

Lower Cretaceous Alisitos Formation at Punta San Isidro: Coastal sedimentation and volcanism

Formación Alisitos del Cretácico temprano en Punta San Isidro: Sedimentación costera y vulcanismo

Jonathan L. Payne¹
Markes E. Johnson²
Jorge Ledesma-Vázquez^{3*}

¹ Department of Earth and Planetary Sciences
Harvard University
20 Oxford Street, Cambridge, MA 02138, USA

² Department of Geosciences
Williams College
Williamstown, MA 01267, USA

³ Facultad de Ciencias Marinas
Universidad Autónoma de Baja California
Apartado postal 453
Ensenada, CP 22800, Baja California, México
*E-mail: jledesma@uabc.mx

Recibido en abril de 2003; aceptado en marzo de 2004

Abstract

The Lower Cretaceous (Aptian-Albian) Alisitos Formation is well exposed at Punta San Isidro and adjacent sea cliffs on the Pacific shores of Baja California near Eréndira, Mexico. Continuous coastal outcrops define a local stratigraphic succession less than 100 m in total thickness, including repetitious tuff, sandstone and conglomerate units interbedded with discontinuous limestone beds rarely more than 2.5 m thick. The limestone beds are biostromal units that include scattered oysters and/or corals, as well as units dominated by the rudistid bivalve, *Caprinuloidea perfecta*. Two distinctive conglomerate units are composed of andesite cobbles colonized by encrusting oysters in a quasi rocky-shore setting. One sandstone unit includes abundant fossil wood with tree limbs up to 55 cm long and 5 cm in diameter. Proximal volcanic activity is indicated by a series of dikes that cut through pyroclastic beds and lead to a 10-m thick andesitic flow that caps the succession at Punta San Isidro. Compared with thicker intervals of the Alisitos Formation elsewhere in Baja California that are dominated by andesitic flows and offshore limestone, the Punta San Isidro sequence offers a window on a back-reef environment adjacent to a paleoshore that received pyroclastic lahars from a terrestrial origin or mass flows from shallow submarine explosions. Recovery of marine life and the renewal of a carbonate substrate followed successive episodes of volcanism and massive erosion along an active coastline. This scenario is very different from depositional processes of the Upper Cretaceous (Campanian-Maastrichtian) Rosario Formation that cannibalized and subsequently formed a regional unconformity against tilted Alisitos strata with substantial topographic relief in the Eréndira region.

Key words: Rocky shorelines, rudist limestone, Alisitos Formation, arc volcanism.

Resumen

La Formación Alisitos del Cretácico temprano (Aptiano-Albiano) se halla expuesta en Punta San Isidro y en los cantiles adyacentes a las costas del Pacífico de Baja California cerca de Eréndira, México. Continuos afloramientos costeros definen la sucesión estratigráfica local con menos de 100 m de grosor total, incluyendo unidades repetitivas de tobos, areniscas y conglomerados intercalados con capas de calizas discontinuas raramente con más de 2.5 m de grosor. Las capas de calizas son unidades biostromales que incluyen ostiones y/o corales esparcidos, así como unidades dominadas por el bivalvo rudista *Caprinuloidea perfecta*. Dos singulares unidades de conglomerados están compuestas de guijas de andesita colonizadas por ostiones encrustantes en un ambiente costero semi-rocoso. Una unidad de arenisca incluye abundante madera petrificada con ramas hasta de 55 cm de largo y 5 cm de diámetro. Actividad volcánica en las cercanías está indicada por una serie de diques que cortan a través de capas piroclásticas y conducen a un flujo andesítico con 10 m de grosor, el cual sobreyace la sucesión en Punta San Isidro. En comparación con intervalos más gruesos de la Formación Alisitos en otras localidades de Baja California, que también están dominadas por flujos andesíticos y calizas marinas, la secuencia de Punta San Isidro ofrece una ventana hacia un ambiente ante-arrecifal adyacente a una paleocosta que recibió lahares piroclásticos de origen terrestre o flujos masivos

provenientes de explosiones submarinas someras. La acumulación de vida marina y la renovación de un sustrato de carbonato fue la continuación a sucesivos episodios de volcanismo y erosión masiva a lo largo de una línea de costa activa. Este escenario es muy diferente a los procesos de depositación de la Formación Rosario en el Cretácico tardío (Campaniano-Maastrichtiano), la cual canibalizó y subsecuentemente formó una discordancia regional contra los estratos inclinados de la Alisitos, con sustanciales relieves topográficos en la región de Eréndira.

Palabras clave: líneas de costa rocosa, caliza de rudistas, Formación Alisitos, vulcanismo de arco.

Introduction

The Lower Cretaceous Alisitos Formation of northern Baja California, México, has attracted prior attention for its extensive volcanoclastic strata (Tardy *et al.*, 1993; Morán-Zenteno, 1994) and its massive fossil-bearing limestone (Allison, 1955; 1974). Different units of the Alisitos Formation, including widespread andesitic flows, form the main part of the range that extends along the Pacific coast between Punta Banda near Ensenada in the north and Sierra Calamajui to the south (Wetmore *et al.*, 2002). Thus, these rocks record the early stratigraphic history regarding the development of the western part of northern Baja California.

Rocks of the Alisitos Formation exposed near Punta San Isidro in the Eréndira region form the substratum of an active rocky shoreline that reoccupied the same position within a few hundred meters several times during the last 115 million years. The local succession of strata represent an unusual overlap of rocky-shore deposits that date from the Early Cretaceous, Late Cretaceous, Pleistocene, and Holocene, all in the same vicinity (Johnson and Hayes, 1993; Clark and Johnson, 1994; Zwiebel and Johnson, 1996; Johnson *et al.*, 1996). Although outcrops of several rocky-shore deposits are closely clustered, characteristics of the Alisitos Formation show that the coastal environment during the Early Cretaceous had little in common with later rocky shores. The difference was episodic influx of volcanic materials from the nearby Alisitos-Teloloapan arc (Tardy *et al.*, 1993). Subsequent coastal evolution in the Eréndira region was quiescent in terms of volcanism compared with that of the early Cretaceous.

No previous studies of the Alisitos Formation address the influence of arc volcanism on the shallow-water, near-shore environment. Allison (1955, 1974) researched the Early Cretaceous fauna of the Alisitos Formation, but focused his studies at Punta China (40 km north of Punta San Isidro), where limestone units are uninterrupted for a thickness over 100 m. Other studies on Alisitos strata have placed much less emphasis on paleontology. Outcrops of the Alisitos Formation around Punta San Isidro offer a unique and previously overlooked perspective on the near-shore setting of the Alisitos-Teloloapan arc. A late Early Cretaceous rocky shore developed there in which marine organisms struggled to survive in a setting frequently engulfed by volcanoclastic debris and other clastics, the volume of which is significantly greater than found in younger strata (Johnson *et al.*, 1996).

The goals of this contribution are to test the succession at Punta San Isidro against different predictive models. Carey and

Introducción

La Formación Alisitos del Cretácico temprano en el norte de Baja California, México, ya ha atraído antes la atención por sus extensos estratos volcanoclásticos (Tardy *et al.*, 1993; Morán-Zenteno, 1994) y por sus masivas calizas fosilíferas (Allison, 1955; 1974). Diferentes unidades de la Formación Alisitos, incluyendo flujos andesíticos ampliamente distribuidos, forman la parte principal de la sierra que se extiende a lo largo de la costa del Pacífico, entre Punta Banda cerca de Ensenada en el norte y Sierra Calamajú al sur (Wetmore *et al.*, 2002). Por ello, estas rocas contienen la historia estratigráfica temprana sobre el desarrollo de la parte oeste del norte de Baja California.

Las rocas de la Formación Alisitos expuestas cerca de Punta San Isidro en la región de Eréndira, forman el sustrato de una línea de costa rocosa activa que ha vuelto a ocupar la misma posición, dentro de algunos cientos de metros, varias veces durante los últimos 115 millones de años. La sucesión estratigráfica local representa un raro sobreposicionamiento de depósitos de costa rocosa que están fechados en el Cretácico temprano, Cretácico tardío, Pleistoceno y Holoceno, todos en la misma localidad (Johnson y Hayes, 1993; Clark y Johnson, 1994; Zwiebel y Johnson, 1996; Johnson *et al.*, 1996). Aunque los afloramientos de varios depósitos de línea de costa rocosa están agrupados muy cercanos, las características de la Formación Alisitos muestran que el ambiente costero durante el Cretácico temprano tenía poco en común con costas rocosas posteriores. La diferencia fue el flujo de material volcánico episódico del cercano arco Alisitos-Teloloapan (Tardy *et al.*, 1993). La consecuente evolución costera en la región de Eréndira quedó inactiva, en términos de volcanismo, en comparación con la actividad del Cretácico temprano.

Ningún estudio previo de la Formación Alisitos atiende la influencia del arco de volcanismo sobre el ambiente somero cercano a la costa. Allison (1955, 1974) investigó la fauna del Cretácico temprano en la Formación Alisitos pero enfocó sus estudios en Punta China (40 km al norte de Punta San Isidro), en donde las unidades de caliza son continuas con un grosor de más de 100 m. Otros estudios en estratos de la Alisitos han puesto mucho menos énfasis en la paleontología. Los afloramientos de la Formación Alisitos alrededor de Punta San Isidro ofrecen una perspectiva única y previamente no considerada sobre el entorno cercano a la costa del arco Alisitos-Teloloapan. Allí se desarrolló una costa rocosa al final del Cretácico temprano, en la cual los organismos marinos batallaron para sobrevivir en un entorno frecuentemente

Sigurdsson (1984) provide one model that features volcanic arc sedimentation. Coogan *et al.* (1972) present another model based on the organization of Cretaceous rudistid reefs in eastern Mexico. Heikoop *et al.* (1986) consider the effects of proximal volcanism on organisms from a variety of substrates and water depths. Lockley (1990) reviews additional material on the unusual preservation of biological material in volcanic deposits. The Alisitos Formation at Punta San Isidro is of particular interest, because it presents an opportunity to apply a wide range of models to the interpretation of Cretaceous environments in a near-shore, volcanic setting.

Geological setting and study location

The Alisitos Formation is exposed across the western half of northern Baja California as a discontinuous belt 600 km long that runs parallel to the Pacific coast with a width of approximately 50 km (fig. 1). It varies greatly in lithology both laterally and vertically, but includes fossil rich sedimentary units. North of the Agua Blanca fault, coeval rocks in the Santiago Peaks Formation are made only of volcanogenic material and no sedimentary units have been reported

cubierto por restos volcánoclasticos y otros clastos, cuyo volumen es significativamente mayor al encontrado en estratos más recientes (Johnson *et al.*, 1996).

Esta contribución tiene por meta probar la sucesión en Punta San Isidro contra diferentes modelos de predicción. Carey y Sigurdsson (1984) proporcionan un modelo que contempla sedimentación del arco volcánico. Coogan *et al.* (1972) presentaron otro modelo basado en la organización de arrecifes de rudistas del Cretácico en el este de México. Heikoop *et al.* (1986) toman en consideración los efectos de volcanismo cuando este ocurre cerca de organismos ubicados en varios sustratos y a distintas profundidades. Lockley (1990) evalúa material adicional sobre la inusual preservación de material biológico en depósitos volcánicos. La Formación Alisitos en Punta San Isidro es de especial interés porque representa una oportunidad para aplicar una amplia gama de modelos para la interpretación de ambientes del Cretácico en un entorno volcánico cercano a la costa.

Entorno geológico y localidad de estudio

La Formación Alisitos está expuesta a través de la mitad oeste del norte de Baja California, en un cinturón discontinuo de 600 km de largo que corre paralelo a la costa del Pacífico de aproximadamente 50 km de ancho (fig. 1). Varía enormemente en su litología tanto lateral como verticalmente, pero incluye unidades sedimentarias fosilíferas. Al norte de la falla Agua Blanca, las rocas de la misma época en la Formación Santiago Peaks están hechas solamente de material volcánogénico y no se han reportado unidades sedimentarias (Wetmore *et al.*, 2002). Santillán y Barrera (1930) nombraron la Formación Alisitos por elementos expuestos en y alrededor del Rancho Alisitos, al sur de la falla Agua Blanca. Allison (1974, p. 27–33) volvió a describir la localidad tipo de la Formación Alisitos entre Punta China y Rancho Alisitos, para una gruesa capa de rocas piroclásticas, epiclásticas, y carbonatadas. Estimó que el grosor de toda la Formación Alisitos era de 7 500 m, aunque su estudio sólo consideró un intervalo comparativamente pequeño de estratos con 350 m de grosor en Punta China. Todos los demás trabajos han estimado que el grosor de la Formación Alisitos es de más de 3 000 m, generalmente mucho más grueso (e.g. Silver *et al.*, 1963; Gastil *et al.*, 1975; Beggs, 1983; Almazán-Vázquez, 1988).

Allison (1974) construyó una sección estratigráfica generalizada para toda la Formación Alisitos que se puede dividir en cuatro unidades litológicas principales (fig. 2). La unidad inferior de 3 000 m de grosor consiste en capas delgadas de tobas intercaladas con mantos y flujos de andesita. Las tobas se hallan debajo de 2 000 m de flujos de andesita, así como de rocas piroclásticas andesíticas y epiclásticas. La mayor parte de los 1 000+ m de la Formación Alisitos está dominada por calizas biohermales intercaladas con rocas piroclásticas y epiclásticas andesíticas. En la cima de la formación se encontraron unidades que contienen fósiles no marinos. Las calizas no están limitadas a la parte más alta de la Formación Alisitos.

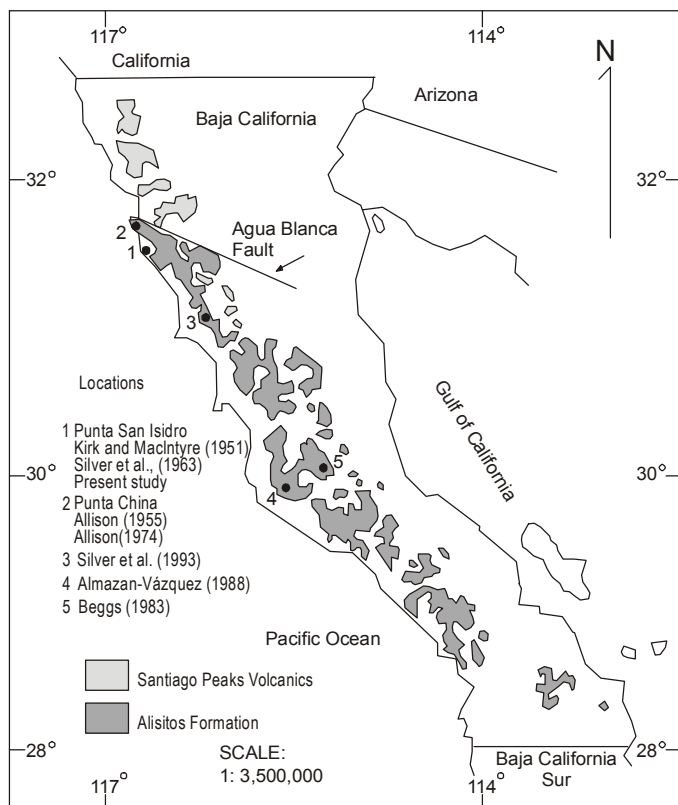


Figure 1. Outcrop pattern of the Lower Cretaceous Alisitos Formation and coeval Santiago Peaks Formation in Baja California, Mexico, after Wetmore *et al.* (2002).

Figura 1. Patrones de afloramiento de la Formación Alisitos en el Cretácico inferior y Santiago Peaks Formation de la misma época en Baja California, México, Wetmore *et al.* (2002).

(Wetmore *et al.* (2002). Santillán and Barrera (1930) named the Alisitos Formation for exposures on and around Rancho Alisitos south of the Agua Blanca fault. Allison (1974, p. 27–33) re-described the type locality of the Alisitos Formation between Punta China and Rancho Alisitos to include a great thickness of pyroclastic, epiclastic, and carbonate rocks. He estimated the thickness of the entire Alisitos Formation to be 7,500 m, although his study considered only a comparatively small interval of strata 350 m thick at Punta China. All other workers have estimated the thickness of the Alisitos Formation to be greater than 3,000 m, usually much greater (e.g. Silver *et al.*, 1963; Gastil *et al.*, 1975; Beggs, 1983; Almazán-Vázquez, 1988).

Allison (1974) assembled a general stratigraphic section for the entire Alisitos Formation that can be divided into four major lithologically distinct units (fig. 2). The 3,000-m thick lowest unit consists of thinly bedded tuffs interlayered with andesite sills and flows. The tuffs are overlain by 2,000 m of andesite flows, and andesitic pyroclastic and epiclastic rocks. Most of the uppermost 1,000+ m of the Alisitos Formation is dominated by biohermal limestones interbedded with andesitic pyroclastic and epiclastic rocks. Units bearing non-marine fossils were found locally at the top of the formation. Limestone is not limited to the uppermost part of the Alisitos Formation. Allison (1974) noted that in certain places south of Punta China, limestone can be found lower in the stratigraphic sequence.

The Alisitos arc segment and its oceanic basement was exotic to North America prior to its accretion in the late Early Cretaceous at 108–115 Ma (Wetmore *et al.*, 2002), but there remains some disagreement over the direction of subduction (Tardy *et al.*, 1993; Sedlock *et al.*, 1993; Morán-Zenteno, 1994). After it joined onto North America, the arc terrane was transported to the north, probably by Eocene time. Paleomagnetic studies indicate that the Baja California peninsula was subject to considerable northward transport relative to the North American craton after the Early Cretaceous. The magnitude of this northward displacement has been proposed as 15° of latitude, or slightly upwards of 1,200 km (Beck, 1991; Filmer and Kirschvink, 1989; Sedlock *et al.*, 1993; Morris *et al.*, 1986).

The Alisitos Formation is structurally complex, exhibiting tight folding, faulting, and intrusion by Upper Cretaceous igneous rocks (Silver *et al.*, 1963; Gastil *et al.*, 1975). Bedrock exposures often are deeply weathered. This contribution deals exclusively with strata exposed along the coast from 1 km southeast to 4 km northwest of Punta San Isidro, which is situated 4 km northwest of the village of Eréndira (fig. 1). In turn, Eréndira is located approximately 70 km southeast of Ensenada. The topography of the region is covered by the Puerto San Isidro quadrangle (index reference: H11B32) at a scale of 1:50,000. Complications due to structure and weathering usually posed by the Alisitos Formation are absent at Punta San Isidro, where outcrop exposures are continuously eroded along the shore and fault offsets are minor.

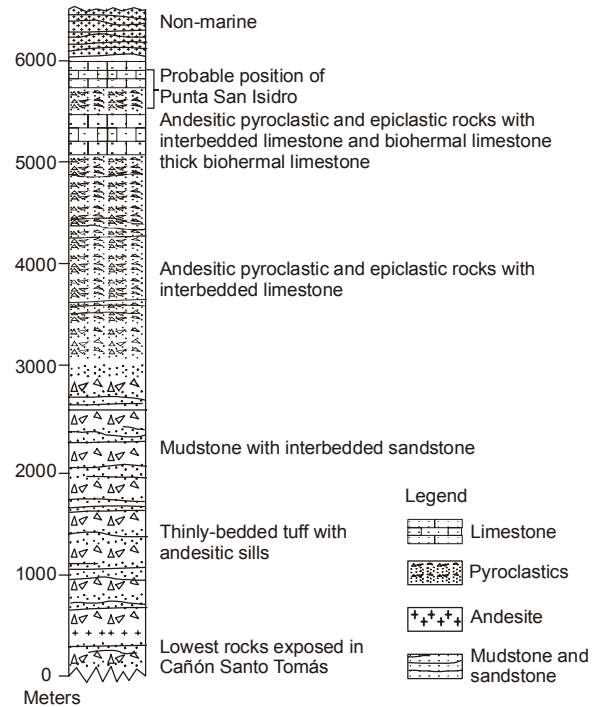


Figure 2. Generalized stratigraphy of the Lower Cretaceous Alisitos Formation in the type area at Punta China, after Allison (1974).

Figura 2. Estratigrafía generalizada de la Formación Alisitos en el Cretácico inferior en el área tipo de Punta China, Allison (1974).

Allison (1974) notó que en ciertos lugares al sur de Punta China se pueden hallar calizas en partes más bajas de la secuencia estratigráfica.

El segmento del arco de la Alisitos y su basamento oceánico fueron exóticos a Norteamérica, antes de su acreción sucedida al final del Cretácico temprano hace 108–115 millones de años (Wetmore *et al.*, 2002), pero todavía no existe un acuerdo sobre la dirección de subducción (Tardy *et al.*, 1993; Sedlock *et al.*, 1993; Morán-Zenteno, 1994). Después de unirse a Norteamérica, el arco terrestre fue transportado hacia el norte, probablemente durante el Eoceno. Estudios paleomagnéticos indican que la Península de Baja California estuvo sujeta a un transporte considerable hacia el norte en relación con el cratón de Norteamérica, después del Cretácico temprano. La magnitud de este desplazamiento hacia el norte ha sido propuesta como de 15° de latitud, igual a poco más que 1 200 km (Beck, 1991; Filmer y Kirschvink, 1989; Sedlock *et al.*, 1993; Morris *et al.*, 1986).

La Formación Alisitos es estructuralmente compleja, mostrando fuerte plegamiento, fallamiento e intrusión por rocas ígneas del Cretácico superior (Silver *et al.*, 1963; Gastil *et al.*, 1975). Las capas basales, por lo general expuestas, están profundamente intemperizadas. Esta contribución trata exclusivamente de los estratos expuestos a lo largo de la costa desde 1 km al sureste hasta 4 km al noroeste de Punta San Isidro, la cual está situada 4 km al noroeste del poblado de Eréndira (fig. 1). A su vez, Eréndira se halla aproximadamente a 70 km

Geologic age constraints

Although almost entirely confined to limestone, the fauna of the Alisitos Formation offers the best tool for determining the relative age of the succession. Allison (1955) was the first to use biostratigraphic correlations in a systematic fashion to date the Alisitos Formation. He described the gastropods found through 160 m of strata at or near Punta China, the type area of the Alisitos Formation. He determined the age of the Alisitos as Aptian to Albian, based on the presence of the foraminifera *Orbitolina texana* (Roemer). Allison (1955) noted that *O. texana* is common both at Punta China and Punta San Isidro, thus providing strong evidence for the equivalent ages of Alisitos strata at Punta China and the area of this study.

Previous studies at Punta San Isidro

Kirk and MacIntyre (1951) were the first to recognize the fauna of Punta San Isidro as distinctly Aptian-Albian in age. Allison (1955) included a small subset of data from Punta San Isidro in his study of Cretaceous gastropods found in coeval limestones at Punta China. The best evidence for physical correlation of the Alisitos Formation over long distances is a zone of 90 to 150-m thick biohermal caprinid limestone that can be traced from Punta China inland and south to San José, approximately 80 km away. Fossils at Punta San Isidro clearly belong to the Alisitos Formation (Kirk and MacIntyre, 1951; Allison, 1955), but Silver *et al.* (1963) cautioned that correlation between the thick caprinid limestone and lesser outcrops at Punta San Isidro is unclear. Allison (1974) included specimens from Punta San Isidro in his study of the bivalves of the Alisitos Formation, but did not clarify the lateral relationship between the strata of Punta San Isidro and Punta China, where he collected a majority of his samples. Ledesma-Vázquez *et al.* (1989) prepared a stratigraphic section for the Alisitos Formation immediately south of Punta San Isidro, but did not localize the section within the broader formational column, as a whole.

Field methods

The main sequence from the Alisitos Formation considered in this study occurs as a continuous stratigraphic succession immediately south of Punta San Isidro. Three lesser but repetitive sections isolated from one another also occur north of the point within a distance of 4 km. The local stratigraphy was mapped on the Puerto San Isidro quadrangle using a meter tape and a Brunton compass. Samples from each stratigraphic unit were collected in the field and later prepared as thin sections for compositional analysis at Williams College.

Results

Description and correlation of key stratigraphic units

Fieldwork at Punta San Isidro focused on the compilation of an uninterrupted succession that spans strata approximately

al sureste de Ensenada. La topografía de la región está cubierta por el cuadrángulo de Puerto San Isidro (referencia índice: H11B32) a una escala 1:50,000. Las complicaciones debidas a las estructuras y al intemperismo generalmente presentes en la Formación Alisitos no existen en Punta San Isidro, en donde los afloramientos expuestos son erosionados a lo largo de la costa, y el desfaseamiento por fallas es mínimo.

Limitantes en la edad geológica

A pesar de casi estar enteramente confinada a calizas, la fauna de la Formación Alisitos ofrece la mejor herramienta para determinar la edad relativa de la sucesión. Allison (1955) fue el primero en usar correlaciones bioestratigráficas de una manera sistemática para fechar la Formación Alisitos. Este investigador describió a los gasterópodos hallados a través de 160 m de estratos en o cerca de Punta China, el área tipo de la Formación Alisitos; determinó la edad de la Formación Alisitos entre Aptiano y Albiano, basado en la presencia del foraminífero *Orbitolina texana* (Roemer). Allison (1955) notó que *O. texana* es común en Punta China y Punta San Isidro, proporcionando por lo tanto fuerte evidencia respecto a edades equivalentes de los estratos de la Formación Alisitos en Punta China y el área de este estudio.

Estudios previos en Punta San Isidro

Kirk y MacIntyre (1951) fueron los primeros en reconocer a la fauna de Punta San Isidro como distintivamente de edad Aptiano-Albiano. Allison (1955) incluyó una pequeña subserie de datos de Punta San Isidro en su estudio de gasterópodos del Cretácico hallados en calizas de la misma época en Punta China. La mejor evidencia para la correlación física de la Formación Alisitos a través de largas distancias es una zona de calizas biohermales de caprinidos, de 90 a 150 m de grosor, que puede trazarse desde Punta China tierra adentro y al sur hacia San José, a aproximadamente 80 km de distancia. Los fósiles en Punta San Isidro claramente pertenecen a la Formación Alisitos (Kirk y MacIntyre, 1951; Allison, 1955), pero Silver *et al.* (1963) advirtieron que la correlación entre la gruesa caliza de caprinidos y los afloramientos menores en Punta San Isidro no es clara. Allison (1974) incluyó especímenes de Punta San Isidro en su estudio de los bivalvos de la Formación Alisitos, pero no clarificó la relación lateral entre los estratos de Punta San Isidro y Punta China, donde colectó la mayoría de sus muestras. Ledesma-Vázquez *et al.* (1989) describieron una sección estratigráfica de la Formación Alisitos ubicada inmediatamente al sur de Punta San Isidro, pero no localizaron la sección dentro de la amplia columna formacional.

Métodos de campo

La secuencia principal de la Formación Alisitos considerada en este estudio ocurre como una sucesión estratigráfica

90 m in thickness (fig. 3). The Alisitos Formation is especially well exposed in coastal cliffs between Punta San Isidro and a location 300 m south of the point. The southernmost 100 m of exposure are formed by hypabyssal andesite. The northern edge of this body is overlain by the stratigraphically lowest local sedimentary unit within the Alisitos Formation. Strata above this level consist of an interlayered succession of clastics, volcanoclastics, and limestones. The highest unit is marked by a thick andesite flow with columnar joints that forms the resistant headland of Punta San Isidro and several adjacent sea stacks (fig. 4). A detailed description of some key stratigraphic units from the southern section is provided, as follows.

Unit 4

Unit 4 is a well-sorted sandstone that includes a conglomerate lens 1.2 m thick. The conglomerate is cemented by sparry calcite. The clasts are almost entirely andesitic and basaltic in composition. Unit 4 also includes traces of limestone and very minor shell fragments. These shell fragments, in addition to oyster-encrusted cobbles (see fig. 5a for comparison), are stratigraphically the lowest marine fossils to be located in the sequence. The earliest occurrence of limestone is represented by a mass of rudistid bivalves attached to an andesite boulder (fig. 5b).

Unit 9

This unit represents the earliest limestone ledge exposed at Punta San Isidro. It is 2.4 m thick and occurs directly above a 7.3-m thick tuffaceous sandstone entirely devoid of fossils.

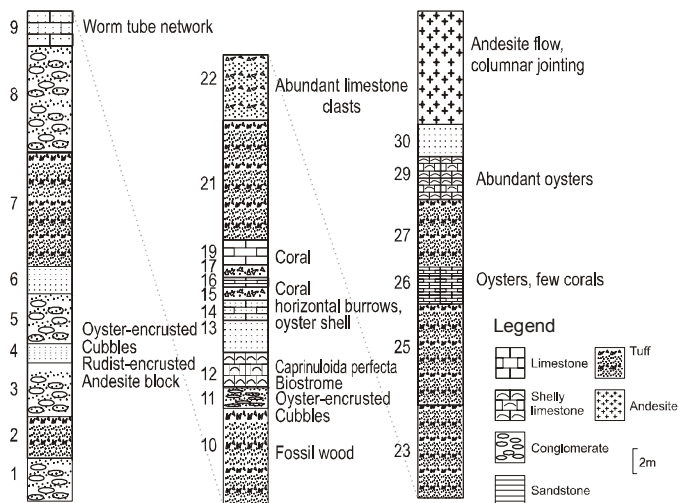


Figure 3. Composite stratigraphic section of the Lower Cretaceous Alisitos Formation at Punta San Isidro near Eréndira. Numbers for marker beds too thin to be expressed in the column are omitted.

Figura 3. Sección estratigráfica compuesta de la Formación Alisitos en el Cretácico inferior en Punta San Isidro, cerca de Eréndira. Se omiten los números de capas que son demasiado delgadas para ser expresadas en la columna.

continúa, inmediatamente al sur de Punta San Isidro. También ocurren al norte de ese punto, dentro de una distancia de 4 km, tres secciones menores pero repetitivas aisladas entre sí. La estratigrafía local fue cartografiada en el cuadrángulo de Puerto San Isidro, usando una cinta métrica y un brújula Brunton. En el campo se colectaron muestras de cada unidad estratigráfica y posteriormente se prepararon secciones delgadas para realizar el análisis de composición en el Williams College.

Resultados

Descripción y correlación de unidades estratigráficas clave

El trabajo de campo en Punta San Isidro fue enfocado en la compilación de una sucesión continua que abarca estratos de aproximadamente 90 m de grosor (fig. 3). La Formación Alisitos está especialmente bien expuesta en cantiles costeros entre Punta San Isidro y en una localidad 300 m al sur de este punto. Los 100 m del extremo sur de la exposición están formados por andesita hipoabisal. La orilla norte de este cuerpo se encuentra por debajo de la unidad sedimentaria local estratigráficamente más baja de la Formación Alisitos. Los estratos arriba de este nivel consisten en una sucesión intercalada de clastos, volcanoclastos, y calizas. La unidad superior está marcada por un grueso flujo andesítico con juntas columnares que forman el resistente cabezal de Punta San Isidro y varios apilamientos marítimos adyacentes (fig. 4). A continuación se proporciona una descripción detallada de algunas unidades estratigráficas clave de la sección sur.

Unidad 4

La unidad 4 es una arenisca bien clasificada que incluye un lente de conglomerado con un grosor de 1.2 m. El conglomerado está cementado por calcita espática. Los clastos tienen una composición casi enteramente andesítica y basáltica. La unidad 4 también incluye trazas de caliza y fragmentos de concha muy pequeños. Estos fragmentos de concha, además de las guijas incrustadas por ostiones (ver fig. 5a para la comparación), son los fósiles marinos estratigráficamente más bajos. La ocurrencia más temprana de calizas está representada por una masa de bivalvos rudistas adheridos a una enorme roca de andesita (fig. 5b).

Unidad 9

Esta unidad representa la presencia más temprana de caliza expuesta en Punta San Isidro. Tiene 2.4 m de grosor y ocurre directamente encima de 7.3 m de arenisca de tobos enteramente carentes de fósiles. Los aspectos más distintivos de la unidad de caliza incluyen la presencia de gasterópodos abundantes (*Aptyxiella* sp.) y una red de tubos de gusanos serpúlidos. Los tubos ocurren en parches paralelos al plano de echado (fig. 5c). Otra fauna incluye conchas dispersas de ostiones, abundantes espinas de echinoideos, y pocos corales escleractinianos.



Figure 4. View of Punta San Isidro, as seen from the south showing columnar joints in the 10-m thick andesite flow that caps the sequence (standing figure for scale).

Figura 4. Vista de Punta San Isidro desde el sur mostrando las juntas columnares en el flujo de andesita con 10 m de grosor que recubre la secuencia (figura de pie para propósito de escala).

The most distinctive features of the limestone unit include presence of abundant gastropods (*Aptyxiella* sp.) and a network of serpulid worm tubes. The tubes occur parallel to the bedding plane in bunches (fig. 5c). Other fauna include scattered oyster shells, abundant echinoid spines, and rare scleractinian corals.

Unit 10

Sandstone with conglomerate lenses containing andesite clasts constitute Unit 10. This unit, which is 6.75 m in thickness, exhibits low-angle cross bedding. Fossil tree limbs are present in this unit. Limbs up to 55 cm long and 5 cm in diameter are exposed on bedding planes (fig. 5d) in broken slabs at the base of the sea cliff. Intact in strata within the outcrop, however, a lag deposit of more than 13 limbs occurs 4.6 m above the base of the unit. The length of these limbs can not be determined because they are exposed along transversal sections.

Unit 11

With a thickness of 1.4 m, unit 11 is formed by conglomerate composed of well-rounded andesite clasts in a sandy matrix. These clasts are 5 to 15 cm in diameter, imbricated, and commonly exhibit encrustation by oysters (fig. 5a). The fragments of valves cemented to these andesite cobbles are, unfortunately, insufficient for specific or generic identification.

Unidad 10

La unidad 10 está constituida con lentes de conglomerados que contienen clastos de andesita. Esta unidad, de 6.75 m de grosor, exhibe un echado cruzado de ángulo bajo, y en ella se hallaron ramas de árbol fosilizadas de hasta 55 cm de largo y 5 cm de diámetro expuestas en planos de echados (fig. 5d), en lajas desprendidas en la base del cantil marino. Sin embargo, intacto en los estratos dentro del afloramiento hay un depósito remanente de más de 13 ramas que ocurre 4.6 m arriba de la base de la unidad. El largo de estas ramas no puede ser determinado porque están expuestas a lo largo de secciones transversales.

Unidad 11

Con un grosor de 1.4 m, la unidad 11 está formada por conglomerados compuestos de clastos bien redondeados de andesita en una matriz arenosa. Estos clastos tienen 5 a 15 cm de diámetro, están imbricados, y generalmente muestran incrustación por ostiones (fig. 5a). Los fragmentos de valvas cementadas a estas guijas de andesita son insuficientes para hacer identificaciones específicas o genéricas.

Unidad 12

La Unidad 12 consiste en una capa de caliza con 2.5 m de grosor (fig. 6) compuesta casi enteramente de bivalvos rudistas

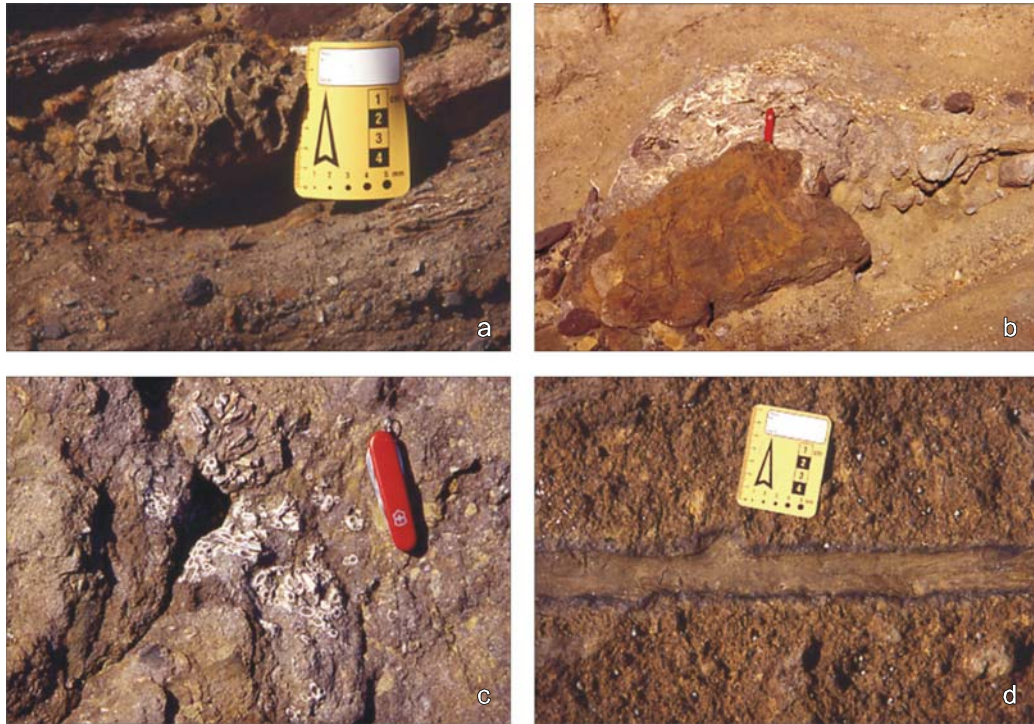


Figure 5. Paleontological details from the Lower Cretaceous Alisitos Formation south of Punta San Isidro. (a) Oyster-encrusted cobble within unit 11 (comparable cobbles also occur in unit 4). (b) Rudist-encrusted boulder of andesite within unit 4. (c) Serpulid worm tubes from unit 9 (pocket knife for scale is 9 cm long). (d) Fossil wood from unit 10.

Figura 5. Detalles paleontológicos de la Formación Alisitos en el Cretácico inferior al sur de Punta San Isidro. (a) Guija incrustada de ostiones dentro de la unidad 11 (guijas comparables también ocurren en la unidad 4). (b) Roca de andesita incrustada de rudistas dentro de la unidad 4. (c) Tubos de gusanos Serpullidos de la unidad 9 (navaja de bolsillo utilizada para escala tiene 9 cm de largo). (d) Madera fósil de la unidad 10.



Figure 6. Outcrop of ledge-forming limestone (unit 12) composed of abundant rudistid bivalves (*Caprinuloidea perfecta*).

Figura 6. Afloramiento de calizas formadoras de arrecifes (unidad 12) compuesto de abundantes bivalvos rudistas (*Caprinuloidea perfecta*).

Unit 12

Unit 12 consists of a 2.5 m-thick limestone (fig. 6) composed almost entirely of the rudistid bivalve *Caprinuloidea perfecta*. The bivalves are not in life position. This unit is remarkable for its lack of clastic debris. It occurs as a laterally discontinuous bank directly above an andesite conglomerate, and is overlain by tuffaceous sandstone (Unit 13), but contains only a minor percentage of clastic debris.

Unit 19

This limestone unit, 1.7 m in thickness, includes scattered scleractinian corals. It is significant as a marker bed that allows the succession to be traced across a zone of shallow faults with fault planes that dip to the southwest (fig. 7). This is the only part of the succession south of Punta San Isidro that is faulted.

Units 21–25

These tuff units are important because they also occur along the coast north of Punta San Isidro, where they strike parallel to the coast for approximately 3 km. They are the principal units of correlation in the region. The total thickness of these units is more than 26 m. They are poorly sorted, exhibit bedding on a scale of centimeters to tens of centimeters, and contain several distinct andesitic and basaltic lithologies. The most striking feature of these units is the presence of platy limestone clasts. The maximum size of these plates reaches 10–20 cm in diameter in unit 22. This unit also contains intact bivalve fossils that have no surrounding limestone matrix. The absence of a limestone matrix demonstrates that the shells were incorporated into the deposit either as living organisms or as loose shells on the sea bottom.

Correlation with other local beds

The first isolated outcrop of the Alisitos Formation beyond Punta San Isidro is located about 0.75 km to the northwest near El Buey. The best evidence for relating this outcrop to the master section at Punta San Isidro is a 1.3-m-thick tuff unit bearing limestone clasts including possible corals corresponding to unit 22 (fig. 8). This bed is bracketed by a pair of units bearing only andesite clasts. The full sequence correlates physically with units 21–23 at Punta San Isidro.

A greater thickness of Alisitos strata amounting to 15 m is exposed about 500 m north of El Buey. There, the succession also includes a limestone-bearing tuffaceous conglomerate that matches well with a comparable interval at Punta San Isidro. Lower within this sequence, lahar deposits include large fossil oysters. Stratigraphically below the tuffaceous conglomerate occurs an alternation of limestone and clastic beds that physically corresponds to units 15–19 at Punta San Isidro.

The greatest thickness of Alisitos strata north of Punta San Isidro occurs 4 km to the northwest towards Las Minas. This

Caprinuloidea perfecta. Los bivalvos no están en su posición de vida. Esta unidad es notable por su falta de restos clásticos; ocurre como un banco discontinuo lateral directamente encima de un conglomerado de andesita, y se halla debajo de areniscas de tobas (unidad 13), pero contiene sólo un mínimo porcentaje de restos clásticos.

Unidad 19

Esta unidad de caliza con 1.7 m de grosor, incluye corales escleractinianos dispersos. Es una capa marcadora significativa que permite a la sucesión ser trazada a través de una zona de fallas someras, con planos de fallas que se inclinan hacia el suroeste (fig. 7). Esta es la única parte de la sucesión al sur de Punta San Isidro que está afallada.

Unidades 21–25

Estas unidades tobáceas son importantes porque también ocurren a lo largo de la costa al norte de Punta San Isidro donde corren paralelas a la costa por aproximadamente 3 km. Son las principales unidades de correlación en la región. El grosor total de estas unidades es mayor a 26 m. Están pobremente clasificadas, muestran estratificación en una escala de centímetros a decenas de centímetros, y contienen varias litologías distintivas de andesitas y basaltos. El aspecto más notable de estas unidades es la presencia de clastos de calizas en forma de disco. El tamaño máximo de estos discos llega a ser de 10–20 cm de diámetro en la unidad 22. Esta unidad también contiene fósiles intactos de bivalvos que no están rodeados de una matriz de caliza. La ausencia de una matriz de caliza demuestra que las conchas fueron incorporadas al depósito como organismos vivos o ya sea como conchas sueltas en el fondo marino.

Correlación con otras capas locales

El primer afloramiento aislado de la Formación Alisitos más allá de Punta San Isidro está ubicado aproximadamente a 0.75 km. al noroeste, cerca de El Buey. La mejor evidencia para relacionar este afloramiento con la sección maestra en Punta San Isidro es una unidad de tobas de 1.3 m de grosor que contiene clastos de calizas, incluyendo posibles corales que corresponden a la unidad 22 (fig. 8). Esta capa se halla separada por un par de unidades que sólo contienen clastos de andesita. La secuencia completa se correlaciona físicamente con las unidades 21–23 de Punta San Isidro.

Una gran cantidad de los estratos de la Formación Alisitos, con un grosor total de 15 m, está expuesta aproximadamente 500 m al norte de El Buey. Allí la sucesión también incluye un conglomerado de tobas con calizas que se asemeja bien a un intervalo comparable en Punta San Isidro. Más abajo en esta secuencia, depósitos de lahar incluyen grandes fósiles de ostiones. Estratigráficamente, debajo del conglomerado de tobas ocurre una alternancia de calizas y capas clásticas que

exposure is dominated by a 17-m-thick tuff that is lithologically similar to the tuffaceous conglomerate of units 21–25 from the master section at Punta San Isidro. Correlation of isolated sequences with the upper part of the master stratigraphic section at Punta San Isidro is interpreted mainly on the basis of characteristic limestone units (fig. 8).

Discussion

Context of a volcanic arc model

Carey and Sigurdsson (1984) provide a model for volcanogenic sedimentation in back-arc basins. The model applies to volcanoclastic deposits in both the back-arc and fore-arc settings. It incorporates elements of sedimentation by explosive volcanism (e.g. lahars, surges, ashfalls), fluvial and aeolian reworking, and subaqueous mass-flows. The authors emphasize that a volcanoclastic apron forms along the side of the volcanic arc, similar to an extended submarine fan. They show that during arc volcanism a significant source of sedimentation is primary volcanoclastic influx, including the subaqueous deposition of ashfalls. The sides of the arc are covered in a thick apron of material that includes primary volcanogenic debris, epiclastic sediment from the erosion of the arc, as well as biogenic and aeolian material. The variety of sedimentary processes acting simultaneously produces deposits that do not exhibit the classic proximal to distal (or near-shore to off-shore) relationships existing in deltas and submarine fans. In this context, fossil evidence is especially important for establishing water depth and position relative to paleoshore in the Alisitos Formation. Carey and Sigurdsson (1984) argue that subaerial volcanic arcs result in deposits with many overlapping volcanoclastic facies interspersed with lesser accumulations of biogenic and epiclastic material. This is clearly the case at Punta San Isidro. The greatest accumulations are of volcanoclastic and epiclastic material, interbedded with thin and dirty limestones. The variety is also great, ranging from conglomerate (units 3 and 5) to tuff (units 7 and 8) and sandstone (units 10 and 30). The degree of reworking also varies greatly between beds, from undisturbed tuff in unit 7 to well-rounded sand and pebble clasts in unit 10.

Fossil evidence presents an overwhelming argument for the near-shore nature of the Alisitos deposits. The oyster-encrusted andesite cobbles within units 4 and 11 (fig. 5a) function as surrogate rocky shores. These are described by Libbey and Johnson (1997, p. 219) as a type of rocky shore in cameo, where organisms encrust individual cobbles or boulders surrounded by a matrix such as lime sand. The occurrence of encrusted cobbles at two stratigraphic levels in the Punta San Isidro area indicates close depositional proximity to the shoreline. The mass of rudistid bivalves cemented to an andesite block in a conglomerate lens in unit 4 (fig. 5b) also demonstrates the existence of a nearby incipient rudistid reef. The presence of a major shell bank is confirmed by unit 12 (fig. 6), which is composed almost entirely of the rudistid bivalve *Caprinuloidea perfecta*.

corresponden físicamente a las unidades 15–19 en Punta San Isidro.

El mayor grosor de estratos de la Formación Alisitos se presenta al norte de Punta San Isidro, en dirección a Las Minas, 4 km al noroeste. Este afloramiento está dominado por una toba de 17 m de grosor, la cual es litológicamente similar al conglomerado de tobas de las unidades 21–25 de la sección maestra en Punta San Isidro. La correlación de secuencias aisladas con la parte superior de la sección estratigráfica maestra en Punta San Isidro es interpretada principalmente con base en características de las unidades de calizas (fig. 8).

Discusión

Contexto de un modelo de arco volcánico

Carey y Sigurdsson (1984) proporcionan un modelo para sedimentación volcánica en cuencas de antearco. El modelo se aplica a depósitos volcanoclasticos en ambos entornos de ante y post-arco; incorpora elementos de sedimentación de vulcanismo explosivo (i.e. lahares, surgencias, cenizas), retrabajado fluvial y eólico, y flujos masivos subacuáticos. Los autores enfatizan que se forma una capa volcanoclastica a lo largo del costado del arco volcánico, similar a un abanico submarino extendido. Muestran que durante vulcanismo de arco, una fuente significativa de sedimentación proviene de flujos volcanoclasticos primarios, incluyendo la depositación subacuática de cenizas. Los costados del arco están cubiertos en una gruesa capa de material que incluye detritos volcánicos primarios, sedimento epiclastico de la erosión del arco, así como material biogénico y eólico. La variedad de procesos sedimentarios que actúan simultáneamente producen depósitos que no muestran la relación clásica de proximal a distal (o de cerca de la costa hasta mar adentro) existente en deltas y abanicos submarinos. En este contexto, la evidencia de fósiles es especialmente importante para establecer la profundidad de agua y posición relativa a la paleocosta en la Formación Alisitos. Carey y Sigurdsson (1984) discuten que los arcos volcánicos subaéreos resultan en depósitos con muchas facies volcanoclasticas sobrepuestas e interdispersas con acumulaciones menores de material biogénico y epiclastico. Se percibe claramente que éste es el caso en Punta San Isidro. Las acumulaciones más grandes son de material volcanoclastico y epiclastico, intercaladas con calizas delgadas y sucias. La variedad también es grande, abarcando desde conglomerados (unidades 3 y 5) hasta tobas (unidades 7 y 8) y arenisca (unidades 10 y 30). El grado de retrabajo también varía enormemente entre capas, desde tobas no perturbadas en la unidad 7 hasta clastos de arena y guijarros bien redondeados en la unidad 10.

La evidencia de fósiles presenta un argumento indiscutible de la naturaleza costera de los depósitos de la Formación Alisitos. Las guijas de andesita incrustadas de ostiones dentro de las unidades 4 y 11 (fig. 5a) funcionan como sustituto de costas rocosas. Éstas son descritas por Libbey y Johnson (1997, p. 219) como un tipo de costa rocosa en donde los organismos

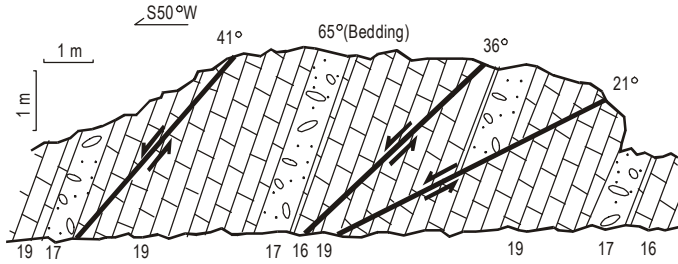


Figure 7. Complex of normal faults with a minor amount of offset exposed south of Punta San Isidro. Apart from this interval, the master succession is conformable and objective.

Figura 7. Complejo de fallas normales con una cantidad mínima de desfaseamiento expuesto, al sur de Punta San Isidro. Fuera de este intervalo, la sucesión maestra es concordante y coherente.

While encrusting oysters suggest the presence of a rocky-shore environment at Punta San Isidro during local deposition of the Alisitos Formation, the fossil tree limbs in unit 10 confirm that the paleoshore existed along the margin of a volcanic shore that supported terrestrial life. The lag deposit of limbs in unit 10 shows that they were transported by fluvial action and deposited in shallow water. These limbs occur within a few meters stratigraphically below the encrusting oysters in unit 11.

The limestone units of the Alisitos Formation at Punta San Isidro are instructive. They vary greatly in terms of fauna preserved and facies represented. None of the limestone units, however, exceed 3 m in thickness. The thin limestone of Punta San Isidro stands in sharp contrast to those at Punta China where, according to Allison (1974, p. 33), “uninterrupted thicknesses of carbonate rock ... may exceed 200 m [in total thickness].” From these massive biohermal limestones, Allison (1955, 1974) showed an impressive compilation of faunal assemblages. Allison (1974) listed 88 species of bivalvia alone, and confided that his list was not exhaustive. His vision of the shallow marine waters during deposition of the Alisitos Formation is not one of tectonic upheaval. He states that “the only recognized environmental change of major significance occurs at the top of the section, south of Punta San José, where fresh-water fossils occur in abundance” (Allison, 1974, p. 45). Busby *et al.* (2003) describe gentler slopes on a volcano-bounded shallow-water marine basin that allowed pyroclastic flows to enter the sea with integrity, and supported extensive buildups of bioherms 200 km south of Eréndira at Valle San Fernando. In contrast to Punta China and Valle San Fernando, the stratigraphy of the Alisitos Formation at Punta San Isidro indicates that local environmental changes were common. These environmental shifts were the result of changes in volcanic activity and changes in the fluvial system delivering clastic material to the paleoshore.

Context of a back-reef model

Coogan *et al.* (1972) provide a facies model of a marine shelf during mid-Cretaceous time based upon the Tamabra and El Abra limestones, which are oil source-rocks in eastern

incrustan guijas o cantos individuales rodeados por una matriz como pudiera ser arena caliza. La ocurrencia de guijas incrustadas en dos niveles estratigráficos en el área de Punta San Isidro indica la proximidad de la depositación a la línea de costa. La masa de bivalvos rudistas cementados en un bloque de andesita en un lente de conglomerados de la unidad 4 (fig. 5b) también demuestra la existencia de un incipiente arrecife de rudistas cercano. La presencia de un importante banco de conchas está confirmada por la unidad 12 (fig. 6), la cual está compuesta casi totalmente del bivalvo rudista *Caprinuloidea perfecta*.

Mientras que los ostiones incrustantes sugiere la presencia de un ambiente costero rocoso en Punta San Isidro durante la depositación local de la Formación Alisitos, los fósiles de ramas de árbol en la unidad 10 confirman que la paleocosta existió a lo largo del margen de una costa volcánica que sostuvo vida terrestre. El depósito residual de ramas en la unidad 10 muestra que éste fue transportado por acción fluvial y depositado en aguas someras. Estas ramas se presentan estratigráficamente unos pocos metros debajo de los ostiones incrustantes de la unidad 11.

Las unidades de caliza de la Formación Alisitos en Punta San Isidro son muy ilustrativas. Varían enormemente en términos de la fauna preservada y las facies representadas. Sin embargo, ninguna de las unidades de caliza excede los 3 m de grosor. La caliza delgada en Punta San Isidro contrasta notablemente con la de Punta China donde, según Allison (1974, p. 33), “los grosores ininterrumpidos de roca carbonatada... pueden exceder 200 m [en grosor total]”. A partir de estas calizas masivas biohermales, Allison (1955, 1974) demostró una impresionante compilación de ensambles faunísticos. Allison (1974) elaboró una lista de 88 especies de bivalvos, y mencionó que esta lista no era exhaustiva. Su visión de aguas marinas someras durante la depositación de la Formación Alisitos no es una de gran actividad tectónica; declara que “el único cambio ambiental reconocido como de gran significado ocurre en la cima de la sección, al sur de Punta San José, donde los fósiles de agua dulce ocurren en abundancia” (Allison, 1974, p. 45). Busby *et al.* (2003) describen pendientes suaves en una cuenca marina somera confinada por volcanes que permitió que entraran flujos piroclásticos íntegramente al mar, y apoyó una extensiva acumulación de biohermas 200 km al sur de Eréndira, en Valle San Fernando. En contraste con Punta China y Valle San Fernando, la estratigrafía de la Formación Alisitos en Punta San Isidro indica que los cambios ambientales locales fueron comunes. Estas variaciones ambientales fueron el resultado de cambios en actividad volcánica y cambios en el sistema fluvial que transportaba material clástico a la paleocosta.

Contexto de un modelo postarrecifal

Coogan *et al.* (1972) proporcionan un modelo de facies de una plataforma marina durante el Cretácico medio, basado en las calizas de Tamabra y El Abra, las cuales son rocas fuente de

Mexico. Their model shows the distribution of fauna on a shelf dominated by barrier rudistid reefs and smaller patch-reefs. The limestone units of Punta San Isidro present an opportunity to evaluate this model. The Tamabra and El Abra limestones formed, however, on a large, shallow shelf free of any volcanic activity. The effects of volcanoclastic sedimentation can be approximated using the study of Heikoop *et al.* (1996). They demonstrate that near-shore, hard bottom communities often experience nearly complete destruction following a volcanoclastic event, while offshore, soft-bottom communities are relatively unharmed.

The basic faunal elements present in the succession at Punta San Isidro correspond to the model put forth by Coogan *et al.* (1972). Unit 9 is the limestone that appears to represent the shallowest water, perhaps closest to shore. This accounts for the presence of serpulid tubes (fig. 5c) and abundant gastropods (*Aptyxiella* sp.), as well as transported oyster shells. Unit 8, directly beneath this limestone, is represented by a thick tuffaceous sandstone that may be terrestrial or marine in origin. The unit above the serpulid limestone (unit 10) is a thick sandstone that recorded more sediment influx from terrestrial sources, rather than a significant change in water depth. This interpretation is supported by the presence of fossil wood within the unit (fig. 5d). The rudistid bank (unit 12) may reflect an increase in water depth. The fact that it directly overlies a conglomerate with oyster-encrusted cobbles, however, suggests it is more likely a near-shore deposit derived from a patch reef. The presence of such reefs is suggested by a mass of rudist bivalves on a block of andesite (fig. 5b) that occurs lower in unit 4 only 20 m laterally from oyster-encrusted cobbles in the same stratum. This block is either an incipient rudistid mound, or a block detached from a small patch reef during a storm. The multiple associations of encrusting oysters and rudistid deposits provides evidence for ecological succession, as well as close lateral proximity. The encrusting oysters are the first organism to take advantage of the hard substratum. They are succeeded by rudistid bivalves, which subsequently dominate the environment. High rates of volcanoclastic sediment influx recorded at Punta San Isidro interrupted the pattern of ecological succession by continually smothering the environment.

Limestone beds from units 14 and 16 also represent a back-reef environment that was subject to a considerable influx of terrestrial sediment of local volcanic origin. The presence of oyster shells and solitary corals is the strongest evidence for back-reef deposition (Coogan *et al.*, 1972). Units 26 and 29 also represent similar environments, but subject to much lower rates of influx of clastic sediments. These younger limestone beds have relatively clean micrite matrices and abundant fossils, as opposed to the presence of clay particles, sandine, plagioclase, andesite, and quartz found in units 14 and 16.

Context of fossils in volcanoclastic deposits

The inclusion of fossils within volcanoclastic deposits has long been overlooked, aside from a few historical examples such as Pompeii. Lockley (1990) gives an overview of the

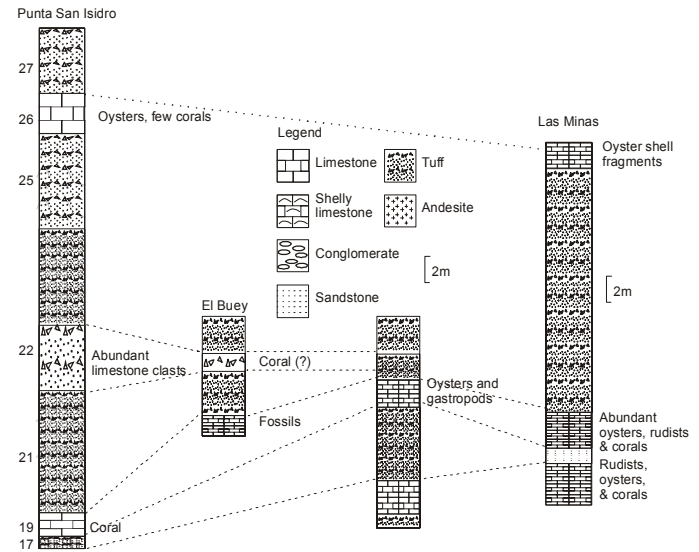


Figure 8. Correlation of isolated exposures of the Alisitos Formation on the shoreline north of Punta San Isidro with the upper part of the master stratigraphic section immediately south of Punta San Isidro. Numbers for marker beds too thin to be expressed in the column are omitted.

Figura 8. Correlación de afloramientos aislados de la Formación Alisitos en la línea de costa al norte de Punta San Isidro, con la parte superior de la sección estratigráfica maestra inmediatamente al sur de Punta San Isidro. Se omiten los números de las capas que son muy delgadas para ser expresadas en la columna.

petróleo en el oriente de México. Su modelo muestra la distribución de fauna en una plataforma dominada por arrecifes de barrera formada por rudistas y arrecifes en parches más pequeños. Las unidades de caliza de Punta San Isidro presentan una oportunidad para evaluar este modelo. Sin embargo, las calizas de Tamabra y El Abra se formaron en una plataforma amplia y somera, libre de cualquier actividad volcánica. Los efectos de sedimentación volcanoclástica pueden ser aproximados usando el estudio de Heikoop *et al.* (1996), en el que demuestran que las comunidades cerca de la costa y de fondos consolidados generalmente experimentan una destrucción casi completa después de un evento volcanoclástico, mientras que las comunidades más oceánicas y de fondos suaves permanecen relativamente sin daño.

Los elementos faunísticos básicos presentados en la sucesión en Punta San Isidro corresponden al modelo propuesto por Coogan *et al.* (1972). La Unidad 9 está formada por caliza que parece representar las aguas más someras, probablemente muy cercanas a la costa. Esto justifica la presencia de tubos de serpúlidos (fig. 5c) y gasterópodos abundantes (*Aptyxiella* sp.), así como conchas de ostiones transportadas. La unidad 8, ubicada directamente debajo de esta caliza, está representada por una gruesa capa de arenisca de tobas que puede tener un origen terrestre o marino. La unidad encima de la caliza de serpúlidos (unidad 10) es una arenisca gruesa que registró más flujo de sedimentos desde fuentes terrestres, en vez de un cambio significativo en la profundidad del agua. Esta interpretación se ve apoyada por la presencia de madera petrificada dentro de la unidad (fig. 5d). El banco de rudistas (unidad 12) podría

ways in which fossils are incorporated into the stratigraphic record by way of volcanic activity. He shows that a great variety of subaerial and subaqueous processes commonly preserve fossils, often extremely well. Lockley (1990) considers the relative potentials for preservation of fossils in different kinds of volcanic deposits. An understanding of this potential is essential for the examination of near-shore marine deposits along a volcanic island arc.

As noted by Lockley (1990), fossil assemblages are recorded in marine "volcanogenic mass-flow deposits" but these accumulations are rare in the geological literature. Lockley (1990) cites one example of this phenomenon from Miocene deposits in New Zealand, and identified another such deposit from the Ordovician of Wales. Preservation of fossils in such deposits is surprisingly good, including unbroken bryozoan fronds. Plessis *et al.* (1978) also described the excellent preservation of leaves in volcanic ash on the floor of a bay on Ua Pou in the Marquesas Islands. They believe that the leaves were entrained in lahars that remobilized volcanic ash on the slopes of the volcano during heavy rains. The lahars then spread as large fans that were deposited along the bottom of the bay.

Despite the success of Lockley (1990) to establish the various ways in which volcanism affects the biostratigraphic record, his survey documents few results regarding preservation of fossils in volcanogenic marine mass-flow deposits. Fisher (1984), however, provides a model for the subaqueous deposition of lahars. This model gives the framework to understand the preservation of articulated bivalves within a lahar deposit north of Punta San Isidro (fig. 8). The most likely of possibilities discussed by Fisher (1984) involves the triggering of water-soaked debris and the occurrence of heavy rain during an eruption. This scenario is consistent with the evidence, because the units in question are associated with shallow-water limestone and clastic facies.

Comparison with Alisitos strata elsewhere

The rich fossil assemblages described by Allison (1955, 1974) at Punta China imply a more off-shore environment compared to San Isidro on the basis of faunal diversity and the thickness of the limestone units. No fossil wood or other terrestrial fossils, and no encrustation of cobbles by oysters are reported from Punta China.

Beggs (1983) described facies from the Alisitos Formation of west central Baja California (fig. 1) that are primarily distal. He interpreted only a single interval of Alisitos strata designated as El Progreso Formation as the result of shallow-water deposition. No evidence of shoreline deposits was noted by Beggs (1983). El Progreso Formation also contains considerably less pyroclastic and epiclastic material than the Punta San Isidro exposures, suggesting deposition farther from shore. Beggs (1983) observed that conglomerate units in the Alisitos Formation vary in clast size, structure, and degree of rounding, but all clasts are reworked from the volcanic rocks in the

reflejar un incremento en la profundidad de agua. Sin embargo, el que éste se encuentre directamente encima de un conglomerado con guijas incrustadas de ostiones sugiere que es muy probablemente un depósito cercano a la costa derivado de un parche de arrecife. La presencia de tales arrecifes es sugerida por una masa de bivalvos rudistas en un bloque de andesita (fig. 5b) que ocurre más abajo en la unidad 4 a sólo 20 m y lateral a las guijas incrustadas de ostiones dentro del mismo estrato. Este bloque puede ser un montículo incipiente de rudistas, o un bloque separado de un pequeño parche de arrecife durante una tormenta. Las múltiples asociaciones de ostiones incrustantes y depósitos de rudistas, así como la cercana proximidad lateral, proporcionan evidencias para la sucesión ecológica. Los ostiones incrustantes son los primeros organismos en tomar ventaja del sustrato consolidado. Subsecuentemente son reemplazados por bivalvos rudistas que posteriormente dominan el ambiente. Las altas tasas de flujo de sedimentos volcanoclásticos registradas en Punta San Isidro interrumpieron el patrón de sucesión ecológica por estar continuamente recubriendo el ambiente.

Las capas de calizas de las unidades 14 y 16 también representan un ambiente postarrecifal que fue sometido a considerables flujos de sedimentos terrestres de origen volcánico local. La presencia de conchas de ostiones y corales solitarios es la evidencia más fuerte de la depositación postarrecifal (Coogan *et al.*, 1972). Las unidades 26 y 29 también representan ambientes similares, pero sometidos a mucho menores tasas de flujo de sedimentos clásticos. Estas capas de calizas más recientes tienen matrices de micrita relativamente limpias y abundantes fósiles, en contraste con la presencia de las partículas de arcilla, sanidina, plagioclasa, andesita, y cuarzo halladas en las unidades 14 y 16.

Contexto de fósiles en depósitos volcanoclásticos

La inclusión de fósiles dentro de depósitos volcanoclásticos no ha recibido la consideración debida, fuera de algunos ejemplos históricos tales como el de Pompeya. Lockley (1990) da una muestra de las formas en que los fósiles son incorporados en el registro estratigráfico por medio de actividad volcánica; muestra que una gran variedad de procesos subaéreos y subacuáticos comúnmente preservan fósiles, por lo general extremadamente bien. Lockley (1990) considera los potenciales relativos para la preservación de fósiles en diferentes tipos de depósitos volcánicos. La comprensión de este potencial es esencial para el examen de depósitos marinos cercanos a la costa a lo largo del arco de isla volcánica.

Tal como lo notó Lockley (1990), los ensambles de fósiles son registrados en "depósitos volcanogénicos de flujo masivo" marinos, pero estas acumulaciones son raras en la literatura geológica. Lockley (1990) cita un ejemplo de este fenómeno desde depósitos del Mioceno en Nueva Zelanda, e identificó otro depósito similar del Ordovícico de Gales. La preservación de fósiles en tales depósitos es sorprendentemente buena, incluyendo colonias enteras de briozoarios. Plessis *et al.*

Alisitos Formation. His findings in this regard are consistent with the present study. The clasts from conglomerate beds of the Punta San Isidro area are subangular to subrounded, and composed almost entirely of andesite and volcanoclastics from the Alisitos Formation. They also conform to the description of Beggs (1983) in matrix composition and oxidation of clasts. Beggs (1983) denotes one such lithology as a lahar breccia-conglomerate. He interprets such units as the product of lahars originating on the steep sides of volcanoes that spread into sheet flows along either flat terrain or in shallow marine water.

The relative position of strata at Punta San Isidro within the greater Alisitos Formation is still uncertain, but probably corresponds to the upper part of the formation redescribed by Allison (1974) in the Punta China area (fig. 2). This is the part of the succession in which limestone is most prevalent. The Alisitos fauna found at Punta San Isidro has not been identified to the species level. A more thorough catalogue of this fauna would provide a useful comparison to the data of Allison (1955, 1974). It would also provide stronger evidence for establishing differences and similarities in marine environments preserved at Punta China and Punta San Isidro.

Cretaceous sea-level change and regional tectonics

A major time gap exists between the Alisitos Formation of Aptian-Albian age and the Rosario Formation of Campanian-Maastrichtian age. No record of the intervening Cenomanian to Campanian stratification exists at Punta San Isidro. According to the Cretaceous record of eustasy compiled by Haq *et al.* (1987), sea level rose globally through Albian time. A sharp drop in global sea level is recognized many places around the world on the basis of unconformities between upper Albian strata and younger strata, as shown in North America, South America, Eurasia, and Africa (Fernández-Mendiola and García-Mondéjar, 1997, table 2). These trends are consistent with the thick, uninterrupted accumulations of relatively shallow water facies in the Alisitos Formation of the Eréndira area. During post-Albian time, the Peninsular Ranges batholith was widely emplaced in Baja California (Silver *et al.*, 1963; Gastil *et al.*, 1975). In the Eréndira area, strata that belong to the Alisitos Formation are tilted as much as 65° out of the horizontal (fig. 7) due to later deformation. The unroofing and exhumation of the vast batholith occurred in coastal districts by Campanian time. Basal strata belonging to the Rosario Formation were deposited across upturned Alisitos strata and against the flanks of granodiorite rocks in the Eréndira area (Gastil *et al.*, 1971; 1975).

Acknowledgments

Fieldwork for this project was initiated in January 1996 and contributed to Payne's honor's thesis at Williams College. Acknowledgment is made to the donors of the Petroleum Research Fund (American Chemical Society) for full support of this project through grants 22904-B2-C and 27325-B8 to

(1978) también describieron la excelente preservación de hojas en cenizas volcánicas sobre el fondo de una bahía en Ua Pou en las Islas Marquesas, y proponen que las hojas fueron enterradas en lahares que removilizaron ceniza volcánica en las laderas del volcán durante fuertes lluvias; luego los lahares se dispersan en forma de grandes abanicos que fueron depositados a lo largo del fondo de la bahía.

A pesar del éxito de Lockley (1990) en establecer las varias formas en las que el vulcanismo afecta el registro bioestratigráfico, sus documentos registran pocos resultados con relación a la preservación de fósiles en depósitos volcanogénicos marinos de flujo masivo. Sin embargo, Fisher (1984) proporciona un modelo para la depositación subacuosa de lahares. Este modelo forma el marco para entender la preservación de bivalvos articulados dentro de un depósito de lahar al norte de Punta San Isidro (fig. 8). La más probable de las posibilidades discutidas por Fisher (1984) involucra el flujo de restos saturados con agua y la ocurrencia de fuertes lluvias durante una erupción. Este escenario es consistente con las evidencias encontradas porque las unidades en cuestión están asociadas con calizas de aguas someras y facies clásticas.

Comparación con estratos de la Alisitos en otros lugares

Los ensambles ricos en fósiles descritos por Allison (1955, 1974) en Punta China implican un ambiente más oceánico en comparación a San Isidro basándose en la diversidad de fauna y el grosor de las unidades de caliza. No se reportan fósiles de madera u otros fósiles terrestres, ni tampoco incrustación de guijas por ostiones en Punta China.

Beggs (1983) describió facies de la Formación Alisitos del oeste central de Baja California (fig. 1) que son principalmente distales; sólo interpretó un único intervalo de estratos de la Alisitos designada como Formación El Progreso, resultado de depositación en aguas someras; y no notó evidencia de depósitos de línea de costa. La Formación El Progreso también contiene considerablemente menos material piroclástico y epiclástico que las exposiciones en Punta San Isidro, sugiriendo una depositación más alejada de la costa. Beggs (1983) observó que las unidades de conglomerados en la Formación Alisitos varían en tamaño de clastos, estructura y grado de redondeo, pero todos los clastos están retrabajados a partir de rocas volcánicas en la Formación Alisitos. Sus hallazgos en este aspecto son consistentes con el presente estudio. Los clastos de las capas de conglomerados del área de Punta San Isidro son de subangulares a sobrerredondeados, y compuestos casi completamente de andesita y volcanoclasticos de la Formación Alisitos. También se conforman a la descripción de Beggs (1983) en cuanto a la composición de la matriz y la oxidación de clastos. Beggs (1983) considera una de tales litologías como un lahar de brecha conglomerática, e interpreta tales unidades como el producto de lahares originados en las laderas de volcanes con pendiente alta, los cuales se dispersaron en forma de flujos laminares a lo largo de terrenos llanos o en aguas marinas someras.

Johnson at Williams College. The authors are grateful to two anonymous reviewers whose comments helped to improve the manuscript.

References

- Allison, E.C. (1955). Middle Cretaceous gastropoda of Punta China, Baja California, Mexico. *Journal of Paleontology*, 29: 400–432.
- Allison, E.C. (1974). The type Alisitos Formation (Cretaceous, Aptian-Albian) of Baja California and its bivalve fauna. In: Gastil, R.G. and Lillegaven, J. (eds.), *Geology of peninsular California*. Pacific Section, American Association of Petroleum Geologists, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, and Society of Engineering Geologists, Guidebook, p. 29–59.
- Almazán-Vázquez, E. (1988). Marco paleosedimentario y geodinámico de la Formación Alisitos en la península de Baja California. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Revista*, 7: 41–51.
- Beck, M.E. (1991). Case for northward transport of Baja and coastal southern California: Paleomagnetic data, analysis, and alternatives: *Geology*, 19: 506–509.
- Beggs, J.M. (1983). Stratigraphy, petrology, and tectonic setting of the Alisitos Group, Baja California, Mexico, Unpublished PhD. Dissertation, University of California at Santa Barbara, 236 p.
- Busby, C., Mattinson, J., Fackler-Adams, B., and Deoreo, S. (2003). Stratigraphic evolution of the early Cretaceous Alisitos arc from San Quintin to Mission San Fernando (Baja California, Mexico): *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 35 (4): 76–77.
- Carey, S. and Sigurdsson, H. (1984). A model of volcanogenic sedimentation in marginal basins. In: Kokelaar, B.P. and Howells, M.F. (eds.), *Marginal basin geology: Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins*. Geological Society (London) Special Publications, 16: 37–58.
- Clark, H.C. and Johnson, M.E. (1994). Coastal geomorphology of andesite from the Cretaceous Alisitos Formation in Baja California (Mexico). *Journal of Coastal Research*, 11: 401–414.
- Coogan, A.H., Bebout, D.G., and Maggio, C. (1972). Depositional environments and geologic history of Golden Lane and Poza Rica Trend, Mexico, an alternative view. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 56: 1419–1447.
- Fernández-Mendiola, P.A. and García-Mondéjar, J. (1997). Isolated carbonate platform of Caniego, Spain: A test of the latest Albian worldwide sea-level changes: *Geological Society of America Bulletin*, 109: 176–194.
- Filmer, P.E., and Kirschvik, J.L. (1989). A paleomagnetic constraint on the Late Cretaceous paleoposition of northwestern Baja California, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 94: 7332–7342.
- Fisher, R.V. (1984). Submarine volcanoclastic rocks. In: Kokelaar, B.P. and Howells, M.F. (eds.), *Marginal basin geology: Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins*, Geological Society (London) Special Publication, 16: 5–27.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P. and Allison, E.C. (1971). Reconnaissance geologic map of the State of Baja California. Geological Society of America Memoir 140, sheets A, B, and C.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P. and Allison, E.C. (1975). Reconnaissance geology of the State of Baja California. Geological Society of America Memoir 140, 170 p.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156–1167.
- La posición relativa de estratos en Punta San Isidro dentro de la Formación Alisitos todavía no está definida, pero probablemente corresponde a la parte superior de la formación redescrita por Allison (1974) en el área de Punta China (fig. 2). Esto es parte de la sucesión en la cual prevalece la caliza. La fauna de Alisitos hallada en Punta San Isidro no ha sido identificada al nivel de especies. Un catálogo más detallado de esta fauna proporcionaría un marco de comparación útil contra los datos de Allison (1955, 1974); también proporcionaría mayores evidencias para establecer las diferencias y similitudes entre los ambientes marinos preservados en Punta China y Punta San Isidro.
- Cambios en el nivel de mar durante el Cretácico y tectónica regional*
- Existe un gran lapso de tiempo faltante entre la Formación Alisitos de la edad Aptiano-Albiano y la Formación Rosario de la edad Campaniano-Maastrichtiano. En Punta San Isidro no existe un registro de la estratificación intermedia del Cenomaniano al Campaniano. De acuerdo al registro eustático del Cretácico compilado por Haq *et al.* (1987), el nivel del mar subió globalmente durante el Albiano. En muchas partes alrededor del mundo se reconoce un fuerte descenso global del nivel del mar, con base en discordancias entre estratos del Albiano superior y estratos más recientes, tal como se observa en Norteamérica, Sudamérica, Eurasia, y África (Fernández-Mendiola y García-Mondéjar, 1997, tabla 2). Estas tendencias son consistentes con las gruesas y continuas acumulaciones de facies de aguas relativamente someras de la Formación Alisitos en el área de Eréndira. Durante el periodo post-Albiano, el Batolito Peninsular fue ampliamente emplazado en Baja California (Silver *et al.*, 1963; Gastil *et al.*, 1975). En el área de Eréndira, estratos que pertenecen a la Formación Alisitos están inclinados hasta incluso llegar a los 65° de la horizontal (fig. 7) debido a deformaciones posteriores. El afloramiento y la exhumación del vasto batolito ocurrió en distritos costeros durante el Campaniano. Estratos basales pertenecientes a la Formación Rosario fueron depositados sobre estratos basculados de la Alisitos y contra los flancos de rocas de granodiorita en el área de Eréndira (Gastil *et al.*, 1971; 1975).
- Agradecimientos**
- El trabajo de campo para este proyecto fue iniciado en enero de 1996 y contribuyó a la tesis de honor de J. Payne en el Williams College. Se agradece al Fondo de Investigación del Petróleo (Sociedad Química Americana) por su total apoyo a este proyecto a través de los patrocinios 22904-B2-C y 27325-B8 a M. E. Johnson en el Williams College. Los autores agradecen a dos revisores anónimos sus comentarios, que ayudaron a mejorar el manuscrito.
- Traducido al español por los autores.

- Heikoop, J.M., Tsujita, C.J., Heikoop, C.E., Risk, M.J., and Dickin, A.P. (1996). Effects of volcanic ashfall recorded in ancient marine benthic communities: comparison of a nearshore and an offshore environment. *Lethaia*, 29: 125–139.
- Johnson, M.E. and Hayes, M.L. (1993). Dichotomous facies on a Late Cretaceous rocky island as related to wind and wave patterns (Baja California, Mexico). *Palaos*, 8: 385–395.
- Johnson, M.E., Ledesma-Vázquez, J., Clark, H.C., and Zwiebel, J.A. (1996). Coastal evolution of Late Cretaceous and Pleistocene rocky shores: Pacific rim of northern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 108: 708–721.
- Kirk, M.V. and MacIntyre, J. (1951). Cretaceous deposits of the Punta San Isidro area, Baja California (abstract). *Geological Society of America Bulletin*, 62: 1505.
- Ledesma-Vázquez, J., Ferman-Almada, J.L., and Avila-Serrano, G. (1989). Field trip stop 11: Pyroclastic and volcanoclastic facies of the Alisitos Formation, Punta San Isidro, Baja California. In: *Geologic studies in Baja California*, Abbot, P.L. (ed.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, guidebook, p. 135.
- Libbey, L.K. and Johnson, M.E. (1997). Upper Pleistocene rocky shores and intertidal biotas at Playa La Palmita (Baja California Sur, Mexico). *Journal of Coastal Research*, 13: 216–225.
- Lockley, M.G. (1990). How volcanism affects the biostratigraphic record. In: Lockley, M.G. and Rice, A. (eds.), *Volcanism and fossil biotas*. Geological Society of America Special Paper, 244: 1–12.
- Morán-Zenteno, D. (1994). Geology of the northwest region of Mexico. In: *The Geology of the Mexican Republic*. American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, 39: 5–33.
- Morris, L.M., Lund, S.P. and Bottjer, D.J. (1986). Paleolatitude drift history of displaced terranes in southern and Baja California. *Nature*, 321: 844–847.
- Plessis, Y., Brousse, R. and Mouton, J.A. (1978). Découverte de fossiles dans les cendres volcaniques de l'Île d'Ua Pou (groupe des Îles Marquises). *Cahiers du Pacifique*, 21: 237–241.
- Santillán, M. and Barrera, T. (1930). Las posibilidades petrolíferas en la costa occidental de la Baja California, entre los paralelos 30° y 32° de latitud norte: Instituto Geología México, Anales, 5: 1–37.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F. and Speed, R.C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Paper* 278, 153 p.
- Silver, L.T., Stehli, F.G., and Allen, C.R. (1963). Lower Cretaceous prebatholithic rocks of northern Baja California, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 47: 2054–2059.
- Tardy, M., Lapierre, H., Bourdier, J., Coulon, C., Martinez, J., Ortix, E., Yta, M., Beck, C. and Théry, J. (1993). Intra-oceanic settings of the western Mexico Late Jurassic-Early Cretaceous arc sequences: Implications for the Pacific-Tethys geodynamic relationships during the Cretaceous. *Geodinamica Acta* (Paris), 6: 174–185.
- Wetmore, P., Schmidt, K.L. and Paterson, S.R., (2002). Tectonic implications for the along strike variation of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California. *Geology*, 30: 247–250.
- Zwiebel, J.A. and Johnson, M.E. (1995). Late Pleistocene mytilid and petricolid bivalves from the open rocky shores of Pacific Baja California (Mexico): Unusual preservation of macrofossils. *Journal of Coastal Research*, 11: 704–716.