

LA ISLA SANTA CLARA, TESTIGO MORFOESTRUCTURAL DE LA EVOLUCIÓN GEODINÁMICA PLIO-CUATERNARIA Y ACTUAL DEL GOLFO DE GUAYAQUIL

Por:

E. Santana¹

J.F. Dumont²

ABSTRACT

We made a detailed revision of the stratigraphic, morphologic and structural data of the Santa Clara Island and its area, with the prospect of define the recent geodynamic evolution of the Island during the Quaternary up to present. A discordance has been evidenced in the Santa Clara island Mayor between the deposits of the Verdosa (below) and Amarilla series (over). It allows to point out the change from a relatively stable sedimentation and paleogeography to a system of transgressive and prograding sequences. This change is accompanied by the occurrence of sismites just over the discordance. The island appear mostly during the Quaternary, and seem to fit with the rising of a clay diapir, as suggested by the batimetric data showing the rounded shape of the subtidal platform around the island. A comparison between the regional seismicity and the structures known from seismic profiles near the island allows to precise the position of the Dolores-Guayaquil fault inside the golf. From the Puná Island the Dolores-Guayaquil fault continues to the WSW, passing near the south border of the Santa Clara Island, and continuing along the south margin of the Esperanza structure, joining known structures on the border and the continental shelf. This result allow to precise the position of the presently active fault segments of the Dolores-Guayaquil fault system in the central and western part of the Gulf of Guayaquil, that remain uncertain on previous published schemes.

RESUMEN

Se realizó una revisión detallada de la estratigrafía, morfología y estructuras de la Isla Santa Clara, a fin de precisar la evolución geodinámica reciente (Cuaternaria hasta el presente) de la Isla y de sus cercanías. La discordancia evidenciada dentro de las series Verdosa (abajo) y Amarilla (arriba) que constituyen la Isla Mayor, corresponde a un cambio de la paleogeografía y de la evolución neotectónica, desde un régimen de sedimentación relativamente estable hacia un régimen de secuencias transgresivas progradantes. Este cambio está acompañado por la presencia de sismites. Originado principalmente durante el Cuaternario, el levantamiento de la Isla puede corresponder a la subida de un diapiro de arcilla, según la batimetría de forma redondeada de la plataforma donde aparece la Isla. La comparación con la sismicidad superficial y las estructuras profundas sugieren que la falla Dolores-Guayaquil pasa al sur cerca de la Isla Santa Clara, siguiendo recto hacia el sudoeste a lo largo del borde sur de la estructura Esperanza, hasta el borde de la plataforma continental donde se junta a estructuras conocidas. Este resultado permite precisar cuales segmentos de la zona de la Falla Dolores-Guayaquil están actualmente activos en el Golfo de Guayaquil, lo que queda incierto en los esquemas anteriormente publicados.

INTRODUCCION

La Isla Santa Clara es el único testigo morfológico emergido en la parte central del Golfo de Guayaquil (Fig 1). Tiene una forma alargada en el sentido de las estructuras geológicas regionales, bordeada por escarpes altos.

El Golfo de Guayaquil, y en particular el área donde se ubica la Isla Santa Clara, han sido estudiados ampliamente en el marco de las exploraciones petroleras (CALEC 1960; CEPE-NWEC 1977). No obstante, pocos datos han sido publicados, principalmente por parte de Benitez, (1983; 1986; 1991; 1992; 1995) respecto a la estratigrafía del Golfo de Guayaquil, y por Vera (1982),

¹ Instituto Oceanográfico de la Armada, INOCAR. P.O. Box 5940 Guayaquil-Ecuador

² Instituto de Investigación para el Desarrollo, IRD. P. O. Box 17.12.857 Quito-Ecuador

respecto a la geología de la Isla Santa Clara.

La estructura del Golfo de Guayaquil esta marcada por la presencia de la extremidad sur de la falla dextral Dolores-Guayaquil orientada NE-SW. Esta ampliamente aceptado que la actividad de esta falla genera la abertura del Golfo de Guayaquil en la extremidad sur del Bloque Andino (Ego et al., 1996), con cuencas de tipo pull-apart conectadas a la falla Dolores-Guayaquil. Las principales cuencas son la fosa Posorja ubicada al oeste de la Isla, y la cuenca Jambeli al sudeste.

Dos síntesis de la estructura del Golfo de Guayaquil hechas a partir de los datos de exploración petrolera han sido publicados por Lions (1995) y Deniaud et al. (1999). Las dos indican la posición de la isla a lo largo de un sistema de falla principalmente transtensivo, aunque la posición de la isla al respecto de las fallas relacionadas al sistema Dolores-Guayaquil difieren. Según Lions (1995) este sistema de falla pasa por el noroeste de la Isla, cuando según Deniaud et al. (1999) esta ubicado al sudeste. En realidad otros datos estructurales sugieren la posibilidad de dos zonas de fallas (Litton, 1986).

Los terrenos visibles en el cuerpo mayor de la isla, así como los islotes cercanos a este, son del Plioceno y del Cuaternario (Vera, 1982). Este contexto estratigráfico y estructural, hace que la Isla Santa Clara sea un testigo directo de los eventos neotectónicos del Golfo de Guayaquil. El estudio realizado en la Isla Santa Clara se ha desarrollado bajo dos objetivos:

- 1) Obtener datos detallados de la evolución temprana y actual de la Isla, en base a nuevos datos de estratigrafía y morfología,
- 2) Encuadrar la evolución de la Isla dentro del contexto sismotectónico y estructural del Golfo de Guayaquil, a fin de precisar la localización de las fallas potencialmente activas.

METODO DE ESTUDIO

Tomando como base el estudio de las fotografías aéreas existentes (IGM, Proyecto Isla Muerto, n°9363-9365), se realizó el trabajo de campo basado en los siguientes puntos:

- 1) Precisar la estratigrafía de la Isla, y en particular la transición de la serie inferior (Verdosa) a la serie superior (Amarilla) anteriormente descritas por Vera (1982)
- 2) Buscar datos morfológicos relacionados con las tendencias recientes y actuales de la deformación de la zona (terrazas, aspecto de los pies de acantilados actuales) y
- 3) Realizar mediciones estructurales, a fin de comprobar las relaciones con el sistema de fallas ya conocido o considerados a escala regional.

Las muestras recogidas están siendo analizadas por el laboratorio del CIGG (Petroproducción) en lo que se refiere a los microfósiles y a la materia orgánica (estudio de vitrinita). La macrofauna fue analizada por el INOCAR, para tener un mejor conocimiento de los ambientes de deposición de los animales, sabiendo que esta fauna, a pesar de ser fósil, es similar a la actual.

Se ha considerado también el contexto batimétrico de los alrededores de la Isla, utilizando los documentos publicados por el INOCAR (1983 a y b). Los esquemas estructurales propuestos anteriormente (Lions, 1995; Deniaud et al., 1999) han sido verificados, comprobándolos con el esquema actual de la actividad sísmica de poca profundidad del Golfo de Guayaquil (Alvarado, 1998).

Finalmente, a fin de comprobar el efecto de los fenómenos climáticos como el evento ENSO sobre la evolución morfológica de la Isla, datos meteorológicos del INHAMI han sido considerados (Mejía et al., 1997; Heredia et al., 1998).

MARCO GEOGRAFICO

La Isla Santa Clara, también conocida como Isla del Muerto, se encuentra a 50 km al oeste de Puerto Bolívar, 25 km de la costa sur de la Isla Puná y 125 km al SSW de Guayaquil (Fig. 1), siendo su posición geográfica 3°10'13"S y 80°26'11"W (posición del faro perteneciente a INOCAR). Una medida de control hecha con GPS al pie del faro durante el presente reconocimiento geológico, dio un valor muy similar: 3°10'13.0"S y 80°26'10.3" W. La parte emergida tiene una forma alargada hacia el nordeste (Fig. 1) y esta constituida por varios islotes, de los cuales, el principal, considerado como la Isla Mayor, presenta un ancho máximo de 240 m entre los pies de acantilados, y de 400 m incluyendo la playa en marea baja, y un largo de 850 m. La faja de playa que aparece en bajamar, conecta la Isla Mayor con los islotes, tanto al norte como al sur, y tiene 2600 m de largo.

Según los mapas batimétricos (INOCAR, 1983 a y b) la zona corresponde a una plataforma rocosa. A escala regional (Fig. 2) la batimetría presenta sucesivamente una plataforma con menos de 30 m de profundidad bordeada por una planicie de 30-50 m al este, y fondos hasta 100 m al oeste. La plataforma con menos de 30 m de profundidad tiene 13 km por 11 km, alargada en el sentido NE-SW. La forma de esta plataforma subraya direcciones estructurales principalmente NE-SW, una línea NNE-SSW, y un posible valle estructural de dirección NW-SE al norte de la Isla. Las direcciones NE-SW presentan desvíos dextrales del borde de la plataforma (del orden de 500 m hasta 1000 m), y posiblemente sinistral para las direcciones NNE-SSW. Las direcciones NE-SW pueden relacionarse con la zona de falla Dolores-Guayaquil. La plataforma se termina al norte con un borde de dirección NW-SE, de significación poco evidente. Si no es una estructura de falla puede

corresponder al borde sur de un valle submarino erosionado durante las épocas glaciares.

A menos profundidad aparece la estructura linear de la Isla. La parte de la plataforma con menos de 10 m de profundidad tiene una extensión de 4.2 km en el sentido NW-SE, y 7.5 km. en el sentido NE-SW, y el área con profundidades menores a 2.5 m tiene forma de Y, un ancho de 3.2 km y largo de 3.6 km, en cuya parte central se ubica la Isla Santa Clara (Fig. 3). Esta zona con poca profundidad esta accidentada por rompientes. Hacia la Isla Mayor junto con los peñones e islotes, la plataforma sub-tidal se conecta progresivamente con una zona litoral intertidal rocosa, y playas estrechas de arenas y guijarros hasta el pie de acantilado (Fig. 3).

Según las medidas realizadas, la Isla Mayor culmina actualmente a una altura de 63 m en la plataforma donde se encuentra el faro. Vera (1982) indica una altura máxima de 70 m medida en el borde superior de la parte nordeste de la isla, pero parece que esta parte ha desaparecido por los derrumbes. La plataforma del faro mide aproximadamente 42 m por 20 m, alargada en el sentido transverso de la Isla, mientras que en el mapa de Vera (1982) esta plataforma tiene 100 m de largo, y el antiguo faro que se ubicaba a 30 m del borde esta ahora en el borde del escarpe. Otra planicie de 54 m por 20 m, también alargada transversalmente a la isla, con altura de 47 m, se observa hacia el nordeste. Esta planicie tiene un largo de 95 m. Estas dos plataformas son aparentemente naturales, formadas debido a la presencia de bancos horizontales de areniscas litificadas con cemento de caliza. No se ha observado restos de una terraza marina reciente en la superficie de estas plataformas.

A parte de estas dos pequeñas plataformas, la morfología de la isla esta compuesta por dos tipos de paisajes: (1) las partes altas que corresponden a una morfología de erosión con quebradas generalmente secas, separando vertientes naturales fuertes en las cuales se observan los bancos más resistentes a la erosión, y (2) morfología de derrumbe con escarpes, lupas de deslizamiento y planicies bajas de acumulación en casi todo el contorno de la margen externa de la isla. El pie de acantilado (indicando el nivel de alta mar) esta bien marcado en casi todo el perímetro de la isla y se ubica generalmente al pie de un escarpe de altura variable (5-20 m), lo que hace difícil el acceso a la parte central de la isla. Las márgenes con escarpes de menos altura corresponden generalmente a la parte avanzada de los derrumbes, a los cuales se constituye, mas adentro, un escarpe vertical de falla de gravedad, ubicado en el fondo de la zona deslizada. La debilidad del material deslizado que hace el pie de acantilado en estos lugares, provoca que la movilización de dicho material por la erosión del mar sea más fácil, hasta encontrar la pared del fondo del derrumbe. En el trabajo efectuado antes del fenómeno ENSO de 1982-1983 (Vera, 1982) se mencionaron dos áreas de derrumbes importantes en la Isla Principal. Actualmente se observan por lo menos cuatro áreas (Fig. 4), notándose una reactivación de los derrumbes anteriores, no

solamente en las zonas anteriormente deslizadas, sino también con la aparición de nuevos planos de falla de gravedad mas adentro de la isla, llegando a reducir significativamente el ancho de las plataformas existentes hasta poner en peligro el faro actual. En el derrumbe de la parte NW de la Isla ($3^{\circ}10'02''S - 80^{\circ}25'56''W$), se observa que la parte delantera de este, donde la falla listrica de gravedad se acerca desde la superficie, provoca un levantamiento de 3 m en los cordones de acantilados de la margen alta de la playa, el cual no tiene nada que ver con una tectónica activa.

Las quebradas mayores ubicadas en las partes altas de la isla se presentan secas y tienen una orientación sudeste, empezando cerca del borde nordeste, con alturas cercanas a los 50 m hacia el borde sudoeste, donde se terminan suspendidas con alturas de casi 30 m. Ninguna de estas quebradas se conectan naturalmente río abajo, con el nivel de base constituido por la línea de costa. Estas características corresponderían a un sistema de drenaje fósil constituido cuando la isla estaba mas ancha, del doble por lo menos (Fig. 5).

No hay datos meteorológicos de la Isla Santa Clara, pero una comparación con la región de Machala puede dar una idea. Con un promedio de 600 mm por año (Mejía et al., 1997), esta región tiene un régimen bajo de precipitaciones, principalmente durante los meses de noviembre a mayo (Heredia et al., 1998). No obstante, se observa un incremento importante durante el fenómeno El Niño (Fig. 6), hasta encima de 2900 mm durante el ENSO de 1982-1983. La variación periódica de las precipitaciones en relación con el fenómeno ENSO, interviene en el marco de una evolución positiva de la temperatura y de las precipitaciones, observadas desde menos de un siglo (Mejía et al., 1997), lo que resultó en una elevación de 15 cm hasta 25 cm del nivel promedio del mar. En Machala se observa una elevación de 0.8 grados del promedio de la temperatura, y una bajada del promedio de las precipitaciones, mientras en el mismo período, las precipitaciones alcanzaron niveles muy elevados durante los años ENSO. Según los diagramas de Mejía et al. (1997), este fenómeno de aumento de los extremos de las precipitaciones, es más efectivo desde los años 60. Proyecciones hechas por el National Research Council (1983) sugieren que la misma tendencia, extendida hasta los años 2050, correspondería a una elevación de la temperatura de la tierra, de 1.5 hasta 4.5 grados, con efectos mayores sobre el nivel del mar y las precipitaciones extremas.

MARCO GEOLOGICO

Estratigrafía

El Golfo de Guayaquil es una cuenca compleja, desarrollada durante el Neógeno sobre un basamento ofiolítico. Este basamento esta constituido por rocas volcánicas (Formación Piñón) cubiertas de radiolaritas (Formaciones Guayaquil y Cayo) de edad Cretácica, acrecionado en el Paleógeno a la margen de América del

Sur (Benitez, 1995; Jaillard, Ordóñez et al., 1995; Jaillard, Benitez et al., 1997). Los afloramientos de este basamento, que son los más cercanos a la Isla Santa Clara, se ubican en el cerro Churute, a 110 km al sudoeste y a 100 km al este, en la vía a Machala. No obstante, las interpretaciones estructurales hechas a partir de los perfiles sísmicos y de los mapas gravimétricos, suponen que este basamento existe también en el área del Golfo donde se ubica la Isla Santa Clara (Vera, 1982; Benitez, 1995; Lions, 1995; Deniaud et al., 1999).

Una cobertura sedimentaria de calizas y lutitas de las Formaciones San Eduardo y Las Planas, testigos de depósitos de la plataforma continental, aparecen en la Cordillera Chongón Colonche, a 120 km al norte de la Isla Santa Clara. No se conoce la presencia de terrenos similares en el Golfo de Guayaquil, pero según Benitez (1995) su presencia está sugerida por las secciones sísmicas (Terciario indeterminado en los cortes de Deniaud et al. (1999).

Una etapa importante de la historia del área del Golfo de Guayaquil, corresponde al inicio de la sedimentación de la cuenca Progreso, la cuenca Jambelí siendo considerada como la continuación de esta etapa inicial. Ubicada en la margen continental dentro de la Cordillera de Chongón al norte y el golfo actual al sur, esta cuenca tiene una orientación paralela a la parte central del Golfo y se conecta hacia al este con el golfo, dentro de la Isla Puná y Guayaquil. El relleno de la Cuenca Progreso empezó con los depósitos de la Formación Tosagua de edad Oligoceno superior - Mioceno medio (Benitez, 1995), constituida de los episodios Zapotal (conglomerados, areniscas), Dos Bocas (lutitas), y Villingota (lutitas laminadas y diatomáceas). Estos episodios han sido identificados en afloramientos o en pozos en el norte de la Isla Puná, al nordeste del Golfo. En el pozo Amistad 1, ubicado 20 km al sur de la Isla Santa Clara, se encontró, en su fondo a 1615 m, lutitas y areniscas, consideradas como equivalentes del episodio Dos Bocas de la Formación Tosagua (Vera, 1982). Con arenas más gruesas hacia el tope de la sección, y la presencia de lignito, se nota una influencia transicional o continental nítida (Woodside, 1975).

Durante el Mioceno medio los depósitos de la Formación Subibaja (200 m) corresponden a un ambiente marino, pero de poca profundidad (Bristow and Hoffstetter, 1977). La variación de la granulometría, de un pozo al otro, sugiere un aporte sedimentario proveniente del Este a Noroeste (Woodside, 1975).

Una ligera discordancia separa la Formación Subibaja de la Formación Progreso del Mioceno superior - Plioceno. El incremento de la fracción detrítica que se observa en la Formación Progreso, está relacionada según Benitez et al. (1983) con una tendencia regresiva. Según (Woodside, 1975) los aportes sedimentarios siguen proviniendo del este, y no existe presencia del Mioceno superior en el Graben de Jambelí.

Las secciones del área de Jambelí terminan con la Formación Puná, del Plio - Pleistoceno. (Vera, 1982) menciona que esta formación descansa sobre la Formación Progreso mediante una leve discordancia angular. Un espesor máximo de 1585 m ha sido registrado por la Formación Puná en el pozo Amistad 2, ubicado 7 km al sur de la Isla Santa Clara. Son arenas gruesas, conglomerados, lutitas laminadas, bancos de lumaquelas y lignito. El ambiente de depósito varía de marino somero a continental, especialmente en el margen de la cuenca.

Los afloramientos de la Isla Santa Clara han sido atribuidos primeramente al Mioceno (Minas, 1969), pero en las ediciones siguientes no se indica la geología (Minas, 1982), ni tampoco la Isla (CODIGEM and BGS, 1993). Según los estudios de pozos de la CALEC (1960), dos miembros de la Fm. Puná se encuentran en la zona: el miembro Placer o Puná inferior, con arena fina, limolitas, y brechas, atribuido al Plioceno (Ordóñez, 1994) y el miembro Lechuza o Puná superior, con arenas y conglomerados, del Pleistoceno. En la Isla Santa Clara misma (Vera, 1982) identificó una serie llamada "verdosa" y una serie "amarilla", respectivamente correlacionadas con los miembros Placer y Lechuza de la Formación Puná.

Estructuras

El Golfo de Guayaquil está compuesto de varias sub-cuencas, separadas por fallas y fajas de deformaciones anticlinales y sinclinales (Fig. 7).

En este esquema la Isla Santa Clara está ubicada dentro de la cuenca Jambelí al este, y al oeste, la cuenca Posorja ubicada en la parte central del Golfo. La cuenca Jambelí es un medio graben basculado hacia el oeste. La fosa Posorja es una estructura más compleja, básicamente un graben de orientación E-W. Dos modelos diferentes han sido propuestos al respecto de las relaciones estructurales dentro de la falla Dolores-Guayaquil y las cuencas abiertas en pull-apart. El modelo propuesto por (Lions, 1995) considera una conexión progresiva dentro de los dos, mediante una estructura en cola de caballo. Al contrario el modelo presentado por Deniaud et al. (1999) no indica una conexión progresiva dentro de los dos sistemas.

Esta faja tectónica corresponde a la extremidad sur de la línea tectónica llamada falla Dolores-Guayaquil (Marchant, 1961; Benitez, 1995), separando el Bloque Andino al oeste, de América del Sur al este (Ego et al., 1996); (Fig. 2). Un movimiento lateral dextral de un promedio de 4 mm por año, durante los últimos 10.000 o 12.000 años BP (Winter and Lavenu, 1989) corresponde a la expulsión hacia el norte del bloque Andino, que se encuentra comprimido dentro de la convergencia Oeste-Este de 8 cm por año, de la placa Nazca con respecto al continente sudamericano (Minster y Jordan 1978; De Mets et al., 1989). En este contexto, el Golfo de Guayaquil se abre como un sistema pull-apart complejo

en la parte extrema de la falla Dolores-Guayaquil, donde la falla se conecta con la zona de subducción de la fosa oceánica del Ecuador. La Isla Santa Clara corresponde a la última parte terrestre de la zona de falla Dolores-Guayaquil. Las fallas normales de la fosa Posorja, pertenecientes al sistema pull-apart y ubicadas al oeste, se conectan con la falla Dolores-Guayaquil en la proximidad de la Isla Santa Clara (Fig. 7).

Según Benitez (1995) y (Lions (1995) la historia empieza con un importante fallamiento durante el Mio-Plioceno, con actividad tectónica más débil durante el Cuaternario. Por otro lado, Deniaud et al. (1999) sugieren una historia antigua relativamente débil, pero una actividad mayor durante el Pleistoceno antiguo y el Holoceno, con subsidencia tectónica. De hecho, se conocen pocos datos de campo sobre la actividad neotectónica de la zona, los únicos resultados publicados provienen de la interpretación de datos sísmicos.

LAS UNIDADES ESTRATIGRAFICAS

Dos unidades estratigráficas aparecen en la Isla Santa Clara, llamadas por Vera (1982) serie Verdosa (abajo) y serie Amarilla (arriba). En el presente artículo se seguirá utilizando estos términos. Según el mapa de Vera (1982) la serie Verdosa esta expuesta en la mitad sur de la Isla Mayor, y en el islote sur. Se nota su aspecto oscuro, y la relativa continuidad de la sucesión de los bancos, pocos diferenciados uno de otro, pero más o menos delineados debido a la erosión marina. La serie Amarilla que descansa encima es concordante, y constituye la mayor parte de los relieves de la Isla Mayor. Un elemento utilizado por Vera (1982) para diferenciar las dos series es la proporción del contenido de fragmentos líticos. Las proporciones de elementos de cuarzo al respecto de los fragmentos líticos son inversos, de 40/60 en la serie Verdosa, y de 60/40 respectivamente en la serie Amarilla. Ambas series según él, fueron depositadas a poca profundidad.

La serie Verdosa (Fig. 8)

Los depósitos de la serie Verdosa son mayormente de lutitas y limolitas, menos frecuentemente de arena fina. En el detalle se puede definir secuencias, empezando con una acumulación de fragmentos de conchas (lumaquelas) dentro de un sedimento de lutita homogénea, o de arena fina con estratificaciones cruzadas. Fragmentos de plantas están diseminados en el sedimento, más gruesos con los niveles de arena fina, y marcando una laminación fina, milimétrica, con las facies de lutitas y lodolitas. Gasterópodos y pelecípodos enteros, con tamaños de varios centímetros, están distribuidos en las lutitas y lodolitas, lo que sugiere, que estos se encuentran dentro del depósito propio de su hábitat (muestras en curso de estudio). Las observaciones microscópicas preliminares revelan un contenido lítico importante de rocas de color verde, dando el aspecto general del color de los depósitos. También se nota la presencia de cuarzo y de mica, de fragmentos de carbón y de agujas de yeso (secundario).

La cima de la serie Verdosa esta caracterizada por la presencia de un conjunto de secuencias de arena, separadas del resto de la serie por su base erosiva, secuencias granodecreciente y sismites. Parece que se puede cuestionar la pertenencia de este cuerpo sedimentario a la serie Verdosa o a la serie Amarilla, por el hecho que una discontinuidad erosiva marca su base, cuando una continuidad existe con la serie Amarilla arriba.

Cumbre de la serie Verdosa

La discordancia erosiva (Fig. 8)

En el sur de la Isla Mayor y a lo largo de 200 m en el borde sudoeste, a marea baja, se observa el descanso con base de erosión de una barra de arenisca de 2 m. La geometría de la base es irregular, con desniveles de varios decenas de centímetros. Tratando de seguir los niveles bien definidos ubicados abajo de la línea erosiva, se nota sus desaparición sugiriendo un efecto mas bien regional que local. La base de la arenisca esta compleja, con niveles lenticular de bloques centimétricos a decimétricos de rocas de facies similares a las de la serie verdosa, sugiriendo que han sido arrastrados. Se observa que el tope de la serie verdosa esta endurecida, perforada por litofagios, y cubierta por un nivel de 10 cm de brecha, con elementos arrastrados de la lutita subyacente. Continúa arriba, un nivel de 30 cm de microconglomerado con aportes mayormente líticos. La superficie del microconglomerado esta oxidada, lo que sugiere una cimentación temprana y un vacío de sedimentación por algún tiempo, y posiblemente una emersión.

Las sismites (Fig. 8)

En la secuencia sobrepuesta a la discordancia erosiva se han encontrado estructuras sedimentarias que sugieren la presencia de sismites. Las estructuras mas claras son las de forma convolutada, de tamaño métrico, que están afectando la totalidad del espesor de una arena gruesa a fina. Este tipo de estructura aparece en los sedimentos con alto contenido de agua según (Plaziat and Ahmamous, 1998). Estas convolutas no afectan la secuencia siguiente, la cual tiene una facie muy similar.

Por diferencia de contenido de agua, una capa sedimentaria puede estar deformada y una otra no como consecuencia de una sacudida telúrica. Sin embargo, la similitud de las facies sugiere en este caso que la capa superior no ha sido afectada por la sacudida sísmica. La capa de lutita de 5 cm que termina la capa donde se observan las sismites puede ser interpretado como un descanso de la parte fina de los sedimentos removidos por la sacudida telúrica.

Se podría relacionar este fenómeno paleosísmico con la presencia, en el mismo lugar, de filones sedimentarios en el nivel de lutita ubicado en el tope de la serie verdosa. Estos filones cortan la lutita, pero no afectan la arena

subyacente, y son rellenadas por arenas del mismo tipo. Los filones tienen una orientación N a NNE, desde 004°N hasta 029°N. La relación con las sismitas esta soportada por el hecho, de que estas fracturas deben haberse originado, después del endurecimiento parcial de las lutitas ubicadas por abajo, pero antes de la litificación de la arena de la primera secuencia de la serie amarilla. (Plaziat and Ahmamu, 1998) mencionan fracturas similares en la base de un nivel de arena con convolutas de sismitas.

Las secuencias transgresivas (Fig. 8)

Dentro de la discordancia erosiva y el límite con la serie Amarilla se observa la superposición de secuencias métricas (primer orden, A, Fig. 8) de arenas gruesas, con lentes de micro conglomerados y base erosiva. Este conjunto esta organizado en mega-secuencia de segundo orden (B, Fig. 8), grano decreciente, de 4 a 5 m de potencia. El tope de la secuencia de segundo orden es un nivel de lutita arcillosa de 10-15 cm, frecuentemente lenticular por la erosión de la base de la secuencia siguiente. Un tercer orden de secuencias aparece por el conjunto de dos o tres secuencias de segundo orden (C, Fig. 8). Estas secuencias marcan la evolución granodecreciente la mas completa, hacia niveles decimétricos de arcillas negras asociadas con turba. El cuerpo sedimentario de estas secuencias de orden mayor es lenticular, con progradación hacia el noroeste. La parte sur de la Isla Santa Clara por abajo de la serie Amarilla parece estar constituida por dos conjuntos de estas secuencias de tercer orden.

Ambiente de deposición

El ambiente de deposición de la serie Verde, esta relacionado con aportes detríticos bien clasificados en términos de granulometría, pero mal separados en términos de material. El transporte no ha permitido una buena clasificación de los aportes durante el transporte, que sea por la poca longitud del transporte o el carácter brusco de este transporte. El ambiente de deposición es generalmente de baja energía (salvo el las secuencias le la cumbre) pero muy variable, que puede estar relacionado a canales de marea en un ambiente litoral, pero francamente marino según los primeros datos del estudio de la fauna (Ordoñez y Cruz, comunicaciones orales).

Las secuencias terminales anuncian un cambio en el ambiente de deposición, hacia energías mas importantes, y tendencias transgresivas en los bordes de la cuenca, acompañadas por subsidencia dentro de la cuenca, de acuerdo a un patrón de tectónica transtensiva. Sin embargo la posición estratigráfica de los niveles terminales de la serie Verdosa quedan aún por discutirse hasta tener mejor elementos de dataciones. Se puede considerarlos como secuencias de transición hacia la serie Amarilla, o a incluir en la serie Amarilla.

La serie amarilla

La serie amarilla no ha sido estudiada con detalle en el transcurso de este trabajo. Esta caracterizada según (Vera,

1982) por areniscas gruesas, con variaciones de la granulometría a diferentes escalas, desde láminas a bancos decimétricos. La roca tiene un color gris, con tonos amarillo-café, dado por una oxidación posterior a la sedimentación. Se observa intercalaciones de conglomerados con elementos redondeados. Los restos de gasterópodos y pelecípodos son frecuentes, aislados o aglomerados en lentes de lumaquelas. El ambiente de deposición es también litoral pero abiertamente marino (fósiles de pelecípodos y gasterópodos). La energía de deposición y la removilización del material son altos, y el material detrítico ha sido ampliamente lavado y separado en clases de tamaño y componentes.

ESTRUCTURAS Y PATRÓN DE FALLAS

Con excepción de algunos lugares, los terrenos de la Isla Santa Clara son poco fracturados, y las fallas tectónicas observables son escasas. Esta observación es de cierta manera contradictoria con aquellas realizadas sobre las fotografías aéreas tomadas en los años 1978, que permiten visualizar una delimitación estructural de la forma de la Isla (Fig. 4). En la Isla se observa que los escarpes mas o menos rectos y que sugieren líneas de fallas, están delimitando zonas de derrumbe, lo que hace pensar, que las observaciones de las fallas tectónicas sean difíciles. La falla mas importante esta ubicada en el nordeste de la Isla (F, Fig. 4). Antes que ocurran los derrumbes de los años ENSO de 1983, 1992 y 1998, Vera (1982) describió la falla, como sub-vertical de dirección N35°, con el compartimento sudeste caído.

La extensión hacia el sur de esta falla aparece en la batimetría de la plataforma (falla NNE-SSW de la Fig. 2). En el esquema estructural de Deniaud et al. (1999) esta dirección de falla corresponde a estructuras compresivas. Vera (1982) notó que la pendiente fuerte al nordeste de los terrenos del lado sudeste de la falla (de manera oblicua a la dirección de la falla), sugiere el efecto de compresiones. Sin embargo, esta falla a podido tener inversiones de movimiento, como se ha identificado en los perfiles sísmicos (Deniaud et al., 1999).

SISMICIDAD DEL GOLFO DE GUAYAQUIL

La microsismicidad del Ecuador ha sido analizada por Alvarado (1998), a partir de los datos sismológicos de la red local, registrados dentro de 1988 y 1998. Con el fin de clasificar los datos, en relación con la calidad, se han seleccionado los sismos con RMS < 0.5, y dentro de este grupo se utilizaron los sismos entre 0 y 50 km de profundidad, empleando un modelo de espesor de la corteza en esta región propuesto por Robalino (1976).

La sismicidad en el sur de la región costera esta dispersada, salvo algunos grupos de focos en las áreas de Guayaquil y de Quevedo. Dentro del Golfo de Guayaquil se observa una línea de focos sísmicos de orientación NE-SW, desde Isla Puná hacia el borde de la plataforma continental al oeste (Fig. 7). Esta línea se superpone con claridad al este de la Isla Santa Clara sobre el tramo de la

falla Dolores-Guayaquil del esquema estructural de Deniaud et al. (1999). Pero mas al oeste, sigue bordeando la estructura Esperanza, lo que sugiere una continuidad que no aparece en el esquema estructural de estos autores. De esta manera, la falla Dolores-Guayaquil en el Golfo se conectaría a las estructuras conocidas al borde de la plataforma continental (Fig. 7).

CONCLUSIONES

Evolución de la Isla Santa Clara durante el Plio-Cuaternario

Durante la sedimentación de las series Verdosa y Amarilla se nota una tendencia a la subsidencia, con alrededor de 1500 m de sedimentos de ambiente marino somero (Vera 1982). Esto corresponde al Plioceno (series Verdosa) y probablemente el Pleistoceno bajo (serie Amarilla, dataciones para confirmar). Estos depósitos son comparables con una parte de la Formación Puna (Benitez, 1995), y corresponden a un funcionamiento de transtensión de las estructuras del golfo.

El levantamiento de la zona y consecutivamente la emersión de la Isla Santa Clara es posterior a estos depósitos, ubicándose en el Pleistoceno. Los depósitos conocidos del Pleistoceno superior son de tipo regresivos, con secuencias grano y estrato-crecientes (Deniaud et al. 1999). Esto correspondería a deformaciones de transpresión. Es probablemente durante esta época que se levantó la zona donde se observa ahora la Isla Santa Clara.

Sin embargo, el estilo tectónico que corresponde a este levantamiento no es muy claro. La orientación actual de la morfología de la Isla, orientada NE-SW sugiere el efecto de fallas paralelas a la faja tectónica Dolores-Guayaquil, lo que aparece en la batimetría. Pero es posible que esta morfología del último relieve es parcialmente residual, y no corresponde a la estructura general. La plataforma subtidal de poca profundidad tiene una forma mas redondeada, lo que sugiere una estructura de tipo diapiro. El material limolítico y arcilloso de la serie Verdosa, y la presencia de yeso diseminado en los poros de las facies gruesas, conforta la hipótesis de existencia y migración de material generalmente asociado a los diapiros.

De manera diferente o complementaria se puede considerar que la plataforma se ubica a la conexión del sistema de falla NE-SW (Puna-Santa Clara-Esperanza) de tipo transcurrente dextral con la falla inversa conectando la Isla Santa Clara con el levantamiento de Zorritos al Sur, y mencionada por Deniaud et al. (1999). La formación de un nudo compresivo a la conexión de estas estructuras puede haber originado el levantamiento de la plataforma de Santa Clara, favoreciendo posiblemente la formación de una estructura diapírica.

Al respecto de la evolución actual, se puede notar que la extensión y poca profundidad de la plataforma sub-tidal

sugiere que no existe una tendencia a la subsidencia. Pero tampoco se observa elementos para indicar una tendencia al levantamiento. En conclusión parece que la zona de la isla es relativamente estable al respecto de los movimientos tectónicos verticales. La ausencia de terrazas marinas de los interglaciares del Cuaternario puede explicarse por la relativa juventud del levantamiento en el Pleistoceno reciente, y/o a la importancia de los fenómenos de derrumbe y erosión costera que afectan a la Isla, capaces de hasta desaparecer testigos frágiles como son las terrazas marinas.

La evolución histórica

La evolución histórica de la Isla Santa Clara esta marcada por el fenómeno ENSO, el cual provocó importante derrumbes en las partes altas de la Isla Mayor, llegando dentro de un plazo de algunas decenas de años a una nivelación de la morfología de la isla. Falta ahora un estudio multitemporal, comparando documentos fotográficos o mapas en varias épocas, para poder decir si esta evolución corresponde al incremento del fenómeno ENSO, como lo sugieren los datos meteorológicos, o a una evolución progresiva más antigua. La erosión originada por efecto de las olas no parece tener un papel importante en esta evolución, salvo el de remover, y distribuir a lo largo de la costa, el material de las partes avanzadas de los derrumbes, que hacen relieve encima de la línea natural del pie de acantilado. Pero se puede afirmar, que finalmente la erosión litoral facilita el desarrollo de futuros derrumbes, manteniendo un escarpe fuerte hacia la línea de costa.

Esquema neotectónico del Golfo de Guayaquil

Finalmente, considerando la ubicación de la actividad sísmica de poca profundidad en el Golfo de Guayaquil, así como los esquemas estructurales anteriormente propuestos (Lions, 1995; Deniaud et al., 1999) y los datos de actividad paleosísmica y de neotectónica en la Isla Santa Clara, se puede sugerir un esquema de las fallas activas en la parte oeste del Golfo de Guayaquil (Fig. 8).

En este esquema se nota que la línea de actividad de la falla Dolores-Guayaquil corresponde a una línea relativamente recta, desde el fondo Noreste del Golfo y el borde Sudeste de Isla Puna al noreste, hasta la extremidad de la margen sur de la estructura Esperanza, pasando por la Isla Santa Clara. Según los elementos de la sedimentación durante el Holoceno Deniaud et al., (1999), y datos de cinemática de falla y morfología (Dumont et al., 1997), las deformaciones actuales son transtensivas. Al respecto de la Isla Santa Clara este contexto no tendrá tendencia al levantamiento, también si no se observa evidencia de un hundimiento de la Isla.

AGRADECIMIENTO

Este estudio ha sido realizado gracias al soporte técnico y logístico del INOCAR.

Se quiere agradecer de manera especial al CP-NV Fausto López, director del INOCAR, y TNT-FG-UN Rodney Martínez, jefe del Departamento de Ciencias del Mar, por el apoyo prestado para la realización de este trabajo, a la Capitanía de Puerto Bolívar por el apoyo logístico brindado, a los CB-P-HI Henry Galvéz y Guido Saigua y Sr. Victor Maigua, quienes aportaron una valiosa ayuda durante la realización del trabajo de campo. A los Sres. G. Montenegro, G. Berrones, A. Alemán, M. Ordoñez, M. Cruz y S. Benitez quienes con sus opiniones e interpretaciones beneficiaron el enriquecimiento del presente informe. La revisión del texto final estuvo a cargo del Sr. J. Bourgeois.

BIBLIOGRAFIA

- Alvarado, A. (1998).** Variation du champ de contrainte et de deformation et quantification des deformations actives du bloc côtier de l'Equateur. Laboratoire de Géodynamique et physique de la terre et des planètes. Orsay, Paris XI, centre d'Orsay: 54.
- Benitez, S. (1983).** Contribución al Estudio de las cuencas sedimentarias del S.O. Ecuatoriano. III Congreso Ecuatoriano de Ingenieros Geólogos, Minas y Petróleos., Guayaquil.
- Benitez, S. (1986).** Sintesis geológica del graben Jambeli. IV Cong. Geol. Min. y Petrol., Quito.
- Benitez, S. (1991).** Las cuencas cretácicas del Ecuador. VI Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleo, Guayaquil.
- Benitez, S. (1992).** Estratigrafía del Paleógeno en el Ecuador. VII Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleo, Guayaquil.
- Benitez, S. (1995).** "Evolution géodynamique de la province cotière sud équatorienne au Crétac supérieur Tertiaire." *Géologie Alpine* 71: 208p.
- Benitez, S., Ordoñez, M. y Montenegro, G. (1983).** Síntesis Geológica de los pozos Golfo de Guayaquil-1 y Amistad Sur-1. Guayaquil, CEPE.
- Bristow, C. R. and R. Hoffstetter (1977).** "Léxique Stratigraphique, Amérique Latine." Ed. CNRS, Paris, Fas. 5 à 2, Ecuador.: 410.
- CALEC (1960).** Well Completion Report on Santa Clara well1.
- CEPE-NWEC (1977).** Trabajos realizados en el Golfo de Guayaquil. Revista Ingeniería. Guayaquil, Departamento de Producción CEPE. 5: 10-17.
- CODIGEM and BGS (1993).** Mapa geológico de la República del Ecuador, British Geological Survey.
- Daly, M. C. (1989).** "Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador." *Tectonics* 8(4): 769-790.
- De Mets, C., Gordon R. G., Argus, D.F., Stein F. (1989).** "Current plate motions." *Geophysical Journal* 101: 425-478.
- Deniaud, Y., Baby P., Basile, Ch., Ordoñez, M., Montenegro, G. et Mascle, G. (1999).** Overture et évolution tectono-sédimentaire du golfe de Guayaquil: basin d'avant-arc néogene et quaternaire du Sud des Andes équatoriennes. *Tectonique*. 328: 181-187.
- Dumont, J. F., Lavenu, A., Ortlieb, L., Guiller, B., Alvarado, A., Benitez, S., Jouanic, C., Martinez, C., Labrousse, B. and Poli, J.T. (1997).** Extensional tectonics in the coastal block of Ecuador: preliminary results and implications. Workshop on Late Quaternary Coastal Tectonics, London.
- Ego, F., Sebrier, M., Lavenu, A., Yopez, H., and Egues, A. (1996).** "Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes." *Tectonophysics* 259: 101-116.
- Heredia, E., Pombosa, R., Roura, J., Rodriguez, L., Salazar, J. y Góngora, E. (1998).** Proyecto INSEQ. Inundaciones y sequías del Ecuador. Homogenización de la influencia de "El Niño" sobre las precipitaciones de las Cuencas Hidrográficas del sector minero comprendido entre Ponce Enriquez y Portovelo. Quito-Ecuador, Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología: 138.
- INOCAR (1983a).** América del Sur, República del Ecuador, Isla Santa Clara, Mapa Batimétrico I.O.A.10820. Guayaquil, Instituto Oceanográfico de la Armada.
- INOCAR (1983b).** América del Sur, República del Ecuador, Punta Ayangue Isla Santa Clara, Mapa Batimétrico I.O.A.109. Guayaquil, Instituto Oceanográfico de la Armada.
- Jaillard, E., Benitez, S. et Mascle, G. (1997).** "Les deformations paleogenes de la zone d'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique." *Bulletin de la Société Géologique de France* 168(4): 403-412.
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jimenez, N., Montenegro, G., and Zambrano, I. (1995).** Basin Development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting: Southern Coastal Ecuador, during Late Cretaceous - Eocene time. *Petroleum Basins of South America*. S. S. R. a.

- W. H. J. Tankard A.J., American Association of Petroleum Geologists. 62: 615-631.
- Lions, R. (1995).** Evolution geodynamique d'un bassin d'avant-arc néogène en contexte décrochant: l'ouverture du Golfe de Guayaquil. DEA Géodynamique des marges océaniques et des chaînes de montagnes. Grenoble, Université Joseph Fourier, Institut Dolomieu: 83.
- Marchant, S. (1961).** "A Photogeological Analysis of the Structure of the Western Guayas Province, Ecuador with discussion of the stratigraphy and Tablazo Formation derived from surface mapping." *Quat. Geol. Soc. London* 114: 215-233.
- Mejía, R., Ontaneda, G. y Cáceres, L. (1997).** Evidencia del cambio climático en el Ecuador. Quito, Ecuador, Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología: 85.
- Minas, D. G. d. G. y. (1982).** Mapa Geológico Nacional de la República del Ecuador. Quito, Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos.
- Minas, S. N. d. G. y. (1969).** Mapa Geológico de la República del Ecuador. Quito, Instituto Geográfico Militar.
- Plaziat, J. C. and Ahmamou, M. F. (1998).** "Les différents mécanismes à l'origine de la diversité des séismes, leur identification dans la Pliocène du Saïss de Fes et de Meknès (Maroc) et leur signification tectonique." *Geodinamica Acta* 11(4): 183-203.
- Robalino, F. (1976).** "Espesor de la corteza en Quito mediante el análisis del espectro de las ondas longitudinales" *Revista del Colegio de Ingenieros Geólogos, Minas y Petróleos, Quito*: 25-69.
- Vera, R. (1982).** Geología en detalle de la Isla Santa Clara. Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra. Guayaquil, Escuela Superior Politécnica del Litoral (ESPOL): 76.
- Winckell, A. and C. Zebrowski (1997).** Los paisajes costeros. Los paisajes naturales del Ecuador, *Geografía física del Ecuador, CEDIG. T.IV,V2*: 208-319. *Annales Tectonicae III(2)*: 123-139.
- Winter, T. and A. Lavenu (1989).** "Morphological and microtectonic evidence for a major active right-lateral strike-slip fault across central Ecuador (South America)."
- National Research Council (1983).** *Changing Climate*. Washington DC, The National Academy Press.
- Ordoñez, M. (1994).** Bioestratigrafía y paleoecología del Plio-Pleistoceno del Graben de Jambeli. Universidad de Guayaquil. Guayaquil.
- Woodside, P. (1975).** Evaluación de las posibilidades petrolíferas del Golfo de Guayaquil, Dirección General de Hidrocarburos

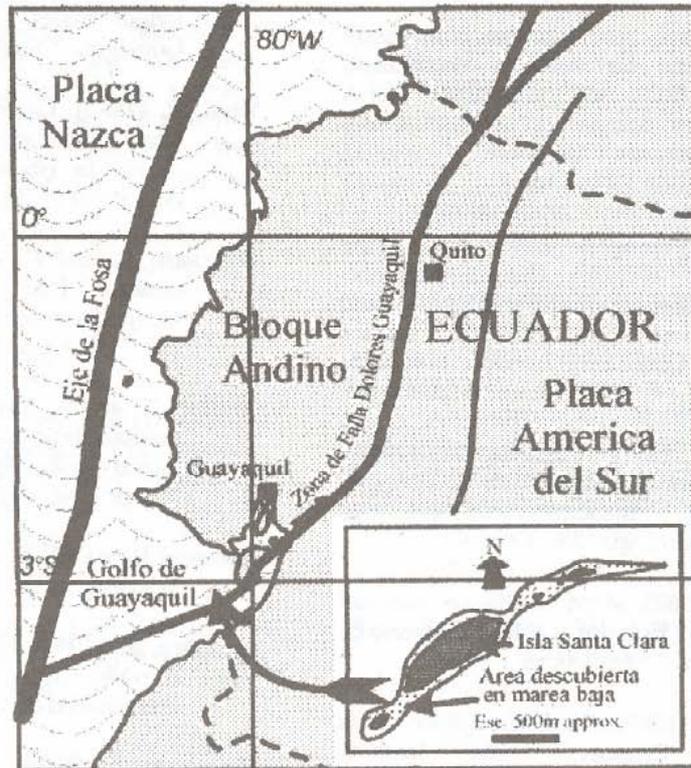


Fig. 1. Ubicación del área de estudio

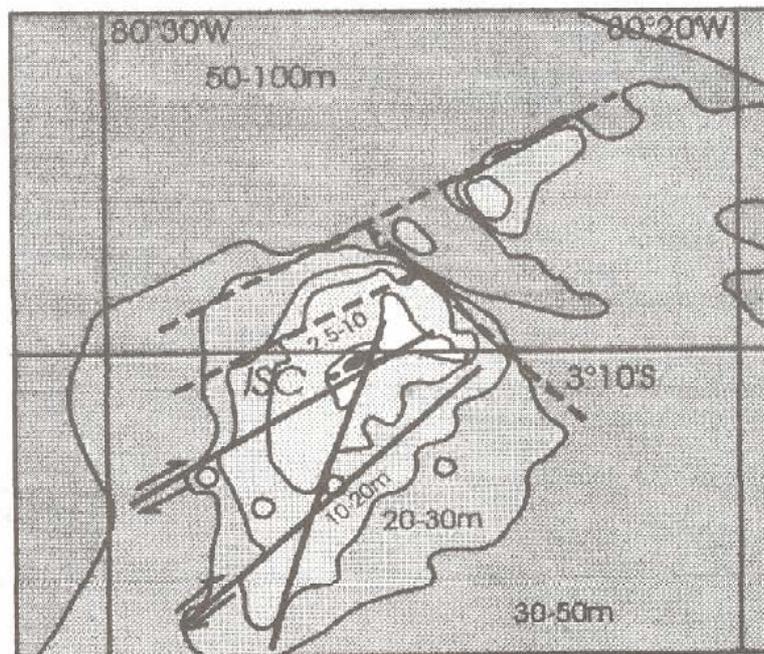


Fig. 2. Plataforma de la Isla Santa Clara (ISC) en el Golfo de Guayaquil. Fuente: Mapa INOCAR IOA 109. Las líneas continuas indican las fallas probables y las líneas discontinuidas las fallas inferidas.

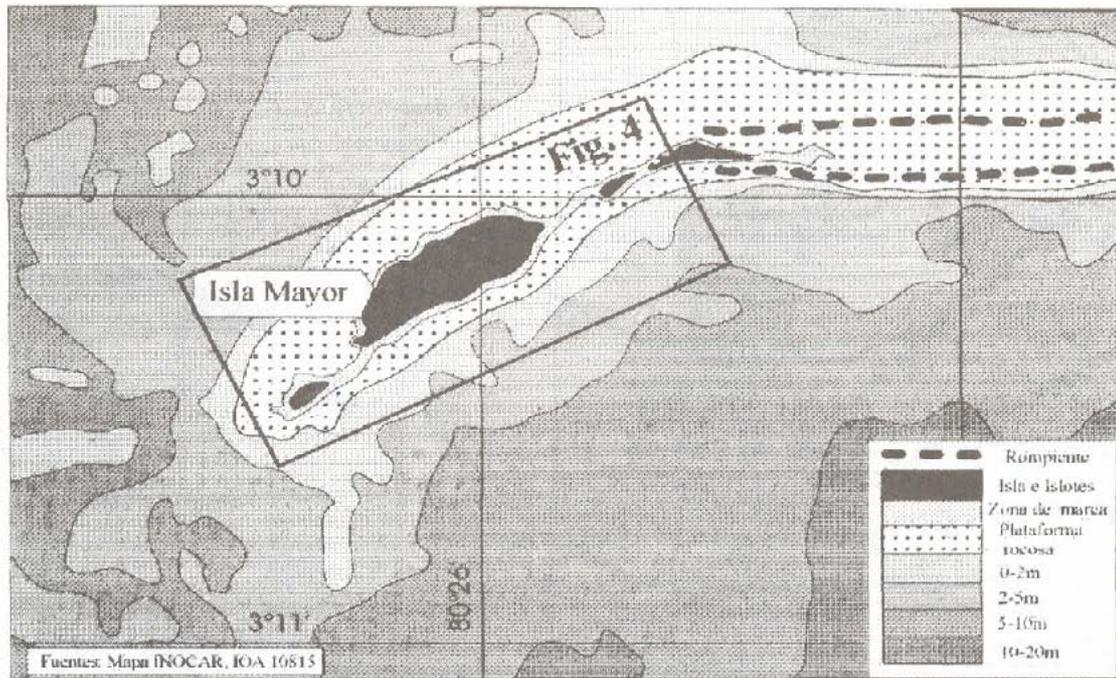


Fig. 3. La Isla Santa Clara y su plataforma marina.

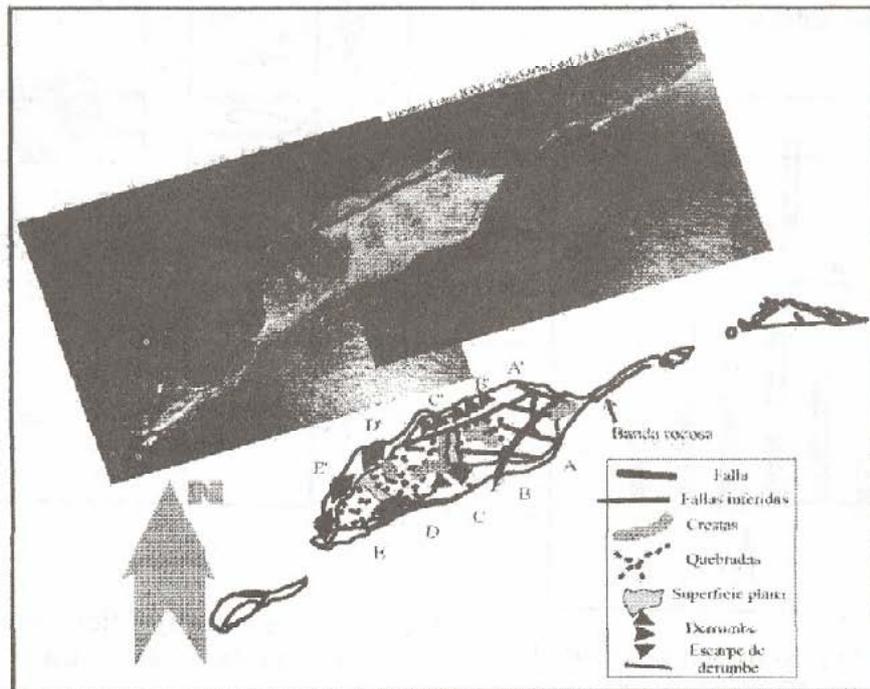


Fig. 4 Reconocimiento fotogeológico de la Isla Santa Clara

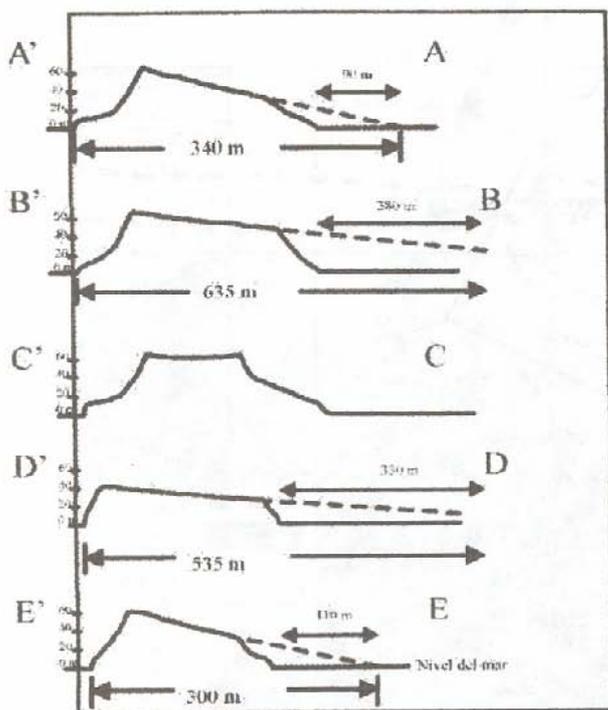


Fig. 5. Pendientes fósiles y activos de la Isla Santa Clara, con estimación de su tamaño anterior

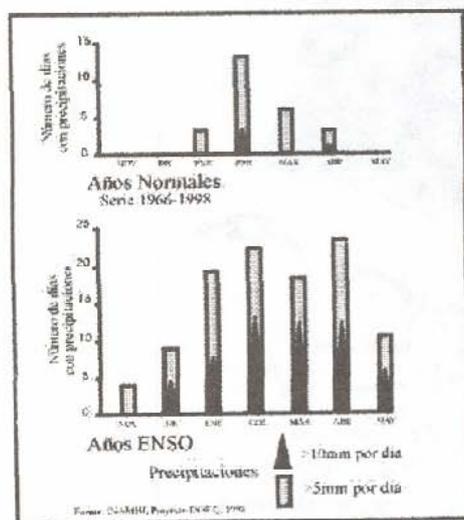


Fig. 6. Variación de la pluviosidad durante la temporada 1966-1998, en la estación M072 Machala Aeropuerto, en época lluviosa (Noviembre-Mayo).

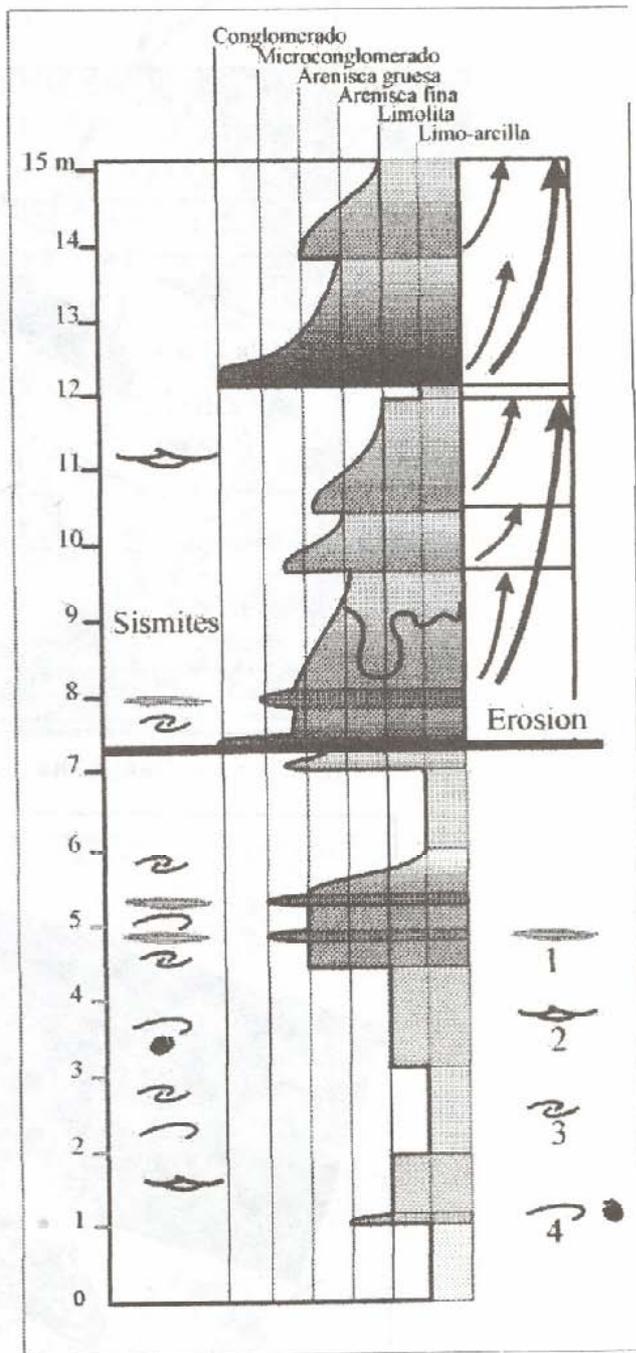


Fig. 7. Corte estratigráfico sintético de la parte sur de la Isla Santa Clara. 1: Depósito lenticular de arenisca gruesa; 2: Estratificación cruzada; 3: Lumaquelas; 4: Macrofauna entera (Pelecípodos y Gasterópodos) diseminada.

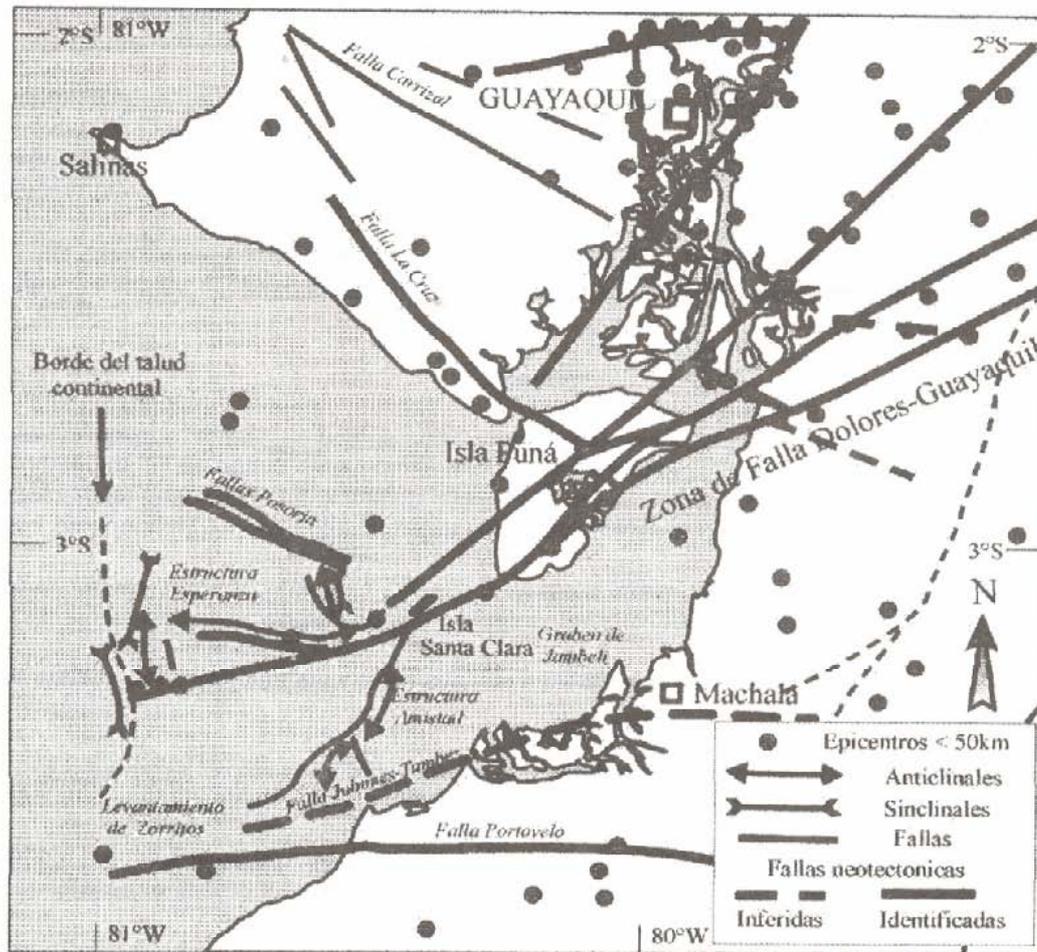


Fig. 8 . Relación entre estructuras y sismicidad en el Golfo de Guayaquil. Los círculos son los focos sísmicos a menos de 50km de profundidad, con RMS <0.5 (Alvarado 1997). Las estructuras corresponden a una síntesis de los datos de CEPE (1986), CODIGEM (1993), Lions (1995), y Deniaud et al (1999). La fallas inferidas son hipótesis hechas por los autores en el marco de esta publicación.