>Crucibulum</i> esp. cf. <i>spinosum</i> (Sowerby)	X								
<i>Conus</i> esp. (molde rellenado)								X	
<i>Balanus</i> esp.		X							X

* Una especie del Atlántico, muy estrechamente relacionada con *Meoma grandis* Gray, que es del Pacífico.

** De mayores dimensiones y de forma más regular que cualquier ejemplar perteneciente a las colecciones recientes del Museo Nacional de los Estados Unidos.

*** Tiene 22 costillas radiadas en lugar de 15-17 y que son proporcionadamente más anchas y con extremidades más redondeadas. Los espacios intermedios de las válvulas izquierdas muestran una pequeña costilla, que es típica de *Pecten bellus* pero no aparece en *P. heimi* Hertlein, *P. hemphilli* Dall, etc.

† Una especie del Plioceno superior, según Durham.

†† Muy estrechamente relacionada con la forma del Plioceno superior que en esta tabla se denomina *Patinopecten* n. esp. Ms. Durham, aunque tiene únicamente 19-20 costillas en vez de 23-25.

El contacto geológico entre las formaciones Gloria e Infierno que fué planificado en el campo, puede que no coincida en todos los lugares con el límite temporal entre el Plioceno medio y el superior, tal como parece establecido por las colecciones fosilíferas procedentes de las dos formaciones. El contacto planificado se basó en todos los afloramientos observados de la discordancia entre las dos formaciones; donde no se vió ninguna línea divisoria se empleó únicamente la naturaleza litológica de las rocas, de manera que ciertas partes del contacto pueden muy bien atravesar los horizontes temporales. En la porción de tierra adentro, en la que tanto la formación Gloria como la Infierno (y probablemente también la Santa Rosalía) se cambian gradualmente en conglomerados no-marinos, prácticamente no pueden separarse estas formaciones. Por esta razón, en aquella porción los depósitos se han planificado sólo como "capas no diferenciadas del post-Boleo".

FORMACION SANTA ROSALIA (DEL PLEISTOCENO)

La formación pleistocénica Santa Rosalía está constituida por una arenisca fosilífera delgada y un conglomerado, que se presentan en la parte superior de las mesas existentes en la región de Santa Rosalía. Las capas fosilíferas, con toda probabilidad, cambian hacia tierra en un conglomerado no-marino. En ciertas partes del conglomerado fosilífero aparecen fragmentos de pómez, los que pueden representar la iniciación de la época de actividad volcánica de Tres Vírgenes, que ha continuado hasta tiempos recientes. La formación mencionada queda expuesta sólo en afloramientos aislados y diseminados, habiendo sido erosionada o recubierta por gravas recientes, que forman una cobertera sobre la superficie de las mesas. En unos cuantos sitios puede observarse una discordancia angular en la base de la formación Santa Rosalía.

Los fósiles procedentes de esta formación y determinados por H. E. Vokes se insertan en la tabla 3. Vokes asevera que el grupo colectado en la localidad F17 corresponde a una fauna pleistocénica. En cuanto a la localidad F9, dice que tanto las reliquias de dibujos coloreados conservados en algunos ejemplares, como los límites temporales conocidos de las pocas formas descritas con anterioridad y que se han señalado por Durham, sugieren que se trata de fauna del Pleistoceno. Dice también que la localidad F8 puede corresponder a fines del Plioceno o al Pleistoceno, siendo la más indicada la última edad por encontrarse reliquias obscuras de dibujos coloreados en las superficies de algunos de los ejemplares de *Aequipecten circularis*.

TABLA 3.—FOSILES PROCEDENTES DE LA FORMACION SANTA ROSALIA (DEL PLEISTOCENO)

Especie	Localidad		
	F8	F9*	F17
<i>Anadara (Larkinia) multicostata</i> (Sowerby).....		X	
<i>Ostrea cumingiana</i> Dunker.....	X		
<i>Ostrea cumingiana</i> Dunker o <i>jacobaea</i> Rochebrune.....			X
<i>Ostrea fischeri</i> Dall.....	X		
<i>Aequipecten circularis</i> (Sowerby)**.....	X		
<i>Aequipecten</i> cf. <i>purpuratus</i> (Lamarck).....			X
<i>Aequipecten</i> esp.....		X	
<i>Spondylus</i> cf. <i>princeps</i> Broderip.....			X
<i>Divaricella eburnea</i> (Reeve).....		X	
<i>Americardia biangulatum</i> (Sowerby).....		X	
<i>Dosinia (Dosinidia) ponderosa</i> (Gray).....			X
<i>Dosinia (Dosinidia)</i> n. esp.....		X	
<i>Chione fluctifraga</i> (Sowerby).....			X
<i>Chione succincta</i> (Valenciennes).....		X	
<i>Chione</i> esp. af. <i>kellettii</i> (Hinds).....		X	
<i>Megapitaria squalida</i> (Sowerby) (ejemplar inmaduro).....		X	
<i>Megapitaria aurantiacus</i> (Sowerby) n. subesp.....		X	
<i>Pitar</i> n. esp.....		X	
<i>Cerithium uncinatum</i> Gmelin.....		X	
<i>Crepidula</i> esp. (fragmentos).....		X	
<i>Nassarius</i> esp. (ejemplar inmaduro).....		X	
<i>Parametaria coniformis</i> (Sowerby).....		X	
<i>Oliva</i> cf. <i>venulata</i> Lamarck.....		X	
<i>Olivella</i> n. esp. ?.....		X	
<i>Terebra variegata</i> Gray.....		X	
<i>Bullaria</i> esp. (fragmentos).....		X	
<i>Balanus</i> esp.....		X	
Fragmentos de equinoides.....	X		

* En esta localidad se presentan también varios gasterópodos microscópicos que no se han estudiado aún.

** Los ejemplares muestran en sus superficies, reliquias poco perceptibles de dibujos coloreados.

RESUMEN DE LOS CAMBIOS DE FACIES

Los diferentes cambios de facies regidos por la costa abrupta y quebrada de las márgenes occidentales del Golfo de California, durante el Plioceno y el Pleistoceno, pueden describirse en resumen de la manera siguiente:

- 1) Formación Boleo del Plioceno inferior.
 - a) Conglomerado basal no-marino depositado sólo localmente, en derredor de las laderas empinadas.
 - b) Caliza basal marina depositada en la superficie irregular erosionada en las rocas volcánicas Comondú.

- c) Yeso depositado en depresiones aisladas en forma de cuencas de desecación.
 - d) Lentes conglomeráticas con estructura deltaica que van disminuyendo de espesor hacia el mar y cambian en areniscas; lentes sucesivamente de mayor altura estratigráfica cuyas porciones más gruesas van progresando de posición hacia el mar.
 - e) Sedimentación alternante normal de conglomerado y arenisca, que fué interrumpida cuando menos cinco veces por erupciones volcánicas explosivas, con la producción de capas tufáceas.
- 2) Formación Gloria del Plioceno medio.
- a) Conglomerado basal depositado sólo en ciertas localidades.
 - b) Arenisca marina que se adelgaza tierra adentro y cambia en conglomerado; va aumentando de espesor hacia el mar y cambia gradualmente en gruesas capas de limolitas y arcillas.
 - c) Conglomerado que disminuye de espesor mar adentro y va aumentando de potencia hacia tierra, cambiándose en una facies no-marina.
- 3) Formación Infierno del Plioceno superior.
- a) Arenisca marina que hacia tierra cambia en conglomerado.
 - b) Conglomerado que disminuye de espesor mar adentro, aumentando de potencia hacia tierra y cambiándose en una facies no-marina.
- 4) Formación Santa Rosalía del Pleistoceno.
- a) Arenisca y conglomerado marinos que probablemente cambian tierra adentro en conglomerado no-marino.

Muchos de los mencionados cambios de facies quedan ilustrados por la sección estratigráfica de la figura 5 y algunas de las líneas divisorias más notables entre las diferentes facies están señaladas en el mapa paleotopográfico, paleogeográfico y de facies que forma la figura 4. Estas líneas entre las facies muestran que, con excepción de ciertas pequeñas áreas, las orillas marinas sucesivamente más jóvenes iban progresando hacia el mar, progresión que se aplica todavía a la moderna orilla del Golfo. Esta emigración de la orilla marina en sentido de mar adentro se debió, en parte, a la acumulación de sedimentos en las llanuras costeras y ha sido acentuada por levantamientos sucesivos de la masa terrestre hacia el poniente. No pudieron obtenerse

suficientes datos para permitir delinear la orilla marina pleistocénica, pero parece que no se extendió a una posición tierra adentro más allá que la del Plioceno superior.

ESTRUCTURAS INICIALES DEBIDAS A LA TOPOGRAFIA SEPULTADA

RASGOS GENERALES

Las estructuras más sobresalientes de las formaciones pliocénicas y pleistocénicas son las que fueron producidas como resultado de la sedimentación sobre una superficie topográfica irregular. El piso del mar consistió en una superficie de erosión de fuerte relieve, esculpida en las rocas volcánicas Comondú y mientras que la región se encontraba todavía en la fase geomorfológica de fines de la juventud o principios de la madurez. Esta superficie irregular del basamento fué reconocida por Touwaide (1930, pp. 120, 123, 125) y por Locke (1935, p. 410), y otra muy parecida, modelada en las rocas Comondú debajo de los sedimentos pliocénicos, fué notada por Anderson (1941), durante su estudio de las islas del Golfo de California.

Como resultado de la sedimentación sobre dicho piso irregular, se originaron estructuras simulando anticlinales sobre los cerros originales y otras parecidas a sinclinales en los valles o cuencas anteriores. El hecho de que estas estructuras no se debieron a la deformación posterior puede apreciarse con claridad al observar los contactos basales de los sedimentos que descansan sobre las rocas Comondú. Puede demostrarse que las estructuras son paralelas a la topografía esculpida en las últimas rocas, las que no reflejan los pliegues que se hallan presentes en los sedimentos posteriores. La estructura de las rocas Comondú es, de hecho, completamente independiente de la mostrada por las capas suprayacentes, las que pueden tener echados más fuertes o suaves y, en ciertos lugares, aun en sentido opuesto.

Los pliegues no muestran ejes regulares y más o menos paralelos, como los debidos a fuerzas de compresión, sino que son irregulares y de forma dendrítica, reflejándose en ellos la orientación de los rasgos topográficos (cerros y valles) sobre los que se depositaron los sedimentos. En las márgenes de la principal masa terrestre pliocénica se observan manifestaciones señalando una red fluvial originaria de forma dendrítica, esculpida por erosión en las rocas Comondú, cuyos valles sumergidos para formar bahías fueron rellenados por sedimentos que muestran una estructura sinclinal, mientras que las crestas contiguas

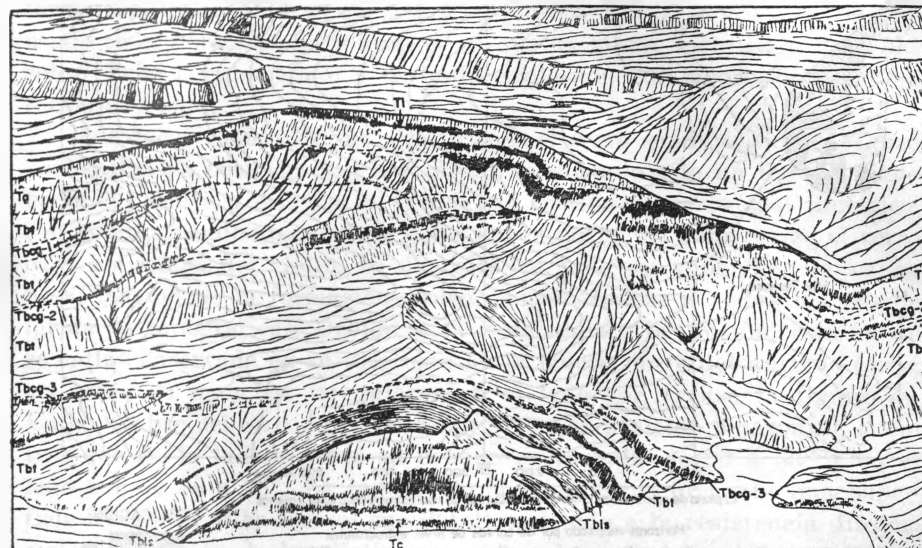
constituyeron salientes costeras quedando parcialmente fuera del mar, cuyas porciones sumergidas llegaron a ser cubiertas por sedimentos con estructuras iniciales en forma de anticlinales. Tal tipo de red fluvial se muestra en el mapa paleotopográfico correspondiente al borde izquierdo de la figura 4 y las estructuras resultantes se indican en las secciones A-A' y B-B' de la lámina 1, en derredor de su intersección entre sí y cerca de la mina Texcoco.

Los sedimentos inferiores concuerdan con las formas topográficas originarias de la manera más estrecha, pasando sobre las cumbres de las pequeñas lomas sepultadas, aunque se terminan en forma de cuña contra las laderas de los cerros más abruptos y de mayor altura. La caliza basal marina de la formación Boleo, de esa manera, muestra echados más fuertes (hasta de 30° o aun más) que los de las capas de mayor altura estratigráfica, por lo que a primera vista parece que experimentó un fuerte plegamiento, cuadro anónimo y erróneo puesto que las rocas subyacentes no muestran deformación alguna y los sedimentos suprayacentes tienen echados más suaves que el de la caliza. Las capas posteriores iban rellenando las depresiones y también terminaron en forma de cuña sobre las laderas de los cerros más altos, de manera que muestran en menor grado, sucesivamente, el efecto de la topografía originaria, aunque se presentan echados hasta de 10° o más en gran parte de la formación Boleo. Las formaciones posteriores a la Boleo señalan en grado todavía menor este efecto del piso irregular de sedimentación, porque durante el intervalo de erosión que siguió al depósito y levantamiento de la formación Boleo, los relieves altos de aquel tiempo fueron denudados parcialmente, rebajándose así una parte de esta formación. A pesar de los sucesos mencionados, aun los sedimentos más recientes demuestran el efecto de los rasgos topográficos más sobresalientes que caracterizaron la superficie esculpida en las rocas Comondú.

EJEMPLO DE UNA ESTRUCTURA ANTICLINAL ENCIMA DE UN CERRO SEPULTADO

Uno de los mejores ejemplos de estructuras anticlinales encima de los cerros sepultados puede ser observado en las cercanías de la mina Texcoco (coordenadas 3,000 N. y 3,000 W., lámina 1), en un tributario que entra al Arroyo del Boleo desde el sur. En aquel lugar, de naturaleza única y con gran fortuna para el geólogo, un arroyo moderno ha excavado su curso a través del centro de uno de los cerros sepultados de rocas Comondú, descubriéndose con claridad su estructura interna, la

superficie topográfica originaria y la influencia de ésta sobre la estructura de los sedimentos suprayacentes. Este cerro se muestra en el croquis anexo (figura 7) y la estructura queda indicada en el plano y las



EXPLICACION. Ti=Formación Inferno; Tg=Formación Gloria; Tbt=toba de la formación Boleo; Tbcg=conglomerado de la formación Boleo (numerado de 1 a 3 de arriba hacia abajo); Tbls=caliza de la formación Boleo; Tc=rocas volcánicas Comondú (expuestas en el cerro enterrado). Dibujado según una fotografía aérea oblicua tomada en dirección al oriente, hacia la mina Texcoco, en el lado sur del Arroyo del Boleo.

Figura 7. Croquis que muestra la estructura encima de un cerro sepultado.

secciones estructurales de la figura 8. El borde izquierdo del plano de la figura 8 muestra la distribución geológica de las rocas Comondú y

El mapa de curvas estructurales (figura 8) muestra la forma del anticlinal con eje inclinado que fué desarrollado sobre la continuación al oriente del cerro sepultado, así como el sinclinal, también con eje inclinado, que se halla inmediatamente al sur, estructura que fué producida por el depósito de sedimentos en un valle originario esculpido en las rocas Comondú y sumergido para formar una bahía. La inclinación hacia el oriente, tanto del anticlinal como del sinclinal, probablemente ha sido acentuada por un basculeo posterior, pero prácticamente todo el relieve estructural encontrado en una línea con dirección de norte a sur (como en las secciones A-A' y B-B' de la figura 8) puede atribuirse a las estructuras iniciales. Las ondulaciones menores de las curvas estructurales reflejan las irregularidades topográficas.

EJEMPLO DE UNA ESTRUCTURA SINCLINAL FORMADA EN UNA BAHIA

Una estructura sinclinal inicial formada por la sedimentación en la cabecera de una bahía, se halla expuesta de una manera espectacular en la barranca moderna situada a 1 kilómetro al poniente de la mina Texcoco. Esta estructura parece representar la continuación tierra adentro del mismo sinclinal descrito y que se muestra en las extremidades sur de las figuras 7 y 8. En la figura 9 se presentan un mapa geológico-topográfico y secciones estructurales de este sinclinal. En la localidad mencionada el valle originario excavado en las rocas Comondú tuvo costados empinados y fué profundo, mostrando todos los aspectos de la fase juvenil del citado ciclo de erosión. Al sumergirse en el Golfo para formar una bahía, este valle recibió sedimentos de la formación Boleo sólo en su parte más profunda, terminándose las capas en cortas distancias y contra las laderas empinadas, en particular en la extremidad superior u occidental de la bahía. Acantilados esculpidos en las rocas Comondú y que probablemente nunca llegaron a ser cubiertos por las aguas marinas se levantan notablemente a ambos lados de los sedimentos Boleo y por encima de éstos, relación debida en su totalidad a la topografía originaria y no a la deformación o plegamiento posterior. Esta situación geológica bastante rara, esto es, la presencia de rocas antiguas levantadas por encima de las más jóvenes sin que haya tomado parte alguna la deformación posterior, se encuentra repetida en muchas partes de la región.

El eje del valle está seguido por una estructura sinclinal brusca constituida por rocas de la formación Boleo y que muestra fuertes echados, tanto en su lado norte como el sur (véanse las secciones de la figu-

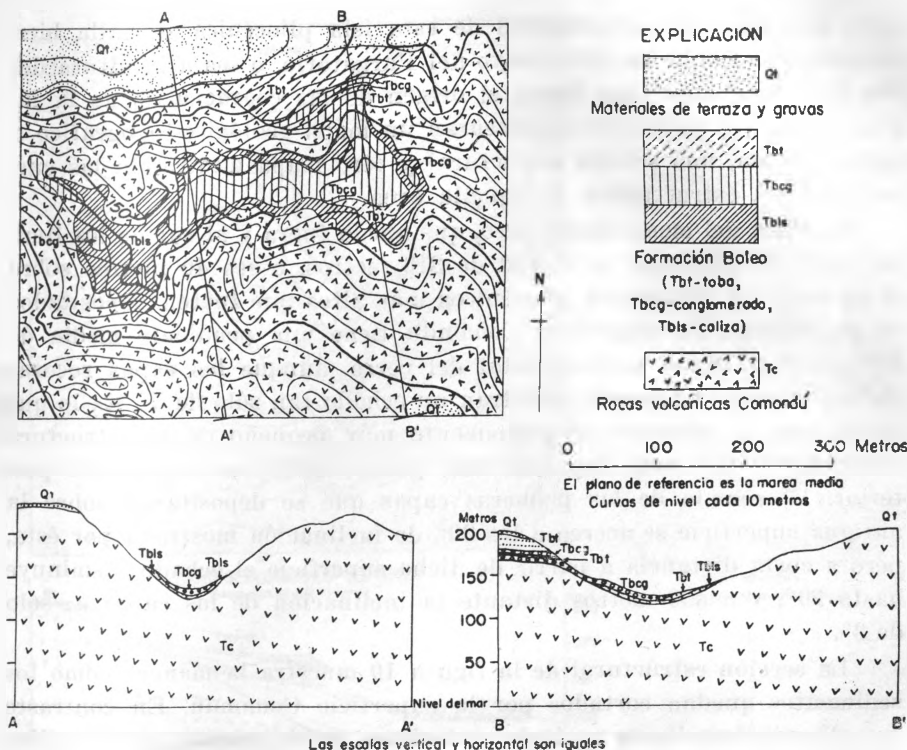


Figura 9. Plano geológico-topográfico y secciones estructurales que muestran la estructura sinclinal formada en una bahía.

ra 9). En esta localidad los sedimentos Boleo consisten de la caliza basal, un conglomerado suprayacente y una delgada capa intercalada de toba. El conglomerado contiene detritos angulares y poco clasificados, los que tuvieron su origen, con toda probabilidad, en la misma localidad y fueron derivados de los antiguos costados de la barranca. Es muy impura aun la caliza misma, conteniendo alta proporción de material clástico.

EJEMPLO DE LA ESTRUCTURA CERCANA A UNA ISLA

Un notable ejemplo de la estructura producida en las cercanías de una isla de rocas Comondú, lo proporciona el Cerro de Juanita, pues muestra la manera en que las capas sucesivamente más altas, estratigráficamente, traslapan las laderas de este cerro y terminan en forma de

cuña. La vertiente norte-oriental de esta isla pliocénica se halla bien expuesta en el lado sur del Arroyo del Purgatorio, o sea a la altura del tiro San Francisco (que forma el origen de las coordenadas de la lámina 1). En la figura 10 se presentan un mapa geológico-topográfico a grande escala, una sección estructural y otro mapa mostrando las curvas de nivel estructurales de aquella área.

La cima del mencionado cerro, que queda fuera y al sur de los límites del plano, alcanza la altitud de 310 metros, o sea 40 metros sobre el nivel de los sedimentos pliocénicos más altos que fueron depositados en sus flancos. La superficie Comondú tiene una pendiente media de 30° en la vertiente norte-oriental del cerro, aunque las capas rocosas de la formación Comondú muestran un echado tan sólo de 5° E., lo que indica que únicamente un componente muy pequeño de la estructura existente en las rocas suprayacentes puede atribuirse al basculeo posterior. El echado de las primeras capas que se depositaron sobre la antigua superficie se acerca a los 30° de inclinación mostrada por ésta, pero a corta distancia a partir de dicha superficie el echado disminuye hasta 20° , y a 300 metros distante la inclinación de las capas es sólo de 3° .

La sección estructural de la figura 10 muestra la manera como los sedimentos quedan cortados por la superficie Comondú. En contraste con el cerro descrito en capítulos anteriores, en el presente caso la caliza Boleo desaparece en algún lugar debajo del conglomerado número 3 y no se muestra en la sección. En la línea de la sección mencionada la parte superior de este conglomerado termina en forma de cuña a una altitud de 85 metros, aunque en otros lugares alcanza mayores alturas. El conglomerado número 2 asciende lentamente al acercarse a la superficie Comondú, sobre la que descansa por una distancia de 60 metros, antes de que se termine por completo a una altura de 200 metros sobre el nivel del mar. Las capas superiores, entonces, terminan sucesivamente y de la misma manera, esto es, contra la ladera de la antigua isla.

La sección estructural mencionada se basa en datos más abundantes que en otros muchos casos. El conglomerado número 2 se ve bien expuesto en toda la línea de sección y se conoce con precisión la estructura de la parte superior del conglomerado número 3, por los datos obtenidos en las labores mineras. El último horizonte se empleó al preparar el plano estructural de la figura 10. Sólo se ha proyectado aquella parte de la sección estructural que se halla bajo la porción superior del con-

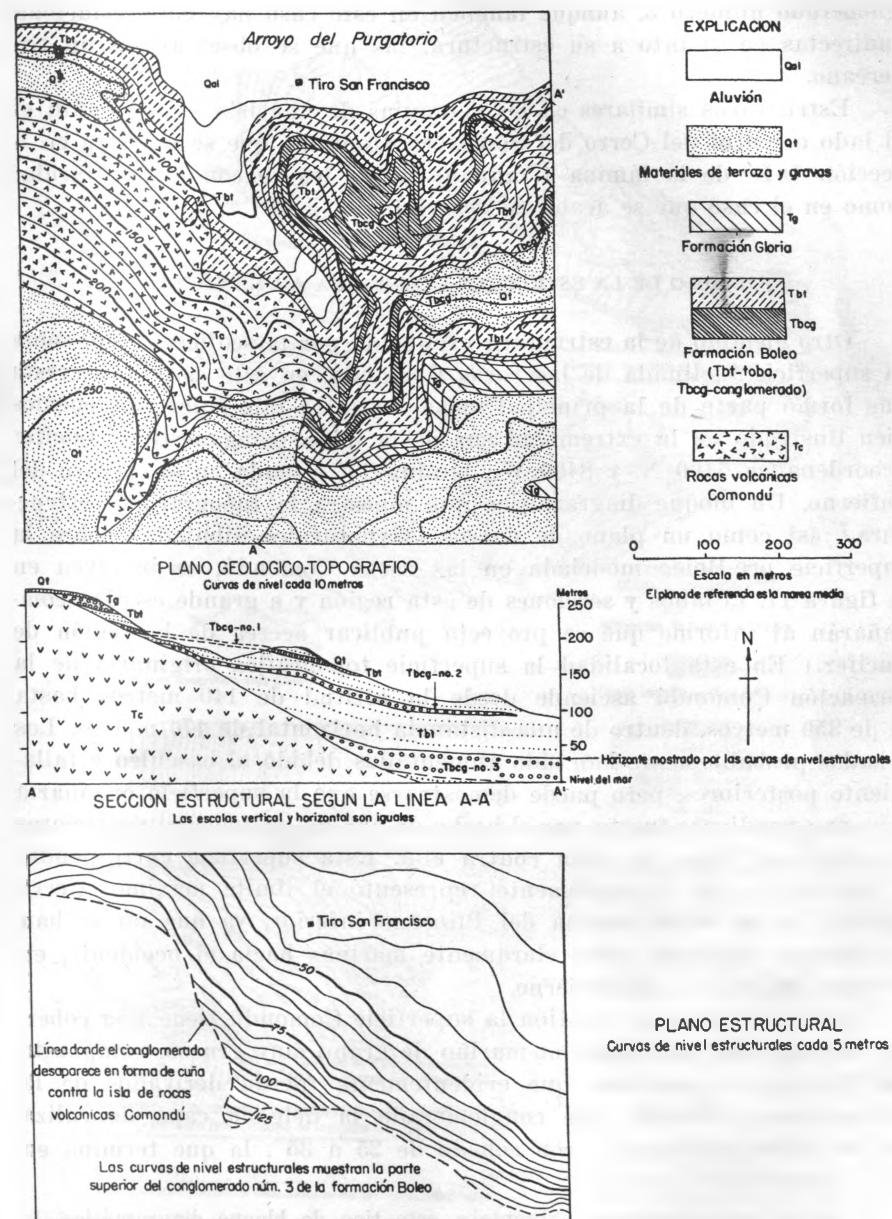


Figura 10. Plano geológico-topográfico y sección y plano estructurales que muestran la estructura formada cerca de una isla de rocas volcánicas Comondú.

glomerado número 3, aunque también en este caso hay manifestaciones indirectas en cuanto a su estructura, las que se observan en un tiro cercano.

Estructuras similares en las cercanías de una isla se presentan en el lado oriental del Cerro del Sombrero Montado, que se muestra en la sección D-D' de la lámina 1, aunque no se les ve con tanta claridad como en el caso que se acaba de describir.

EJEMPLO DE LA ESTRUCTURA CONTIGUA A UNA CRESTA

Otro ejemplo de la estructura producida por la sedimentación sobre la superficie inclinada de las rocas Comondú, en este caso una cresta que formó parte de la principal masa terrestre pliocénica, lo tenemos bien ilustrado en la extremidad sur de la mina manganesífera Lucifer (coordenadas 5100 N. y 8400 W., lámina 1), situada en el Arroyo del Infierno. Un bloque diagramático que muestra la topografía y estructura,⁷ así como un plano de curvas estructurales dibujadas sobre la superficie pre-Boleo modelada en las rocas Comondú, se incluyen en la figura 11. (Planos y secciones de esta región y a grande escala acompañarán al informe que se proyecta publicar acerca de la región de Lucifer.) En esta localidad la superficie topográfica originaria de la formación Comondú asciende desde la altitud de 140 metros hasta la de 350 metros, dentro de una distancia horizontal de 470 metros. Los echados probablemente han sido aumentados debido al basculeo y fallamiento posteriores, pero puede demostrarse que la superficie originaria tuvo una pendiente fuerte, por el hecho de que los sedimentos posteriores terminan en forma de cuña contra ella. Esta superficie correspondió a una cresta que probablemente representó el límite máximo, tierra adentro, de la orilla marina del Plioceno inferior, ya que no se han encontrado ningunas capas claramente marinas hacia el occidente, en el curso del Arroyo del Infierno.

En la localidad en cuestión la superficie Comondú tiene una cobertura de conglomerado basal no-marino de grano muy grueso, compuesto por fragmentos angulares que evidentemente fueron derivados de la cresta misma. Recubre este conglomerado la delgada capa de caliza marina antes mencionada, con echado de 25 a 35°, la que termina en

⁷ Debido a la distorsión inherente a este tipo de bloque diagramático, la escala horizontal de la sección A-A' se ha hecho un poco más grande (hasta un 18 por ciento) que la escala vertical, por lo que los echados aparecen ligeramente más suaves que lo que en realidad son. Sin embargo, el efecto no es muy notable.

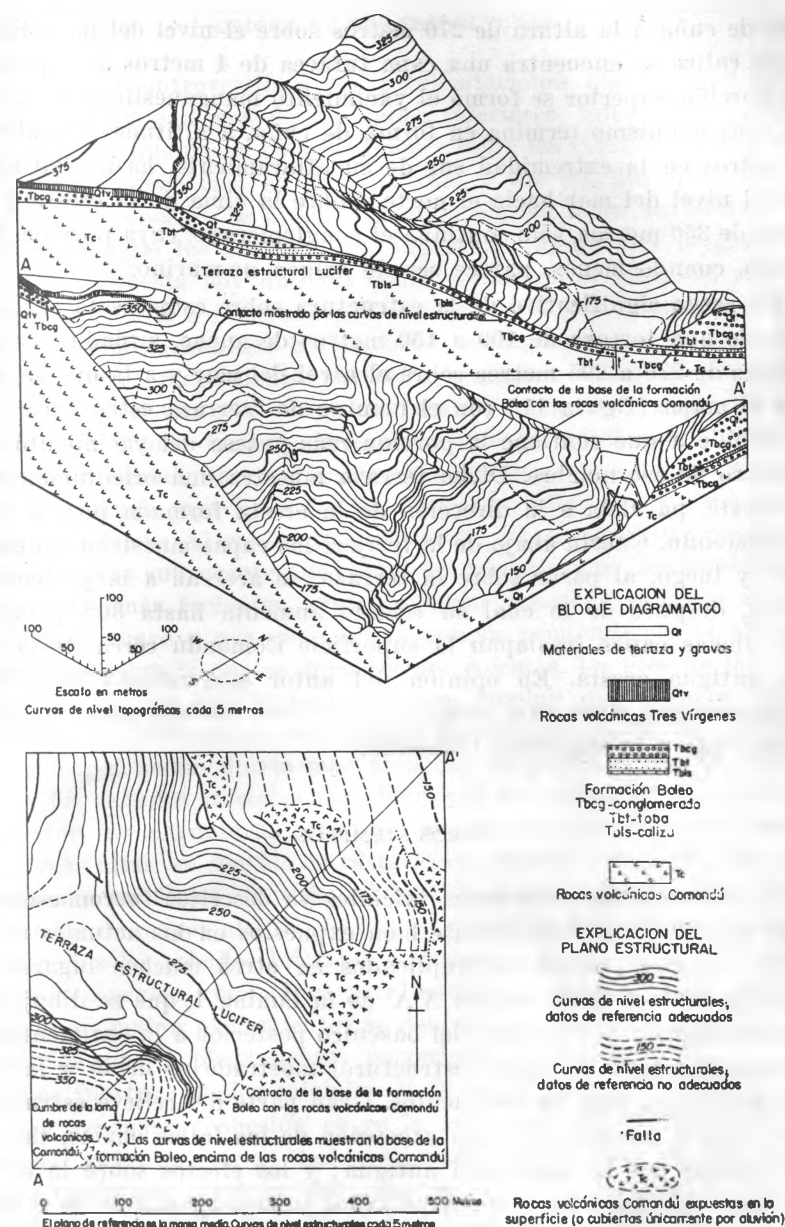


Figura 11. Bloque diagramático y plano estructural que muestran la estructura adyacente a una cresta de rocas volcánicas Comondú.

forma de cuña a la altura de 270 metros sobre el nivel del mar. Encima de esta caliza se encuentra una capa tufácea de 4 metros de espesor, en cuya porción superior se formó el yacimiento manganesífero de Lucifer. Esta toba asimismo termina en forma de cuña, a altitudes variables de 285 metros en la extremidad sur de su afloramiento, hasta 320 metros sobre el nivel del mar hacia el norte. Sobre la cima de la cresta y a la altitud de 350 metros, sólo continúa el conglomerado, cuya porción tierra adentro, cuando menos, parece ser de origen no-marino.

Un rasgo significativo de la estructura sobre esta cresta es la presencia de una terraza de 100 a 150 metros de ancho, situada a alturas variables de 270 a 295 metros sobre el nivel del mar y a la que se designa en el mapa (figura 11) con el nombre de "terrazza estructural Lucifer", debido a que contiene la porción más gruesa del yacimiento manganesífero de ese nombre. Dicha terraza muestra una orientación hacia el noroeste, paralela a la dirección de la cresta formada por la superficie Comondú. Cuesta abajo de la terraza las capas muestran un echado de 30° y luego, al pasar sobre la terraza, se acercan a la posición horizontal, después de lo cual su echado aumenta hasta 30° y más en donde dichas capas traslapan la superficie Comondú cerca de la cima de la antigua cresta. En opinión del autor esta terraza estructural fué desarrollada sobre otra originaria (tal vez cortada por el oleaje?) perteneciente a la superficie Comondú.

OTROS EJEMPLOS

Los ejemplos de estructuras iniciales ya descritos fueron escogidos porque se hallan particularmente bien expuestos en los actuales afloramientos, aunque pueden ser duplicados en otros muchos lugares. En la porción central de la sección A-A' de la lámina 1, que se dibujó casi en ángulo recto a la dirección del basculeo posterior a la sedimentación, prácticamente todo el relieve estructural mostrado se debió a la topografía originaria bajo los sedimentos. Gran parte del relieve estructural indicado en la sección B-B', con excepción de las fallas obvias, también fué originada por la topografía antigua; y los efectos sobre la estructura actual debidos a los cerros sepultados pueden apreciarse en el borde derecho de las secciones C-C' y D-D', las que también muestran los resultados del basculeo y fallamiento posteriores a la formación de los sedimentos.

ORIGEN DE LAS ESTRUCTURAS

Parecen incontrovertibles las manifestaciones que indican que la estructura cuando menos de las capas inferiores, tales como la caliza basal marina y que pasan completamente sobre las cumbres de los cerros sepultados, se debe casi en su totalidad a los echados iniciales. Por ejemplo, este concepto se aplica sin duda alguna a los anticlinales formados encima de los cerros cuya superficie topográfica originaria se halla bien expuesta hoy día, tal como sucede en el caso del cerro ya descrito en detalle e ilustrado por las figuras 7 y 8. Si se supone que estuvieran originariamente horizontales las capas y que el domo fuera formado por el plegamiento posterior, entonces habrían que haberse plegado también tanto la antigua superficie topográfica como las capas subyacentes, o bien tendrían que mostrarse los efectos de un deslizamiento o arrugamiento en el contacto entre las capas superiores plegadas y la antigua superficie, condiciones todas ellas que no se observan en ninguna parte. Al contrario y de hecho, en el ejemplo ilustrado las capas antiguas subyacentes se hallan en posición casi horizontal, mientras que las más recientes, suprayacentes, muestran echados variables de fuerte a suave y que concuerdan con la pendiente de la superficie topográfica sobre la que se depositaron. Además, los ejes de las estructuras iniciales de sedimentación tienen rumbos que forman variados ángulos con la orientación regional de los estratos, hecho que concuerda con un origen sedimentario más bien que de deformación. Otra prueba de que los echados iniciales más bien que los plegamientos posteriores originaron las estructuras actuales, consiste en que las capas sucesivamente más altas, en sentido estratigráfico, muestran echados más suaves y terminan en forma de cuña al traslapar las laderas de los centros sepultados de mayor altitud. Según se discutirá más adelante, han sido modificados los echados iniciales y aumentados por deformaciones posteriores (basculeo, combadura y fallamiento), pero las mayores estructuras que simulan plegamientos se debieron a los echados iniciales sedimentarios y no a plegamientos posteriores de compresión.

Los fuertes echados iniciales de la caliza basal tuvieron su origen en una verdadera cohesión entre la superficie de sedimentación y el material calcáreo que se iba precipitando sobre ella. De esta manera, según Twenhofel (1939, p. 496), pueden formarse echados iniciales hasta de 90° en los depósitos de travertino y se sabe también que hoy día se van acumulando cienos calcáreos en ciertas laderas submarinas muy inclinadas. Los echados iniciales de los sedimentos clásticos quedan

dentro de los límites del ángulo de reposo subácueo, tales como se han determinado experimentalmente por varios investigadores. Hace más de un siglo que Rozet (1835) demostró por experiencias de laboratorio que capas sedimentarias normales pudieron formarse bajo el agua sujeta a la agitación, en planos inclinados hasta de 30° , opinando a la vez que los depósitos químicos probablemente podrían acumularse en planos aun más pendientes. Thoulet (1887, p. 47) asevera que una inclinación de 41° es la máxima a la que pueden quedarse en reposo los sedimentos elásticos, y dice De Lapparent (1906, p. 251) que las capas marinas pueden formarse con echados hasta de 35° . En años más recientes M. B. Draper (citado por Twenhofel, 1932, pp. 604-605) comprobó que el echado inicial subácueo máximo de sedimentos arenosos es variable de 33° para granos redondeados finos, hasta 43° para granos gruesos mixtos, esto es, angulares y subangulares; en cuanto a los granos de tamaño mediano el echado es variable de 35° para los redondeados, hasta 38° para los angulares. Los echados iniciales que se atribuyen a las capas clásticas de la región de Santa Rosalía alcanzan hasta 30° en ciertas localidades, pero es más común una variación entre 3 y 20° .

EFFECTOS DE LA CONSOLIDACION DIFERENCIAL

Parece muy probable que los efectos de la compacción o consolidación diferencial se hallen sobrepuestos a los echados iniciales de la región de Santa Rosalía, aunque en comparación con éstos se cree que son de menor importancia y no pueden ser la única causa de las estructuras actuales. Por ejemplo, la consolidación diferencial seguramente no pudo haber producido un relieve estructural de 200 metros en la capa caliza basal, que tiene sólo de 1 a 5 metros de espesor. La consolidación afecta principalmente las loditas y otros sedimentos de grano fino, pero no es posible que haya tenido gran importancia en cuanto a los conglomerados o areniscas tufáceas de la formación Boleo. Puede haberse efectuado una consolidación considerable en las tobas arcillosas, aunque esto no es de mucha importancia porque dichas tobas constituyen una proporción muy pequeña de la sucesión estratigráfica completa. Los principales efectos de la consolidación diferencial, probablemente radican en una ligera acentuación de los echados iniciales y, en particular, en transmitir la influencia de la topografía sepultada a las porciones superiores de la sucesión sedimentaria suprayacente.

Los aspectos cuantitativos de la consolidación diferencial han sido considerados por Hedberg (1926, 1927, 1936), Rubey (1927a, 1927b), Athy (1930, 1934), Trask (1931) y otros investigadores. Nevin y Sherrill (1929) han demostrado por experiencias de laboratorio la naturaleza de los pliegues que pueden ser producidos por la consolidación diferencial, y Nevin (1942, pp. 197-204) presenta un amplio resumen de todos los datos relativos a la materia en cuestión. En uno de los capítulos más adelante se citarán otras referencias acerca de este problema, al tratar de las estructuras de la región mediocontinental de los Estados Unidos. Debe hacerse hincapié en que las pruebas utilizadas en el reconocimiento de los pliegues debidos a la consolidación, según fueron descritas por Nevin y Sherrill (1929), o bien los pliegues "supratenués", como posteriormente se describieron por Nevin (1942, p. 46), tales como el adelgazamiento de los estratos sedimentarios encima de los cerros sepultados y el mayor grado de plegamiento a la profundidad, pueden ser aplicadas, asimismo, a todas las estructuras iniciales, tanto debidas a la consolidación diferencial como a otros procesos. Según lo ha sugerido Nevin, la consolidación diferencial combinada con el flujo del material en estado sólido, en sentido cuesta abajo de las partes altas sepultadas, indudablemente producirá o acentuará un pliegue supratenué; pero el mismo tipo de pliegue podría ser originado sólo por la sedimentación originaria. Por otra parte, parece que una topografía inicial de relieve suficiente para originar un pliegue de consolidación, deberá producir en los sedimentos un echado inicial apreciable, antes de que se verifique consolidación alguna.

Las estructuras iniciales a lo largo de la costa del Golfo de California se asemejan algo a las estructuras producidas por Nevin y Sherrill (1929) en sus experimentos instructivos de laboratorio, dedicados a ilustrar los efectos de la consolidación diferencial encima de los cerros sepultados. La principal diferencia radica en que en la región del Golfo las capas inferiores pasan completamente por encima de las cumbres de algunos de los cerros sepultados, así indicando con claridad la existencia de echados iniciales y sin que importara la cantidad de consolidación que haya habido con posterioridad. Por otra parte, parece que los experimentos de Nevin y Sherrill fueron llevados a cabo bajo condiciones en las que las capas se depositaron originariamente en una posición casi horizontal o sin echado inicial apreciable. Aun cuando esto sirviera admirablemente al objeto de los experimentos, o sea el de demostrar los efectos posibles causados sólo por la consolidación diferencial, no debería llegarse a la conclusión de que la mayor parte de la

estructura que se presente encima de un cerro sepultado (con excepción de los efectos de la deformación posterior) se debe ordinariamente a la consolidación diferencial, sino que puede ser el efecto de los echados originarios. En los mencionados experimentos Nevin y Sherrill dejaron asentarse arcillas en un tanque de piso plano, sobre el que se habían edificado pequeñas "lomas" de yeso, agitando el agua suficientemente para evitar que los sedimentos se apilaran sobre las cumbres y, a la vez, para causar la formación de horizontes planos. Así es que los experimentos evidentemente se aplican a una región de sedimentación exclusivamente de arcillas sujetas al fuerte oleaje. Según se demostrará en el capítulo siguiente, estas condiciones, en particular, son las menos indicadas para la formación de echados iniciales en laderas empinadas, mientras que ciertos otros ambientes los favorecen de manera notable.

En realidad, los procesos de consolidación diferencial y sedimentación con echado inicial se verifican indudablemente en combinación y debería ser difícil, en cuanto a una capa determinada situada muy por encima de la topografía sepultada, determinar cuáles hayan sido los componentes exactos correspondientes a cada uno de estos dos procesos. Sin embargo, en dondequiera que la misma superficie antigua se halle bien expuesta en afloramientos, generalmente debería ser posible observar si las capas inferiores, cuando menos, han sido depositadas con una inclinación inicial paralela a esa superficie, o si se acumularon en una posición horizontal y terminaron al llegar a ella. Es probable que la mayoría de los depósitos sedimentarios quedan colocados entre los extremos señalados. En vista de que hay una tendencia a sedimentarse mayor volumen de materiales en las cuencas que sobre los cerros, el echado de cada capa sucesiva partirá un poco más del ángulo de la ladera originaria e irá acercándose a la posición horizontal. Este proceso seguiría, indudablemente, hasta que a cierta altura sobre la superficie sepultada se depositaran capas casi horizontales. Sin embargo, si la sucesión estratigráfica contuviera capas susceptibles de una consolidación apreciable, habría una tendencia de mantener la forma general de la antigua topografía, por la mayor consolidación que se efectuaría por encima de las cuencas, permitiendo que la superficie irregular bajo los sedimentos se reflejara a mayores alturas que debido sólo a la sedimentación inicial.

FACTORES QUE INFLUYEN EN LA FORMACION DE ECHADOS INICIALES

Los factores de mayor importancia para la formación de echados iniciales en capas marinas, probablemente son los siguientes: 1) la naturaleza de los sedimentos; 2) el grado de agitación del agua; 3) la

velocidad a la que procede la sedimentación; 4) la velocidad de sumersión bajo el agua; y 5) la naturaleza de la topografía originaria sobre la que se van acumulando los sedimentos. Las arcillas son los materiales menos indicados para depositarse en las laderas empinadas y se distribuyen con más facilidad por la acción del oleaje y las corrientes marinas. Entre los demás sedimentos clásticos, tienden a quedarse en los planos subácueos más inclinados los granos de mayor tamaño y angularidad. Los depósitos calcáreos, así como probablemente ciertos otros sedimentos químicos, por lo que se observa pueden pegarse a superficies empinadas debido a su cohesión y la fácil y temprana induración del material mismo, según lo comprueban los depósitos que hoy día se presentan con fuertes echados en las laderas de arrecifes coralinos. Una fuerte agitación del agua retardaría la sedimentación en tales sitios, desde luego, pues originaría la remoción y redistribución del material. El grado de agitación del agua dependería de factores tales como son: la forma de la orilla marina, las dimensiones del cuerpo ácuo, la distancia a la costa, la profundidad del agua, la naturaleza de las corrientes y otras varias condiciones oceanográficas.

El depósito rápido de sedimentos tendería a restringir su redistribución por la acción del oleaje o de las corrientes y favorecería el desarrollo de echados iniciales. La sumersión rápida de la costa probablemente también favorecería la formación de estructuras iniciales, en el sentido de que los sedimentos podrían depositarse simultáneamente, tanto sobre las partes altas como en las depresiones topográficas, y se acumularía un espesor considerable de sedimentos antes de que se estableciera un "perfil de equilibrio". Desde luego, la naturaleza de la topografía originaria es el factor primario que determinaría la inclinación del echado inicial que se desarrollara. Si la agitación del agua no es muy violenta, parece que podrían acumularse los sedimentos en cualquier plano inclinado que no sobrepasara del ángulo de reposo subácueo para el tipo de material que se fuera depositando. Sin embargo, en las laderas de mayor inclinación los sedimentos tal vez no podrían acumularse, por lo que quedarían restringidos a ciertos límites los echados iniciales. Por ejemplo, Dake y Bridge (1932, p. 646) averiguaron que en derredor de los cerros precámbricos de las Montañas Ozark, los echados de las capas suprayacentes se aproximan a las pendientes de las laderas, a menos que excedan de 35°, en cual caso los sedimentos que las traslapan muestran poco o ningún echado, aparentemente porque no pudieron acumularse sobre ellas, sino que se deslizaron faldas abajo hasta detenerse en las partes de menor pendiente.

Casi todas las condiciones de sedimentación existentes en la región de Santa Rosalía durante el Plioceno, parecen haber sido favorables a la acumulación de sedimentos en las laderas empinadas y sin ninguna redistribución apreciable. Es evidente que una topografía irregular fué sumergida con suficiente rapidez, para que la misma capa pudiera ser depositada simultáneamente sobre las cumbres de las lomas sepultadas de menor tamaño y en los valles contiguos, puesto que el depósito basal es de naturaleza calcárea y debido a su cohesión, pudo adherirse a las laderas muy pendientes. Luego se fueron acumulando sedimentos clásicos predominantemente de grano grueso, que con toda probabilidad experimentaron una acción mínima del oleaje. En el Golfo de California esta acción es generalmente de menor eficacia que en el mar abierto, y en la región de Santa Rosalía durante el Plioceno, fué aun más suavizada por el efecto protector de las islas y bahías. De todas maneras, claro está que la agitación del agua en la región descrita no fué lo suficiente para evitar que los sedimentos se acumularan sobre las laderas inclinadas de la topografía sepultada.⁸

ESTRUCTURAS INICIALES DESCRITAS DE OTRAS REGIONES

Parece que son poco numerosas las descripciones de estructuras debidas principalmente a echados iniciales de capas marinas y que se presentan en otras regiones, aunque tales estructuras indudablemente son bastante comunes en depósitos terrestres y volcánicos. Sin embargo, se han publicado suficientes datos obtenidos en localidades esparcidas para indicar que los sedimentos marinos con fuertes echados no sólo pueden formarse en planos inclinados iniciales, sino que de hecho se han formado en tiempos pasados y son particularmente abundantes en calizas. Algunas de las primeras descripciones publicadas se refieren a las manifestaciones encontradas en los flancos de arrecifes coralinos. Chamberlin (1877, p. 366), al describir los arrecifes silúricos del Estado de Wisconsin, menciona echados hasta de 54° en las cercanías de los arrecifes, aunque Grabau (1903, pp. 341-342) asevera que son los más comunes los echados variables de 28 a 34°, los que se van disminuyendo rápidamente

⁸ Algunos de los estratos que toman parte en las estructuras iniciales descritas de la región de Santa Rosalía, pudieron haber tenido un origen no-marino, según se ha discutido al referirse al origen de la formación Boleo, por lo que a éstos no se les aplica lo relativo a la agitación del agua. Sin embargo, cuando menos la porción inferior de la sucesión estratigráfica, incluso la caliza basal de fuertes echados, seguramente fué de origen marino, según lo demuestra la presencia de animales fósiles del mar.

hasta 18° a poca distancia de los arrecifes. Este último geólogo (1903, p. 339) describe, además, los arrecifes del Devónico medio que se encuentran en el Estado de Michigan, diciendo que las capas clásticas muestran echados de 28° en las laderas de los arrecifes, disminuyendo rápidamente hasta 14° y luego y de manera más gradual, hasta 2°, que representa el echado normal de los estratos de aquella región. Cumings y Shrock (1926, 1928) describen numerosos arrecifes silúricos del Estado de Indiana, en los que en ciertas localidades las capas inclinadas de sus flancos que miran hacia el antiguo mar y se apoyan en el macizo central, muestran echados variables de 30 a 65°. Las capas pérmicas que contienen arrecifes y se presentan en las Montañas Guadalupe de la porción occidental de Texas y la oriental de Nuevo México, buzan de 10 a 30°, a medida que van ascendiendo fuera de las cuencas contiguas; estos echados se han interpretado como debidos en gran parte a la sedimentación originaria, aunque hoy día se hallan ligeramente cambiados por un basculeo posterior (King, 1942, pp. 636-640).

En la descripción del cuadrángulo de Foxburg, Estado de Pensilvania, Shaw y Munn (1911, p. 40) atribuyen los pliegues al depósito inicial, en parte, aseverando que los plegamientos irregulares y anchos que allí se presentan son el producto: "1) de las irregularidades de la superficie sobre la que se acumuló cada capa; 2) el asentamiento diferencial; y 3) las combaduras verificadas en varias épocas después de su formación." En un estudio más reciente Shaw (1918) describe unas cuantas localidades del Estado de Pensilvania en las que, según piensa este autor, se formaron sinclinales iniciales en las antiguas cuencas. En este mismo estudio se hace notar que los depósitos calcáreos parecen experimentar una induración más rápida que los de constitución arenosa o arcillosa (factor que probablemente permite la formación en calizas de echados más fuertes que en las rocas clásticas).

Echados cuacuaversales iniciales encima de lomas y cerros redondeados y pertenecientes a una superficie precámbrica sepultada, fueron notados por Mather (1918), quien describe diversos ejemplos encontrados en las calizas ordovícicas de la porción oriental de la Provincia de Ontario. La región de la Serranía de Baraboo, Estado de Wisconsin, representa un ejemplo bien conocido de islas formadas por rocas precámbricas y rodeadas por sedimentos paleozoicos, lo que ha traído como resultado que el término "baraboo" haya sido aplicado a veces a lomas o islas de otras regiones y que en un tiempo fueron sepultadas bajo sedimentos y luego expuestas de nuevo a la erosión (Mansfield, 1908, p. 291; Powers, 1931, p. 118). Según Wanenmacher *et al* (1934, p. 3), en las

cercanías de las antiguas islas de Baraboo los sedimentos cámbricos muestran echados iniciales hasta de 15° ó más. Fisher (1938) menciona manifestaciones que indican que fué depositada con un echado inicial de 5° una dolomita lutítica silúrica, que recubrió una loma ordovícica en las cercanías de Joliet, Estado de Illinois. Las estructuras locales de las "Capas Rojas" pérmicas de las Montañas Wichita del Estado de Oklahoma fueron atribuidas por Taff (1904, p. 72) a echados iniciales, y L. S. Brown (1934, pp. 1249-1267) cita evidencias que demuestran la existencia de suaves echados iniciales en la llanura costera del Golfo de México, en los Estados de Louisiana y Texas.

Twenhofel (1932, pp. 604-606) discute las condiciones que son propicias para la formación de echados iniciales y describe varios ejemplos de éstos, tanto de los sedimentos modernos como de los antiguos. Un examen detenido de los echados de los sedimentos modernos ha sido publicado por Walther (1894, pp. 633-636), quien proporciona diversos ejemplos encontrados en los arrecifes coralinos, frentes de deltas, islas volcánicas y a lo largo de orillas marinas abruptas. Según Studer (1836, p. 699), las capas existentes en un delta del Lago Lungern, en Suiza, tienen inclinaciones hasta de 35° , y Thoulet (1887, p. 54) asevera que un delta del Lago Brienz muestra una pendiente frontal hasta de 30° . Forchhammer (1841, p. 24) ha observado que en la costa de Dinamarca se encuentran playas arenosas con pendientes variables de 6 a 14° y otras de gravas con inclinaciones hasta de 25° . Thompson (1937, pp. 739-740), quien hizo 1,200 mediciones de las inclinaciones de playas y laminillas sedimentarias en la porción occidental de los Estados Unidos, encontró que el 57 por ciento de las laminillas existentes en las porciones inferiores de las playas tenían echados de 16° o más, en comparación con 3 por ciento de las correspondientes a las partes superiores de ellas. También observó que en 200 mediciones de las pendientes frontales de deltas y barras arenosas pertenecientes a charcas sujetas a la marea, era de 28° la inclinación máxima media. Ha sido descrita por Eardley (1938, pp. 1408-1411) la sepultura de islas en el fondo del Gran Lago Salado, Estado de Utah, con la consecuente formación de estructuras anticlinales. La sedimentación sobre una topografía irregular sumergida en el Golfo de Maine queda ilustrada por los numerosos perfiles brazagramétricos de Murray (1947). Este investigador asevera que en ciertos sitios en donde la existencia de un doble fondo sugiere que se va progresando la sedimentación, la inclinación de la superficie reflectora superior (que se supone pertenece a los sedimentos) puede mostrar una

variación de 20 a 70 por ciento (de 11 a 35°). Parece muy probable que estos ángulos representen los echados iniciales de los sedimentos.

Se ha dado énfasis a los ejemplos citados en los párrafos anteriores, de fuertes echados iniciales de sedimentos modernos, porque aportan datos acerca del origen de las estructuras de que nos estamos ocupando, pero esto no implica, ni debería suponerse, que sean tan inclinadas, por lo general, las superficies submarinas de sedimentación. Al contrario, las pendientes frontales de los grandes deltas acumulados encima de la plataforma continental tienen un promedio sólo de 0.7 por ciento ($0^\circ 25'$), según Shepard (1941, p. 1873), quien dice que la pendiente media de las porciones más inclinadas de 500 perfiles levantados por él, del talud continental en derredor de todas las masas terrestres del mundo, es sólo de 8.6 por ciento ($4^\circ 55'$).

Los domos bien conocidos que fueron formados sobre los cerros sepultados de la región "Mediocontinental", en particular en los Estados de Kansas y Oklahoma, han atraído mucho la atención de los geólogos debido a su importancia para la geología petrolera. El origen de estos domos ha sido el objeto de controversias considerables, por lo que no se entrará aquí en la discusión de todos los factores que hayan intervenido en su formación, incluso los efectos de la deformación. La teoría de que gran parte de la estructura de estos domos fué originada por la consolidación diferencial de los sedimentos depositados sobre una antigua topografía llegó a tener buena aceptación por muchos investigadores durante la década a partir del año de 1920, debido a los estudios de Blackwelder (1920), Mehl (1920), Powers (1920, p. 121; 1922; 1925), Moore (1920, p. 258), Monnett (1922,⁹ 1927), Teas (1923),⁹ Rubey (1923, pp. 51-54), Ley (1924) y Rubey y Bass (1925, pp. 72-86), entre otros varios autores. Powers (1926) aplicó esta teoría a diversos ejemplos de cerros sepultados en Persia, Egipto y los campos petroleros del sur de México. Más recientemente se ha aplicado también a los campos de petróleo de Ontario (Harkness, 1935, p. 72) y del norte de Texas (A. B. Brown, 1943, pp. 36-37). Sin embargo, Foley (1927), R. W. Brown (1928), Cheney (1929, p. 587), McCoy (1934, pp. 618-624) y otros varios geólogos han reducido al mínimo la importancia de los efectos de la consolidación diferencial en cuanto al origen de las estructuras Medio-

⁹ Los estudios de Monnett (1922) y Teas (1923) describen una variante de la teoría mencionada, esto es, que algunos pliegues hayan tenido su origen en la consolidación diferencial encima y en derredor de lentes arenosas. Otras contribuciones acerca de este tema se deben a Shrock y Malett (1929) y a Rich (1938).

continentales y parece que Powers, en su estudio de 1931, le asigna a este proceso menor importancia de lo que había indicado en sus estudios anteriores.

El posible papel de los echados originarios, en sí, en la formación de algunas de las estructuras Mediocontinentales encima de cerros sepultados, aparentemente no había recibido énfasis alguno sino hasta en los últimos años transcurridos, aunque se había sugerido anteriormente por Merritt (1920), que eran igualmente importantes los echados iniciales y la consolidación diferencial. Al considerar los pliegues en los estratos pensilvánicos y pérmicos de una porción de las Montañas Nemaha (Cresta Granítica) de Kansas, Thomas (1929) llegó a la conclusión de que se debieron, en parte, al asentamiento diferencial y, también, a los echados sedimentarios originados al depositarse las capas sobre los cerros anticlinales sepultados. Landes y Ockerman (1933) decidieron que los domos prominentes de los Condados de Lincoln y Mitchell, Estado de Kansas, debieron sus fuertes echados al depósito concordante sobre la superficie de los cerros sepultados. En un estudio acerca de las lomas precámbricas enterradas que se encuentran en el Condado de Barton, del mismo Estado, Walters (1946) opinó que los echados cuacuaversales de las capas cámbrico-ordovícicas encima de dichas lomas fueron debidos a la sedimentación originaria o, en otras palabras, que son de tipo inicial.

Quizá las mejores estructuras iniciales expuestas en afloramientos en los Estados Unidos y hasta ahora descritas, son las de la parte central de la región de Ozark, esto es, las que se hallan en las Montañas de San Francisco del sureste de Missouri, cuya geología fué estudiada por Dake y Bridge (1932; véanse también Bridge y Dake, 1929, y Bridge, 1930, pp. 151-168). En aquella región se observan los afloramientos de numerosos cerros y crestas que se levantan de una superficie terrestre precámbrica que tenía un relieve medio aproximado de 450 metros, en la época de su inundación por los mares cámbricos. En las calizas contiguas a los cerros se observan echados hasta de 30°, aunque en los sedimentos clásticos son menores, teniendo un promedio de 10 a 15° en el conglomerado basal y de 4 a 5° en las areniscas. El relieve estructural de ciertas capas es variable de 150 a 240 metros, cifras comparables a las máximas encontradas en las cercanías de Santa Rosalía. En las rocas ígneas precámbricas aparece un sistema fluvial dendrítico, cuyos valles hoy día se hallan rellenados por sedimentos cámbricos que, en todos los lugares, muestran buzamientos hacia los ejes de dichos valles.

Dake y Bridge (1932, pp. 639-647) discuten detenidamente las posibilidades que han sido sugeridas referente al origen de los echados en derredor de los cerros enterrados, tomando en consideración: 1) la formación de domos debidos a intrusiones ígneas; 2) el reajuste isostático; 3) repetidos levantamientos verticales; 4) deformación cortical lateral; 5) consolidación de los sedimentos; 6) asentamiento debido a la disolución de las calizas, y 7) echados iniciales o de sedimentación. Estos autores llegan a la conclusión de que casi todos los echados existentes en la región de Ozark son del tipo inicial, aunque admiten que la consolidación pudo haber acentuado, en cierto grado, los echados observados hoy día. Todas las posibilidades sugeridas en este párrafo, con excepción de la consolidación y los echados iniciales (habiendo obrado sólo como fuerza modificante la deformación cortical), pueden rechazarse como posibles factores en el origen de los fuertes echados en derredor de los cerros sepultados de la región de Santa Rosalía.

Estructuras similares a las que se acaban de describir, probablemente se hallan en numerosos sitios de las márgenes del Golfo de California y deben irse formando hoy día en el fondo del Golfo mismo, si se considera el carácter irregular y abrupto de su piso y orillas. Parece probable que la poca frecuencia de las descripciones de estructuras iniciales se deba a que la mayoría de nuestros estudios estratigráficos y estructurales se hayan ocupado de los sedimentos depositados sobre la plataforma continental o en mares epic Continentales poco profundos, cuyos fondos muestran relieves inapreciables o, como regla general, casi planos. Es razonable pensar que en cualquiera región sumergida de gran relieve y con costas caracterizadas por salientes y bahías, forzosamente tendrían que desarrollarse en los sedimentos suprayacentes los echados iniciales. En una región que haya experimentado grandes deformaciones corticales posteriores a la sedimentación, condición característica de las Cadenas Costeras del Estado de California, sería muy difícil distinguir entre los efectos de los echados iniciales y las estructuras efectuadas por los movimientos corticales.

ESTRUCTURAS DEBIDAS A LA DEFORMACION CORTICAL DE LA TIERRA

Superimpuestos en las estructuras iniciales que se acaban de describir, son los efectos de la deformación regional, incluso el basculeo,

combadura y fallamiento. Los principales resultados de estos movimientos han sido la modificación y acentuación de los echados originarios. En los lugares en donde el buzamiento inicial tiene la misma dirección que la del basculeo posterior, puede ser difícil separar los componentes respectivos, en contraste con la condición en la que la dirección del echado inicial se halla formando un ángulo recto relativo a la del basculeo, lo que generalmente permite distinguir entre los dos tipos de estructura. En las secciones B-B', C-C' y D-D' de la lámina 1 se muestran los efectos del basculeo y fallamiento superimpuestos en los echados iniciales.

En las áreas algo distantes de los cerros sepultados el buzamiento regional de la formación Boleo es variable de 3 a 10° al oriente o al noreste, aunque en ciertas localidades aumenta hasta 20° y en otras se vuelve casi horizontal. En las proximidades de las fallas el echado ordinariamente va aumentando de inclinación, como resultado del arrastre producido por el mismo fallamiento. Aunque la región ha experimentado una combadura ligera, se han observado pocos pliegues (o quizá ninguno) que no fueran debidos a los efectos de la topografía originaria bajo los sedimentos.

En la parte central de la región planificada y en distancias como de 4 kilómetros al suroeste de la actual orilla marina, el basculeo reciente hacia el noreste ha resultado en el levantamiento hasta la altura de 250 metros sobre el nivel del mar, de las capas marinas pleistocénicas y de fines del Plioceno. Este basculeo alcanzó su máximo en la porción norte-occidental del área, o sea en el Arroyo de Las Palmas, en donde las capas marinas llegan a la altitud de 340 metros, disminuyendo gradualmente hacia el sureste hasta que en el llano de San Bruno, al sur de Santa Rosalía, aparentemente no ha habido ningún levantamiento de importancia desde los tiempos pleistocénicos. En los alrededores del Arroyo de Santa Agueda parece que se verificó un basculeo o hundimiento hacia el sureste. Los datos obtenidos del estudio de las discordancias indican que el basculeo posterior al depósito de la formación Boleo se ha repetido cuando menos cuatro veces, esto es, a fines del Plioceno inferior, medio y superior y del Pleistoceno. El basculeo y levantamiento más recientes se han verificado no en una sola época, sino repetidas veces, según lo comprueban las terrazas marinas prominentes, que se agrupan cuando menos en dos niveles principales.

Al referirse a los levantamientos recientes, no debe dejarse de mencionar que Wittich (1912, 1920) ha descrito la evidencia obtenida en varias localidades que comprueba la existencia de ellos a lo largo de la

costa occidental de Baja California, mencionando una localidad situada en la divisoria principal de la península y cerca de San Borja (a unos 115 kilómetros al noroeste de Santa Gertrudis, que se muestra en la figura 1), en donde conchas que se supone sean recientes (subfósiles) se presentan a una altura de 1,052 metros sobre el nivel del mar. De ahí llega a la conclusión de que en varios lugares y dentro de los tiempos geológicos recientes las aguas del Pacífico se extendieron de una manera continua a través de la península y hasta el Golfo. Sin afirmar ni rechazar esta posibilidad, puede decirse que en la región planificada cerca de Santa Rosalía, los levantamientos terrestres recientes que han afectado a las capas marinas no exceden de 340 metros sobre el nivel del mar y generalmente son menores, de modo que en aquella área las manifestaciones van en contra de la idea de que el mar haya cubierto completamente toda la península en épocas recientes.

Las fallas mayores que atraviesan la región son del tipo normal y tienen sus echados hacia el poniente, mostrando dislocaciones que por lo general son de 10 metros y raras veces exceden de 60 metros. Hay también varias fallas normales que buzán al oriente y generalmente muestran desplazamientos aun menores. Casi todas las fallas tienen un rumbo al norte-noroeste, o sea más o menos paralelo a la dirección regional media de los estratos, aunque unas cuantas están orientadas en dirección del echado de éstos. Es muy común que las fallas desaparezcan en cortas distancias y que otras escalonadas tomen su lugar. Los efectos generales del fallamiento se observan en un ligero aumento del echado regional oriental de las capas y en su repetición. El arreglo de las fallas puede apreciarse de la mejor manera observando la sección C-C' de la lámina 1, en la que las dislocaciones y echados casi de todas las fallas mostradas se han comprobado por lo expuesto en los laboríos mineros.

El fallamiento principal (aparte del verificado antes de depositada la formación Boleo y ya descrito en otros capítulos) probablemente tuvo lugar hacia fines del Plioceno, aunque en unos cuantos sitios las capas pleistocénicas también están cortadas por fallas, lo que indica la renovación o continuación de esta actividad. Aun las corrientes lávicas pleistocénicas o recientes se observan atravesadas por muy pequeñas fallas, de ahí que el fallamiento se haya verificado también en tiempos muy recientes; pero parece que las fallas de mayor desplazamiento se formaron antes de que se depositaran los estratos pleistocénicos.

RESUMEN DE LA HISTORIA GEOLOGICA

La región tiene como basamento rocas plutónicas quizá de edad cretácica, aunque no se sabe más con certeza de que sean preterciarias. En la región costera occidental de Baja California se acumularon sedimentos marinos cretácicos, eocénicos, oligocénicos (?) y del Mioceno inferior, los que no se extendieron hasta la costa oriental en las cercanías de Santa Rosalía.

Durante el Mioceno medio o superior el actual emplazamiento del Golfo de California fué ocupado por terrenos altos constituidos de rocas volcánicas y cerca de la actual margen del Golfo se acumularon gruesos depósitos de otras rocas volcánicas (Comondú), que tuvieron su origen en el oriente y pasaron a sedimentos terrestres hacia el poniente. Probablemente hacia fines del Mioceno estas rocas experimentaron fallamientos del tipo normal en su porción que hoy día forma la costa, lo que dió lugar a la formación de una serie de bloques inclinados hacia el oriente. Parece que en la misma época la masa principal de la península experimentó un basculeo al poniente. Este suceso fué acompañado por el hundimiento de los elevados terrenos anteriores, situados en el oriente, debido quizá a la formación de una fosa tectónica.

Con posterioridad a la deformación verificada hacia fines del Mioceno, los procesos de erosión causaron la denudación de la superficie hasta alcanzar la fase final de juventud en el ciclo de erosión, o tal vez la madurez temprana, cuando la costa oriental de la península fué invadida por las aguas del Golfo de California. Como resultado de esto la nueva costa del antiguo Golfo fué caracterizada por salientes, bahías, islas y cerros sumergidos, así como hacia tierra una topografía abrupta y de alto relieve. El Golfo se extendía de 6 a 10 kilómetros más al poniente que en la actualidad, pero se iba retrocediendo gradualmente en las épocas posteriores.

La sedimentación de principios del Plioceno fué iniciada en diversas localidades en derredor de los cerros más abruptos, por el depósito de un conglomerado basal no-marino. A medida que se iba transgresando a tierra el mar, se depositaba una caliza basal marina, que recubría las cumbres de las pequeñas lomas y terminaba en forma de cuña contra las islas de aquel entonces. Esto fué seguido por el depósito de yeso en áreas locales, quizá indicando el desarrollo de condiciones favorables al aislamiento y evaporación de cuerpos de aguas marinas. Luego se inició la sedimentación de una gruesa sucesión alternante de tobas y conglomerados, en parte de origen marino y también terrestre. Las lentes con-

glomeráticas cambian en areniscas hacia el mar, sugiriendo que formaban parte de depósitos deltaicos. La sedimentación fué interrumpida cuando menos cinco veces por erupciones volcánicas explosivas que originaron la formación de capas tufáceas. A medida que se iban acumulando los sedimentos, retrocedía la orilla marina. Las capas sedimentarias muestran estructuras iniciales desarrolladas en concordancia con la topografía originaria, habiéndose formado estructuras anticlinales encima de los cerros, y sinclinales en los antiguos valles. El relieve estructural alcanza su mayor desnivel en las capas basales y va disminuyendo en las sucesivamente más jóvenes.

Al terminar la época de sedimentación del Plioceno inferior, la región hacia tierra fué levantada por encima del Golfo, debido al basculeo, y experimentaron un período de erosión los miembros superiores de la formación Boleo. Aparentemente la discordancia resultante desaparece hacia el mar, en donde la sedimentación pudo haberse continuado más o menos sin interrupción.

La sedimentación marina continuó en la margen del Golfo durante el Plioceno medio, formándose un conglomerado basal local, una arenisca marina que termina en forma de cuña tierra adentro y otro conglomerado que se adelgaza hacia el mar y probablemente cambia gradualmente en una facies no-marina tierra adentro. En algunas localidades la sedimentación del Plioceno medio fué terminada por el levantamiento terrestre, el basculeo y la erosión, procesos que en apariencia afectaron sólo ciertas porciones de la región.

El depósito marino continuó durante la parte final del Plioceno, formándose una arenisca marina que se adelgaza y desaparece tierra adentro y un conglomerado que lo hace en sentido opuesto y cambia gradualmente en capas no-marinas hacia tierra. La presencia de una discordancia prominente en ciertas localidades indica que esta época de sedimentación fué seguida por el levantamiento terrestre, el basculeo y la erosión. Es probable que también fallamientos se verificaron durante esta última época, aunque se repitieron o continuaron durante el Pleistoceno y el Reciente.

Delgados depósitos de arenisca y conglomerado fueron formados en tiempos pleistocénicos, a la vez que se acumularon tierra adentro capas de una facies no-marina. Los sedimentos marinos pleistocénicos experimentaron un levantamiento máximo de 340 metros sobre el nivel del mar, lo que se verificó cuando menos en tres distintas épocas que quedan manifiestas por la existencia de dos niveles de terrazas intermedias bien

desarrolladas. Esto fué seguido por un período de erosión que hoy día se halla todavía en la fase de juventud, puesto que amplias áreas de las mesas entre los arroyos quedan aún sin desecarse.

Quizá en el Pleistoceno se iniciaron erupciones volcánicas que formaron los volcanes de Las Tres Vírgenes y otros más, depositando, a la vez, capas de pómez y corrientes lávicas sobre las mesas al noroeste de Santa Rosalía, actividad que ha continuado hasta tiempos muy recientes.

ESTUDIOS DE REFERENCIA CITADOS

INFORMES RELATIVOS A BAJA CALIFORNIA Y AL GOLFO DE CALIFORNIA

- Aguilera, J. G. (1907).—Aperçu sur la géologie du Mexique pour servir d'explication à la carte géologique de l'Amérique du Nord: X^e Cong. geol. internat., México 1906, Compte rendu, vol. 1 pp. 227-248.
- Anderson, C. A. (1941).—Geology of the Gulf of California (extracto): Geol. Soc. America, Bull., vol. 52, p. 1888.
- Anderson, F. M., y Hanna, G. D. (1935).—Cretaceous geology of Lower California: California Acad. Sci., Proc., 4^a ser., vol. 23, pp. 1-34.
- Arnold, Ralph (1906).—The Tertiary and Quaternary Pectens of California: U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 47, 264 pp.
- Beal, C. H. (1945).—Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Lower California, Mexico (extracto): Geol. Soc. America, Bull., vol. 56, p. 1147.
- Böse, E., y Wittich, E. (1913).—Informe relativo a la exploración de la región norte de la costa occidental de la Baja California: Inst. geol. México, Parergones, tomo 4, pp. 307-529.
- Bustamante, Miguel (1921).—Informe sobre la geología y la existencia de los yacimientos petrolíferos en el Distrito Sur de la Baja California (costa del Pacífico): Bol. Petróleo, vol. 11, pp. 469-543.
- Darton, N. H. (1921).—Geologic reconnaissance in Baja California: Jour. Geology, vol. 29, pp. 720-748.
- Durham, J. W. (1944).—Lower California-Colorado Desert area, en Weaver, C. E., et al—Correlation of the marine Cenozoic formations of western North America: Geol. Soc. America, Bull., vol. 55, pp. 574-575.
- Durham, J. W. (1947).—Corals from the Gulf of California and the north Pacific coast of America: Geol. Soc. America, Memoir 20, 68 pp.
- Emmons, S. F., y Merrill, G. P. (1894).—Geological sketch of Lower California: Geol. Soc. America, Bull., vol. 5, pp. 489-514.
- Flores, Teodoro (1931).—Carta geológica de la Baja California: Inst. geol. México, Cartas geol. y mineras 1, 22 pp., carta.
- Fuchs, Edmond (1886-a).—Note sur le gîte de cuivre du Boléo: Soc. géol. France, Bull., 3^a ser., vol. 14, pp. 79-92.
- Fuchs, Edmond (1886-b).—Note sur les gisements de cuivre du Boléo: Assoc. franc. av. sci., Comptes rendus, 14^a sesión, Grenoble, 1885, 2^a parte, pp. 410-426.
- Gabb, W. M. (1868).—Lower California: Report of J. Ross Browne on the mineral resources of the States and Territories west of the Rocky Mountains, pp. 630-642, Government Printing Office, Washington.
- Gálvez, Vicente, et al (1922).—Exploración en la península de Baja California por la Comisión Exploradora del Pacífico: Inst. geol. México, Bol. 39, 108 pp. (La región de Santa Rosalía está incluida en la parte III, "Exploración geológica en la región de La Purísima," por Antonio Pastor Giraud, pp. 93-108.)
- Grewingk, C. (1848).—Beitrag zur Kenntniss der geognostischen Beschaffenheit Californiens: Russ. min. Gesell., Verh. (1847), pp. 142-162.
- Hanna, G. D. (1927).—Geology of the west Mexican islands: Pan-Am. Geologist, vol. 48, pp. 1-24.
- Hanna, G. D., y Hertlein, L. G. (1927).—Expedition of the California Academy of Sciences to the Gulf of California in 1921; geology and paleontology: California Acad. Sci., Proc., 4^a ser., vol. 16, pp. 137-157.
- Heim, Arnold (1915).—Sur la géologie de la partie méridionale de la Basse Californie: Acad. sci. Paris, Comptes rendus, tome 161, pp. 419-422.
- Heim, Arnold (1916).—Reisen im südlichen Teil der Halbinsel Niederkalifornien: Gesell. Erdkunde Berlin, Zeitschr., pp. 1-16.
- Heim, Arnold (1921).—Vulkane in der Umgebung der Oase La Purísima auf der Halbinsel Niederkalifornien: Zeitschr. Vulkanologie, band 6, heft 1, pp. 15-21.
- Heim, Arnold (1922).—The Tertiary of Southern Lower California: Geol. Mag., vol. 59, pp. 529-547.
- Hertlein, L. G. (1925).—Pectens from the Tertiary of Lower California: California Acad. Sci., Proc., 4^a ser., vol. 14, pp. 1-35.
- Hertlein, L. G. (1931).—Additional Pliocene and Pleistocene fossils from Lower California: Jour. Paleontology, vol. 5, pp. 365-367.

- Hertlein, L. G., y Jordan, E. K. (1927).—Paleontology of the Miocene of Lower California: California Acad. Sci., Proc. 4ª ser., vol. 16, pp. 605-647.
- Hirschi, H. (1926).—Beiträge zur Petrographie von Baja California, Mexiko: Schweizer. min. pet. Mitt., band 6, heft 2, pp. 346-350.
- Hirschi, H., y De Quervain, F. (1927-1933).—Beiträge zur Petrographie von Baja California (Mexiko): Schweizer. min. pet. Mitt., band 7, heft 1, pp. 142-164, 1927; band 8, heft 2, pp. 323-356, 1928; band 10, heft 2, pp. 228-272, 1930; band 13, heft 1, pp. 232-277, 1933.
- Hisazumi, Hisakichi (1930).—El Distrito Sur de la Baja California: Inst. geol. México, Anales, tomo 5, pp. 41-82.
- Johnston, I. M. (1924).—Expedition of the California Academy of Sciences to the Gulf of California in 1921; the botany: California Acad. Sci., Proc., 4ª ser., vol. 12, pp. 951-1218. (Geología, pp. 952-957.)
- King, R. E. (1939).—Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico: Geol. Soc. America, Bull., vol. 50, pp. 1625-1722.
- Krusch, P. (1899).—Ueber eine Kupfererzlagertstätte in Nieder-Californien: Zeitschr. prakt. Geologie, vol. 7, pp. 83-86.
- Lindgren, Waldemar (1889).—Notes on the geology of Baja California, Mexico: California Acad. Sci., Proc., 2ª ser., vol. 1, pp. 173-196.
- Lindgren, Waldemar (1890).—Petrographical notes from Baja California, Mexico: California Acad. Sci., Proc., 2ª ser., vol. 2, pp. 1-17.
- Lindgren, Waldemar (1891).—Notes on the geology and petrography of Baja California, Mexico: California Acad. Sci., Proc., 2ª ser., vol. 3, pp. 25-33.
- Locke, Augustus (1935).—The Boleo copper area, Baja California, Mexico: Copper resources of the world, vol. 1, pp. 407-412, 16º Cong. geol. internat., Washington.
- Loel, Wayne, y Corey, W. H. (1932).—The Vaqueros formation, lower Miocene of California; I, paleontology: California Univ., Dept. Geol. Sci., Bull., vol. 22, pp. 31-410.
- Mariaca Bilbao, Enrique (1945).—Geología de la región de San Ignacio, Baja California (extracto): Ingeniería, vol. 19, pp. 21-24.
- Marland Oil Company of Mexico (1924).—Informe sobre la exploración geológica de la Baja California: Bol. Petróleo, vol. 17, pp. 417-453; vol. 18, pp. 14-53.
- Merrill, G. P. (1897).—Notes on the geology and natural history of the peninsula of Lower California: Smithsonian Inst., Ann. Rept. 1895, pp. 971-994.

- Muñoz Lumbier, Manuel (1919).—Algunos datos sobre las islas mexicanas para contribuir al estudio de sus recursos naturales: Inst. geol. México, Anales, tomo 1, núm. 7, 54 pp.
- Nelson, E. W. (1921).—Lower California and its natural resources: Nat. Acad. Sci., vol. 16, mem. 1, 194 pp.
- Osorio Tafall, B. F. (1943).—El Mar de Cortés y la productividad fitoplanctónica de sus aguas: Escuela nac. Ciencias biol., Anales, vol. 3, pp. 73-118.
- Osorio Tafall, B. F. (1946).—Contribución al conocimiento del Mar de Cortés: Soc. mexicana Geografía y Estadística, Bol., tomo 62, pp. 89-130.
- Paredes, Trinidad (1920).—El petróleo en algunas islas del Golfo de California: Bol. Petróleo, vol. 9, pp. 403-415.
- Revelle, Roger (1939).—Sediments of the Gulf of California (extracto): Geol. Soc. America, Bull., vol. 50, p. 1929.
- Revelle, Roger (1943).—Soundings in the Gulf of California and off the west coast of Lower California in 1939: Scripps Inst. Oceanography, Rec., vol. 1, núm. 2, pp. 81-83.
- Russell, I. C. (1897).—Volcanoes of North America, 346 pp., The Macmillan Co., Nueva York.
- Saladin, Edouard (1892).—Note sur les mines de cuivre du Boléo (Basse Californie): Soc. ind. min., Bull., 3ª ser., vol. 6, pp. 5-46.
- Shepard, F. P. (1941).—Submarine relief of the Gulf of California (extracto): Geol. Soc. America, Bull., vol. 52, pp. 1933-1934.
- Sverdrup, H. U. (1940).—The Gulf of California; preliminary discussion of the cruise of the "E. W. Scripps" in February and March 1939: 6th Pacific Sci. Cong., Proc., vol. 3, pp. 161-166.
- Touwaide, M. E. (1930).—Origin of the Boleo copper deposit, Lower California, Mexico: Econ. Geology, vol. 25, pp. 113-144.
- Vander Hoof, V. L. (1941).—Oligocene sea-cow remains from east coast of Baja California (extracto): Geol. Soc. America, Bull., vol. 52, p. 1985.
- Weaver, C. E., et al (1944).—Correlation of the marine Cenozoic formations of western North America: Geol. Soc. America, Bull., vol. 55, pp. 569-598.
- Wilhelm, V. H. (1921).—Baja California and oil possibilities: Min. and Sci. Press, vol. 123, núm. 4, pp. 125-127.
- Wittich, Ernesto (1912).—Die Erforschung der Halbinsel Niederkalifornien: Petermanns Mitt., vol. 58, I, p. 324.

- Wittich, Ernesto (1915).—Über Eisenerzlager an der Nordwestküste von Nieder-Kalifornien: *Centralbl. Mineralogie*, pp. 389-395.
- Wittich, Ernesto (1920).—La emersión moderna de la costa occidental de la Baja California: *Soc. cient. Antonio Alzate, Mem.*, tomo 35, pp. 121-144.
- Woodford, A. O. (1940).—Pre-Tertiary diastrophism and plutonism in southern California and Baja California: 6th Pacific Sci. Cong., *Proc.*, vol. 1, pp. 253-258.
- Woodford, A. O., y Harriss, T. F. (1938).—Geological reconnaissance across Sierra San Pedro Mártir, Baja California: *Geol. Soc. America, Bull.*, vol. 49, pp. 1297-1335.

INFORMES RELATIVOS A ESTRUCTURAS INICIALES
Y A LA CONSOLIDACIÓN DIFERENCIAL

- Athy, L. F. (1930).—Density, porosity and compaction of sedimentary rocks: *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, vol. 14, pp. 1-24.
- Athy, L. F. (1934).—Compaction and its effect on local structure: *Problems of Petroleum Geology*, pp. 811-823, *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma*.
- Blackwelder, Eliot (1920).—The origin of the central Kansas oil domes: *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, vol. 4, pp. 89-94.
- Bridge, Josiah (1930).—Geology of the Eminence and Cardareva quadrangles: *Missouri Bur. Geology and Mines, 2ª ser.*, vol. 24, pp. 1-228.
- Bridge, Josiah, y Dake, C. L. (1929).—Initial dips peripheral to resurrected hills: *Missouri Bur. Geology and Mines, Bienn. Rept. State Geologist (1927-1928)*, pp. 93-99.
- Brown, A. B. (1943).—Bowers Field, Montague County, Texas: *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, vol. 27, pp. 20-37.
- Brown, L. S. (1934).—Age of Gulf border salt deposits: *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, vol. 18, pp. 1227-1296.
- Brown, R. W. (1928).—Origin of the folds of Osage County, Oklahoma: *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, vol. 12, pp. 501-513.
- Chamberlin, T. C. (1877).—Geology of eastern Wisconsin: *Geology of Wisconsin*, vol. 2, pp. 91-405.
- Cheney, M. G. (1929).—History of the Carboniferous sediments of the Mid-Continent oil field: *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, vol. 13, pp. 557-594.

- Cumings, E. R., y Shrock, R. R. (1926).—The Silurian coral reefs of northern Indiana and their associated strata: *Indiana Acad. Sci., Proc.*, vol. 36, pp. 71-85.
- Cumings, E. R., y Shrock, R. R. (1928).—Niagaran coral reefs of Indiana and adjacent States and their stratigraphic relations: *Geol. Soc. America, Bull.*, vol. 39, pp. 579-619.
- Dake, C. L., y Bridge, Josiah (1932).—Buried and resurrected hills of central Ozarks: *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, vol. 16, pp. 629-652.
- De Lapparent, A. (1906).—*Traité de géologie*, 5ª ed., Masson et Cie., Paris.
- Eardley, A. J. (1938).—Sediments of Great Salt Lake, Utah: *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, vol. 22, pp. 1305-1411.
- Fisher, D. J. (1938).—Exhumed Ordovician hill near Joliet: *Illinois Acad. Sci., Trans.*, vol. 30, pp. 232-234.
- Foley, L. L. (1927).—Origin of folding in Oklahoma: *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, vol. 11, pp. 639-640.
- Forchhammer, G. (1841).—*Geognostische Studien am Meeres-Ufer: Neues Jahrb.*, pp. 1-38.
- Grabau, A. W. (1903).—Paleozoic coral reefs: *Geol. Soc. America, Bull.*, vol. 14, pp. 337-352.
- Harkness, R. B. (1935).—Natural gas fields of Ontario: *Geology of natural gas*, pp. 59-87, *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma*.
- Hedberg, H. D. (1926).—The effect of gravitational compaction on the structure of sedimentary rocks: *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, vol. 10, pp. 1035-1072.
- Hedberg, H. D. (1927).—The effect of gravitational compaction on the structure of sedimentary rocks; a reply to a discussion by W. W. Rubey: *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, vol. 11, pp. 875-886.
- Hedberg, H. D. (1936).—Gravitational compaction of clays and shales: *Am. Jour. Sci.*, 5ª ser., vol. 31, pp. 241-287.
- King, P. B. (1942).—Permian of west Texas and southeastern New Mexico: *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, vol. 26, pp. 535-763.
- Landes, K. K., y Ockerman, J. W. (1933).—Origin of domes in Lincoln and Mitchell Counties, Kansas: *Geol. Soc. America, Bull.*, vol. 44, pp. 529-540.
- Ley, H. A. (1924).—Subsurface observations in southeast Kansas: *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, vol. 8, pp. 445-453.

- McCoy, A. W. (1934).—An interpretation of local structural development in Mid-Continent areas associated with deposits of petroleum: Problems of Petroleum Geology, pp. 581-627, Am. Assoc. Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.
- Mansfield, G. R. (1908).—The Baraboo region of Wisconsin: Jour. Geography, vol. 6, pp. 286-292.
- Mather, K. F. (1918).—Superficial dip of marine limestone strata, a factor in petroleum geology: Econ. Geology, vol. 13, pp. 198-206.
- Mehl, M. G. (1920).—The influence of the differential compression of sediments on the attitude of bedded rocks (extracto): Science, nueva ser., vol. 51, p. 520.
- Merritt, J. W. (1920).—Pennsylvanian sedimentation around Healdton Island: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., vol. 4, pp. 47-52.
- Monnett, V. E. (1922).—Possible origin of some of the structures of the Mid-Continent oil field: Econ. Geology, vol. 17, pp. 194-200.
- Monnett, V. E. (1927).—The "buried hills" as a structural agency: Oklahoma Acad. Sci., Proc., vol. 6, pt. 2, 1926 (Oklahoma Univ., Bull., nueva ser., núm. 348), pp. 268-272.
- Moore, R. C. (1920).—The relation of the buried granite in Kansas to oil production: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., vol. 4, pp. 255-261.
- Murray, H. W. (1947).—Topography of the Gulf of Maine, field season of 1940: Geol. Soc. America, Bull., vol. 58, pp. 153-196.
- Nevin, C. M. (1942).—Principles of structural geology, 3ª ed., 320 pp., John Wiley & Sons, Nueva York.
- Nevin, C. M., y Sherrill, R. E. (1929).—Studies in differential compaction: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., vol. 13, pp. 1-22.
- Powers, Sidney (1920).—The Sabine uplift, Louisiana: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., vol. 4, pp. 117-136.
- Powers, Sidney (1922).—Reflected buried hills and their importance in petroleum geology: Econ. Geology, vol. 17, pp. 233-259.
- Powers, Sidney (1925).—Structural geology of the Mid-Continent region; a field for research: Geol. Soc. America, Bull., vol. 36, pp. 379-392.
- Powers, Sidney (1926).—Reflected buried hills in the oil fields of Persia, Egypt, and Mexico: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., vol. 10, pp. 422-442.
- Powers, Sidney (1931).—Structural geology of northeastern Oklahoma: Jour. Geology, vol. 39, pp. 117-132.

- Rich, J. L. (1938).—Application of principle of differential settling to tracing of lenticular sand bodies: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., vol. 22, pp. 823-833.
- Rozet, M. (1835).—Expérience faite pour déterminer la limite de l'inclinaison sous laquelle les dépôts de sédiment peuvent se former: Soc. géol. France, Bull., tome 6, pp. 340-341.
- Rubey, W. W. (1923).—Progress report on a subsurface study of the Pershing oil and gas field, Osage County, Oklahoma: U. S. Geol. Survey, Bull. 751-B, pp. 23-70.
- Rubey, W. W. (1927).—The effect of gravitational compaction on the structure of sedimentary rocks; a discussion: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., vol. 11, pp. 621-632, 1333-1336.
- Rubey, W. W., y Bass, N. W. (1925).—The geology of Russell County, Kansas, with special reference to oil and gas resources: Kansas State Geol. Survey, Bull. 10, pp. 1-86.
- Shaw, E. W. (1918).—Anomalous dips: Econ. Geology, vol. 13, pp. 598-610.
- Shaw, E. W., y Munn, M. J. (1911).—Coal, oil, and gas of the Foxburg quadrangle, Pennsylvania: U. S. Geol. Survey, Bull. 454, 85 pp.
- Shepard, F. P. (1941).—Nondepositional physiographic environments off the California coast: Geol. Soc. America, Bull., vol. 52, pp. 1869-1886.
- Shrock, R. R., y Malott, C. A. (1929).—Structural features of West Franklin formation of southwestern Indiana: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., vol. 13, pp. 1301-1315.
- Studer, B. (1836).—Briefwechsel: Neues Jahrb., pp. 694-700.
- Taff, J. A. (1904).—Preliminary report on the geology of the Arbuckle and Wichita Mountains in Indian Territory and Oklahoma: U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 31, pp. 1-81.
- Teas, L. P. (1923).—Differential compacting the cause of certain Claiborne dips: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., vol. 7, pp. 370-378.
- Thomas, C. R. (1929).—Flank production of the Nemaha Mountains (Granite Ridge), Kansas: Structure of typical American oil fields, vol. 1, pp. 60-72, Am. Assoc. Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.
- Thompson, W. O. (1937).—Original structures of beaches, bars, and dunes: Geol. Soc. America, Bull., vol. 48, pp. 723-751.
- Thoulet, J. (1887).—Étude expérimentale et considérations générales sur l'inclinaison des talus de matières meubles: Annales de Chemie et Physique, 6ª ser., vol. 12, pp. 33-64.

- Trask, P. D. (1931).—Compaction of sediments: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., vol. 15, pp. 271-276.
- Twenhofel, W. H. (1932).—Treatise on sedimentation, 2^a ed., 926 pp., The Williams & Wilkins Co., Baltimore.
- Twenhofel, W. H. (1939).—Principles of sedimentation, 1^a ed., 610 pp., McGraw-Hill, Nueva York.
- Walters, R. F. (1946).—Buried pre-Cambrian hills in northeastern Barton County, central Kansas: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., vol. 30, pp. 660-710.
- Walther, Johannes (1894).—Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft, 3^a parte, Verlag von Gustav Fischer, Jena.
- Wanenmacher, J. M., Twenhofel, W. H., y Raasch, G. O. (1934).—The Paleozoic strata of the Baraboo area, Wisconsin: Am. Jour. Sci., 5^a ser., vol. 28, pp. 1-30.