

EVIDENCIA SEDIMENTARIA DE TSUNAMIS EN LA PLANICIE ALUVIAL DE VILLAMIL PLAYAS, GOLFO DE GUAYAQUIL

Kervin CHUNGA ¹

María Fernanda QUIÑÓNEZ ²

RESUMEN

La región costera del Ecuador es considerada altamente susceptible a eventos de terremotos y tsunamis por su cercanía a la zona tectónica de subducción, donde la placa de Nazca colisiona y se subduce con el segmento continental conformado por el Bloque Norandino y la placa Sudamericana. Desde 1906, ocho eventos de tsunamis han sido documentados en el Ecuador. El evento sísmico de 1901 (magnitud 7.8) en el Golfo de Guayaquil no tiene suficiente información que documente la generación de tsunamis. El presente estudio describe los criterios para identificar un depósito de tsunamis, individualizado en tres muestras testigos al interior de las planicies aluviales del cantón Villamil-Playas. Estas muestras testigos con longitudes entre 1,60 a 2 metros fueron extraídas con un equipo “Testificador de Vibraciones” a diferentes distancias desde la línea de costa, ie., Villamil-1 a 1128 metros, Villamil-2 a 788 metros y Villamil-3 a 580 metros. Los intervalos sedimentarios que delimitan esta secuencia de deposición caótica de arena limosa son: (a) desde 59 a 67 cm en la muestra Villamil-1; (b) desde 48 a 58 cm en la Villamil-2; c) 51.5 a 55 cm en Villamil-3. Los criterios que permitieron identificar el depósito de tsunamis fueron: (1) unidades deposicionales tipos “run-up” y “backwash”; (2) estructura leñosa de *Rhizophora harrisonii* en estado de oxidación; (3) presencia de foraminífero *Pullenia bulloides* (hábitat ambiente marino profundo); (4) fragmentos de moluscos (ausente en los otros niveles sedimentarios); (5) clastos tipos “rip-up”; (6) matriz de clorita meteorizada; y (7) contactos estratigráficos gradacionales y de erosión. Análisis de C_{14} realizado a un fragmento de leño (referido en el intervalo 145 cm de la muestra Villamil-3) estiman una edad de 3420 ± 40 B.P (Before Present). La correlación de esta datación permite una aproximación en la edad del evento de tsunamis, de cerca 1250 ± 50 años, además de la tasa de sedimentación establecida para las planicies aluviales de Playas Villamil, de 0.42 mm/año.

Palabras claves: Depósito de tsunamis, facies sedimentaria, Golfo de Guayaquil

1. Centro de Investigaciones de Geociencias CIGEO. Facultad de Ciencias de la Ingeniería. Universidad Estatal Península de Santa Elena UPSE, La Libertad, Ecuador.

2. Instituto Oceanográfico de la Armada – INOCAR. Base Naval Sur - Guayaquil.

ABSTRACT

The Ecuadorian shoreline is considered highly susceptible to tsunamis events of tectonic origin due to its closeness to the Nazca and South America plates subduction zone. Since 1906, eight tsunamis events have been witnessed along this coast. All have been related to seismic activity (earthquakes between Ms 6.9 to 8.9) on or near the Ecuadorian platform. Such tectonic environment favours the generation and surge of tsunamis in this region. The study area is located in the outer area of the lower basin of the Guayas River, in what is referred as the Canton General Villamil Playas. Three cores were retrieved from the supratidal coastal plain around Villamil at different horizontal distances from the Pacific shoreline. Villamil 1 was cored at 1128 m from shore; Villamil 2 was located at 788 m and Villamil 3 at 580 m from the coastline. A potential tsunamis deposit was identified in all three cores at different depths: a) 59 to 67 cm in core Villamil 1; b) 48 to 58 cm in core Villamil 2; c) 51.5 to 55 cm in core Villamil 3. It was characterized as a chaotic layer of muddy sands to fine sands depicting high depositional energy. The Tsunamigenic layer was defined based on the following criteria: identifiable run-up and backwash depositional units; presence of plant detritus (mangrove *Rhizophora harrisonii*); presence of *Pullenia bulloides* (Gulf of Guayaquil continental slope benthic foraminifera); fragments of marine mollusks; rip-up clasts; sea weed; weathered chlorite matrix; erosional and gradational stratigraphic contacts. A radiocarbon date of 3420 ± 40 C14 B.P. was obtained from a 145 cm-deep plant detritus retrieved from core Villamil 3. Based on this age and the above mentioned geological evidence, it was determined that a tsunamis surged the coastal lowlands around Villamil Playas about 1250 ± 50 yrs ago. The estimated sedimentation rate for the alluvial plains around Villamil Playas is 0.42 mm/yr based on the radiocarbon date.

Keywords: Tsunamis deposit, sedimentary facies, Guayaquil Gulf

1. INTRODUCCIÓN

El Golfo de Guayaquil está localizado en un activo margen de subducción donde la placa oceánica de Nazca (con dirección N80°E) colisiona y subduce a los segmentos continentales de la placa Sudamericana y del Bloque Norandino (Benítez, 1995; Bourdon & Eissen, 2003; Eguez et al., 2003; Espinoza, 1992; Mendoza & Dewey, 1984). La velocidad estimada de la placa de Nazca es de 6 a 8 cm/año (Baldock 1983, Barazangi & Isacks 1976, Bourdon & Eissen et al. 2003, Dumont et al., 2005; Gustcher et al., 1999, White et al., 2003). Los principales esfuerzos de deformación tectónica son direccionados desde la zona de subducción limitante hacia el este con el Golfo de Guayaquil.

Terremotos históricos documentados al interior del Golfo de Guayaquil inician desde el 11 de junio de 1787 (magnitud estimada 6.5, intensidad macrosísmica de VIII), en su totalidad se han registrado 26 sismos con magnitudes en el orden de $5.5 \leq M \leq 7.8$. Muchos de estos sismos tienen distancias hipocentrales menores a 20 Km de profundidad, son atribuidos a sistemas de fallas corticales y de subducción. Los terremotos que generaron eventos por tsunamis en el Golfo de Guayaquil son poco documentados, el terremoto del 7 de enero de 1901 de magnitud 7.8 (otros catálogos estiman 7.6) frente a la Península de Santa Elena no tiene suficiente documentación que permita evaluar los daños macrosísmicos en el terreno; otro evento como el tsunamis del 2 de octubre de 1933 (Magnitud 6.9) documenta oscilaciones del nivel del mar con alturas de ondas de tsunamis en el orden de los 2 a 2.5 m, penetrando como forma de inundación y no como oleaje turbulento para el borde costero de Santa Elena (Arreaga & Ortiz, 2002; Espinoza, 1992). El tsunamis del 12 de diciembre de 1953 (magnitud 7.8), generado frente a la costa de Tumbes (frontera Ecuador – Perú) reporta ondas de 20 cm de altura para la población La Libertad y rápida inundación para la franja costera de Salinas (Silgado, 1957). El terremoto tsunamis del 7 de febrero de 1959 (Mw 7.2) no proporciona mayores datos relevantes a efectos cosísmicos en el terreno.

Esta escasa información de sismicidad histórica direcciona a buscar otras disciplinas que permitan comprender la recurrencia de grandes terremotos generadores de tsunamis y estimar los máximos niveles de sismicidad.

Este artículo contiene una serie de análisis biológicos, químicos, estratigráficos y sedimentológicos, que han permitido identificar el primer depósito de tsunamis registrado en la planicie aluvial del sector El Arenal, cantón Playas Villamil, provincia del Guayas. La complejidad geomorfológica del sitio de estudio, la baja tasa de sedimentación de 0.42mm/año, la alta tasa de erosión no han permitido la conservación de otros eventos sedimentarios recientes tales como tsunamitas, sísmicas, tempestitas y registros de inundaciones por fenómenos de El Niño. En las siguientes secciones de este documento se detalla la metodología, implementación de un instrumento para obtener muestras de testigos de sedimentos y los criterios utilizados que permiten identificar el depósito de tsunamis, los cuales podrían ser útiles para futuras prospecciones en sitios como Chanduy, La Libertad y Engabao.

2. SISMICIDAD Y GEOLOGÍA

Para comprender la distribución espacial y recurrencia de los sismos se ha consultado los catálogos disponibles en literatura y sitios Web de instituciones gubernamentales; por ejemplo, para el Golfo de Guayaquil y parte de la región costera de la península de Santa Elena, Guayas y El Oro, el catálogo “National Earthquake Information Center” (NEIC, <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>), junto al Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS, www.ceresis.org), registran y documentan desde 1653 hasta el 2005, 26 sismos tanto instrumentales como históricos (ver, Tabla 1), estos últimos han sido convertidos desde grados de intensidad macrosísmica a valores de magnitudes del orden de 5,7 y 7,8 (con profundidades comprendidas entre $10 \leq H \leq 40$ Km; H representa la distancia focal del sismo). A nivel local, la red sísmica del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (EPN, <http://www.igepn.edu.ec/>) ha registrado desde su funcionamiento en 1988, 26

sismos con magnitudes inferiores comprendidas entre los 5 y 5,6. (Ver referencia Bibliográfica, RENSIG). Magnitudes menores a 5 no han sido consideradas en este estudio debido a su poca probabilidad de causar efectos cosísmicos en el terreno.

Esta información sismológica disponible indica que el Golfo de Guayaquil tiene un corto registro de sismos (Chunga et al., 2011), en efecto el primer temblor histórico documentado de moderada intensidad aconteció el 9 de julio de 1653 (Magnitud 5.7 convertida desde la intensidad macrosísmica VI, CERESIS). Información histórica compilada por el autor y descrita en detalle en un reporte del departamento Bibliográfico del Municipio Histórico de Quito (ie., MHQ, 1879), menciona que el 11 de junio de 1787 se documentó el primer terremoto macrosísmico en la región costera del Ecuador (Tabla 1). Daños a las viviendas y considerables efectos cosísmicos en el terreno fueron

observados en la ciudad de Guayaquil. Este terremoto es considerado con epicentro local o cercano a Guayaquil, debido a la ausencia de reportes de efectos o daños a las poblaciones con distancia mayor a 50 Km. En el siglo XX, el 7 de enero de 1901, frente a la península de Santa Elena aconteció un terremoto de Magnitud 7.8 (Fuente: CERESIS; Figura 1); sin embargo, no se encontró una evaluación regional de los grados de intensidades macrosísmicas de aquella época, que permita corroborar la localización del epicentro y por ende caracterizar la estructura sismogénica desde su cinemática y dimensión estructural. En el catálogo del NEIC se obtuvo importante información sismológica e instrumental, que indica una alta recurrencia sísmica entre abril 1961 a marzo 1962, donde se reportaron al interior del Golfo de Guayaquil, cuatro [4] terremotos de considerables magnitudes en el orden de los 6 y 6.2 (ver Tabla 1).

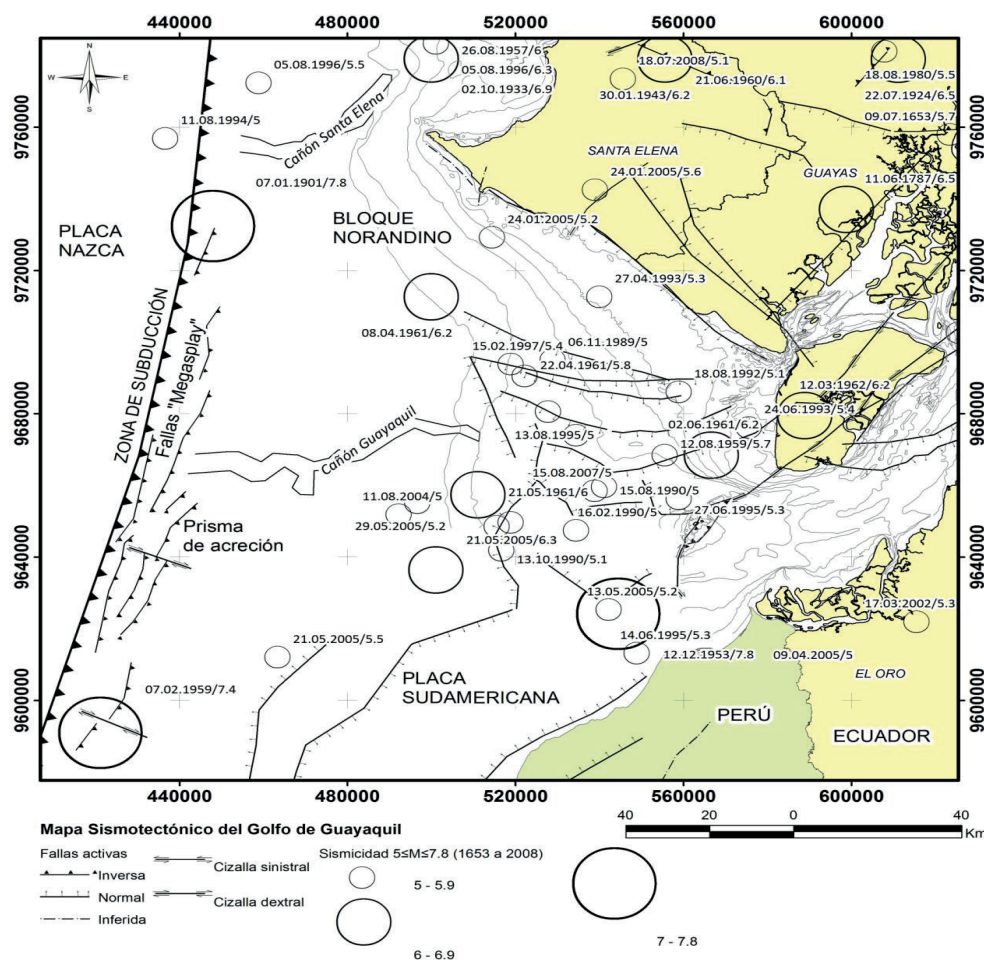


Figura 1. Mapa sismotectónico del Golfo de Guayaquil y segmento continental de Santa Elena, Guayas y El Oro. Sismos históricos e instrumentales obtenidos desde los catálogos NEIC, CERESIS y EPN-RENSIG. Morfología submarina y altos batimétricos desde Collot et al. (2010).

Fecha	Lat.	Long.	Mg	Prof.	Catálogo	Fecha	Lat.	Long.	Mg	Prof.	Catálogo
09.07.1653	-2.19	-79.89	5.7	ND	CERESIS	10.02.1990	-3.17	-80.83	5.5	56	NEIC
11.06.1787	-2.38	-80.11	6.5	20		13.10.1990	-3.24	-80.85	5.1	ND	EPN
07.01.1901	-2.42	-81.46	7.8	25	CERESIS	18.08.1992	-2.84	-80.47	5.1	0.4	EPN
22.07.1924	-2.00	-80.00	6.5	ND	CERESIS	27.04.1993	-2.60	-80.64	5.3	0.3	EPN
02.10.1933	-2.00	-81.00	6.9	15	CERESIS	24.06.1993	-2.93	-80.32	5.4	12.3	EPN
03.10.1933	-1.75	-80.75	6.3	ND	CERESIS	11.08.1994	-2.20	-81.57	5	11.8	EPN
30.01.1943	-2.00	-80.50	6.2	100	CERESIS	26.03.1995	-2.05	-79.75	5.3	3.3	EPN
12.12.1953	-3.40	-80.60	7.8	30	CERESIS	14.06.1995	-3.50	-80.56	5.3	0.3	EPN
12.03.1957	-1.59	-80.15	6.2	60	CERESIS	27.06.1995	-3.11	-80.47	5.3	ND	EPN
26.08.1957	-2.00	-81.00	6	ND	CERESIS	13.08.1995	-2.89	-80.75	5	16	EPN
07.02.1959	-3.70	-81.71	7.4	33	CERESIS	05.08.1996	-2.06	-81.37	5.5	6.6	EPN
12.08.1959	-3.00	-80.50	5.7	33	CERESIS	05.08.1996	-2.00	-81.00	6.3	33	NEIC
21.06.1960	-2.00	-80.50	6.1	ND	CERESIS	15.02.1997	-2.77	-80.83	5.4	10	EPN
10.09.1960	-2.50	-82.00	5.7	33	CERESIS	16.09.1998	-3.50	-79.68	5	18.9	EPN
08.04.1961	-2.60	-81.00	6.2	25	CERESIS	17.03.2002	-3.42	-79.96	5.3	17.7	EPN
22.04.1961	-2.80	-80.80	5.8	30	CERESIS	11.08.2004	-3.15	-81.07	5	35.9	EPN
21.05.1961	-3.10	-80.90	6	27	CERESIS	24.01.2005	-2.33	-80.65	5.6	28	NEIC
02.06.1961	-3.00	-80.40	6.2	37	CERESIS	24.01.2005	-2.45	-80.87	5.2	20.1	EPN
10.12.1970	-3.97	-80.66	7.1	15	CERESIS	09.04.2005	-3.55	-80.30	5	13.3	EPN
12.03.1962	-2.90	-80.20	6.2	25	CERESIS	13.05.2005	-3.39	-80.62	5.2	13.3	EPN
18.08.1980	-1.98	-80.03	5.5	74	CERESIS	21.05.2005	-3.29	-80.99	6.3	39	NEIC
06.05.1981	-1.96	-80.99	5.8	36	CERESIS	21.05.2005	-3.51	-81.33	5.5	9.3	EPN
26.08.1982	-2.69	-79.87	5.8	70	NEIC	29.05.2005	-3.12	-81.03	5.2	5.6	EPN
06.11.1989	-2.76	-80.74	5	ND	EPN	15.08.2007	-3.09	-80.65	5	18.3	EPN
10.02.1990	-3.18	-80.86	5.6	ND	EPN	26.01.2008	-2.95	-80.69	5.4	18	EPN
16.02.1990	-3.19	-80.69	5	ND	EPN	18.07.2008	-2.05	-80.59	5.1	15.7	EPN
15.08.1990	-3.08	-80.63	5	19	EPN						

Tabla 1. Sismos moderados a altos, documentados en el catálogo CERESIS (Centro Regional de Sismología para América del Sur) y registrados por el NEIC (National Earthquake Information Center), en el orden de magnitudes mayores a 5.5; mientras que sismos moderados mayores a 5 son registrados desde la red local de sismogramas del EPN para el Golfo de Guayaquil y parte de la península de Santa Elena y provincia del Guayas. Las casillas sombreadas en amarillo representan los terremotos cercanos al Golfo de Guayaquil, que originaron Tsunamis con alturas de olas run-up entre 0.2 y 1.8 metros. Para el terremoto de 1901 se estiman alturas de olas mayores a 2 metros.

En referencia a los efectos cosísmicos en el terreno de la recurrencia sísmica entre 1961 y 1962, al interior de las provincias costeras cercanas, no han sido documentados rasgos geológicos considerables; sin embargo, es probable que los movimientos telúricos de aquella época se presentaran como atenuaciones de mayores duraciones en sedimentos cuaternarios de tipo arcilloso no consolidados.

La red sismológica local del EPN, desde su funcionamiento en 1988, ha registrado sismos con magnitudes menores a 5,6, estos datos permiten indicar que la recurrencia de terremotos con magnitudes mayores a 6 corresponde a intervalos de recurrencias más largos, siendo el último documentado el 12 de marzo de 1962. Esta información podría permitir subestimaciones en

los niveles de sismicidad, ya que por la falta de suficientes cantidades de sismos instrumentales podrían considerar al Golfo de Guayaquil y sus segmentos corticales como una zona de niveles de sismicidad moderada a baja, de aquí la importancia y recomendación de caracterizar las fallas activas, lo que permitirían obtener valiosa información sobre el potencial sísmico de cada estructura sismogénica, es decir, estimar las máximas magnitudes y las máximas aceleraciones en rocas que podrían generar en un determinado sitio de interés. La información sismológica disponible de la RENSIG (llamado así también a la EPN del Instituto Geofísico del Ecuador) comprende actualmente sismos con $M_s \geq 4$. La conversión de escalas mb, M_s a M_w ha sido aplicado desde las fórmulas propuestas por Caguari (2006) para características tectónicas del Perú similar al Golfo de Guayaquil.

El último sismo considerable fue registrado el 21 de mayo de 2005 con Mw 6.3 y distancia focal (H) de 39 Km (Fuente: NEIC, National Earthquake Information Center). Muchos de estos sismos hipocentrales son producto de la dinámica entre choques y posterior subducción a través del plano de Benioff de la placa oceánica de Nazca contra el segmento continental conformado por el Bloque Norandino en el Norte y la placa Sudamericana al Sur. Desde un punto de vista del análisis geológico estructural, las secciones sísmicas de reflexión (elaboradas por EP-Petroecuador) y registros litológicos de pozos exploratorios efectuados en alta mar (LRG, 1986; Witt et al., 2006), indican para el Golfo de Guayaquil un ambiente distensivo con

dominio de fallas cizallas dextrales y sinistralas asociada a la abertura y formación de cuencas distensiva en el Golfo de Guayaquil. Cobos & Montenegro (2010) definen a la cuenca del Golfo de Guayaquil de tipo “pull-apart” de régimen distensivo. Regionalmente, los principales esfuerzos de deformación son direccionados por el empuje tectónico de la placa oceánica que colisiona y se subduce en la zona tectónica, limitante con el Golfo de Guayaquil. Esta dinámica de desplazamientos de bloques a través de planos de fallas geológicas, permiten distinguir en los márgenes costeros, unidades litológicas desde el Paleoceno hasta el Holoceno (Cuaternario) (ver Figura 2).

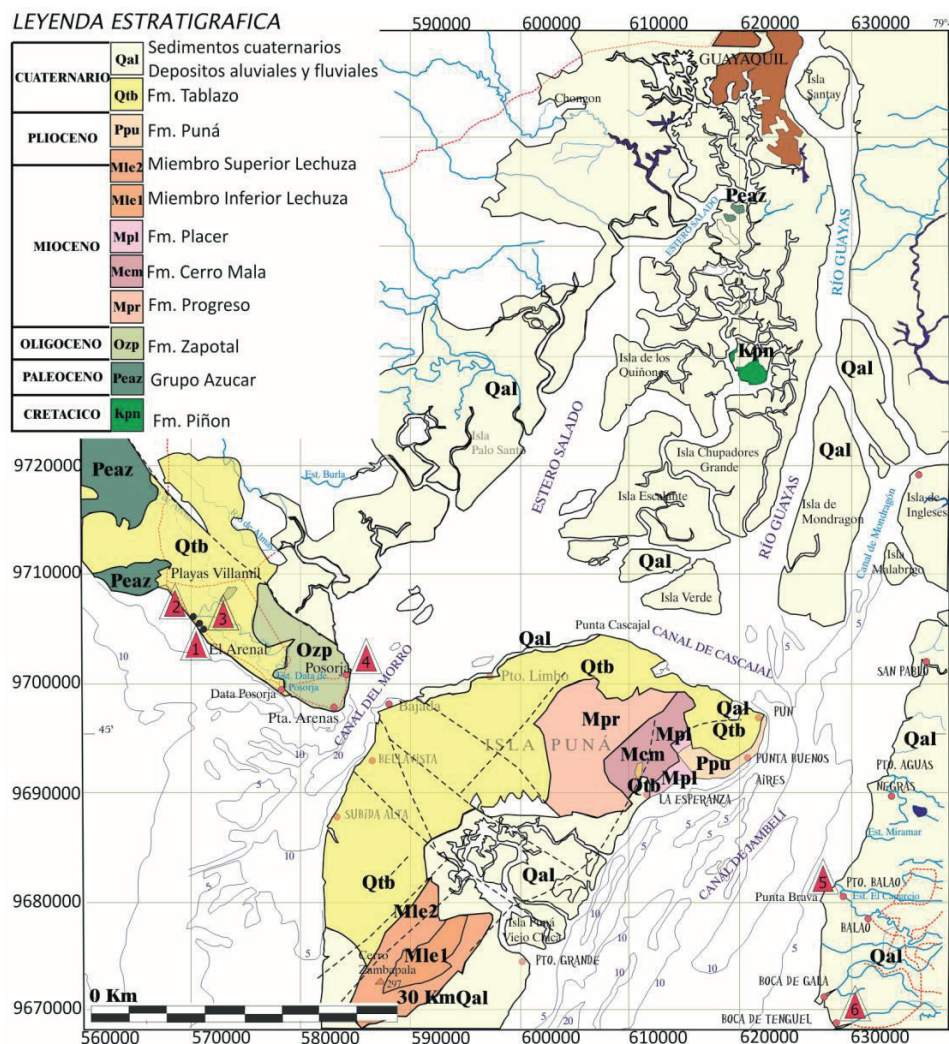


Figura 2. Geología del estuario interno del Golfo de Guayaquil (modificada desde, Antenor, 2000; Nuñez del Arco, 1986) y localización de las estaciones de muestras de testigos de sedimentos obtenidas en los sectores Playas Villamil (estaciones 1 a 3), Posorja (estación 4), Puerto Balao (estación 5) y Tenguel (estación 6). Para este estudio se han seleccionado las estaciones de El Arenal, Villamil Playas.

Estructuralmente en superficie, el Golfo de Guayaquil presenta una morfología marina muy irregular que varía desde la extensión de la plataforma hasta las subdivisiones del talud continental. En efecto, los datos multihaz-sonar de alta resolución, de reflectividad acústica y de acústica para penetración de sedimentos (cerca 150-m-estratos) evidencian deformaciones continentales asociadas a fallamientos activos de corrimientos de cerca 70 Km de longitud (ver fallas *Megasplay* en la Figura 1) localizado en el prisma de acreción frente a la fosa tectónica (CONVEMAR, 2010); a su vez, fenómenos de mega-deslizamientos submarinos han sido delineados desde datos batimétricos, permitiendo re-construir su paleo-ambiente sedimentario asumiendo que estos fenómenos fueron potencialmente activos hace ≈ 18.000 a 20.000 años atrás, cuando el nivel de mar alcanzaba los -120 metros debajo del nivel actual del mar.

En áreas cercanas a la fosa tectónica, los taludes continentales son altamente inestables formando potenciales deslizamientos submarinos que provocan una re-deposición sedimentaria en zonas de cuencas. Contrastando hacia el Norte, talud intermedio, son evidenciados notables cañones submarinos (ie. cañón Santa Elena) donde las altas tasas de erosión permiten diferenciar la geometría de estructuras con

fuertes incisiones en el piso submarino. El cañón Guayaquil, localizado más hacia el Sur, evidencian considerables deslizamientos submarinos con escarpes circulares, además de potenciales diapiros “marcas de fondo oceánico” donde sus flancos estructurales permiten potenciales trampas de gas (CONVEMAR, 2010).

Análisis con tecnología GIS y a la aplicación de modelación digital del terreno permitieron delimitar terrazas erosionadas que pueden ser preliminarmente catalogadas como pisos de niveles de variaciones de mar (eustatismo), asociados a la última máxima glaciación (CONVEMAR, 2010). Estas informaciones han sido adquiridas desde campañas geológicas realizadas por el INOCAR con participación de la UPSE, permitiendo individualizar una potencial fuente sísmica de fallas de corrimiento en la zona de prisma de acreción (Figura 2) que desde aplicaciones metodológicas de Well & Coppermish (1994) pueden generar terremotos con magnitudes de 7; además de deslizamientos submarinos donde escarpes circulares no hacen descartar también un potencial riesgo de ondas anómalas de tsunamis, que podrían afectar áreas urbanas y sectores industriales localizadas en las franjas costeras de las provincias de Santa Elena y Guayas.

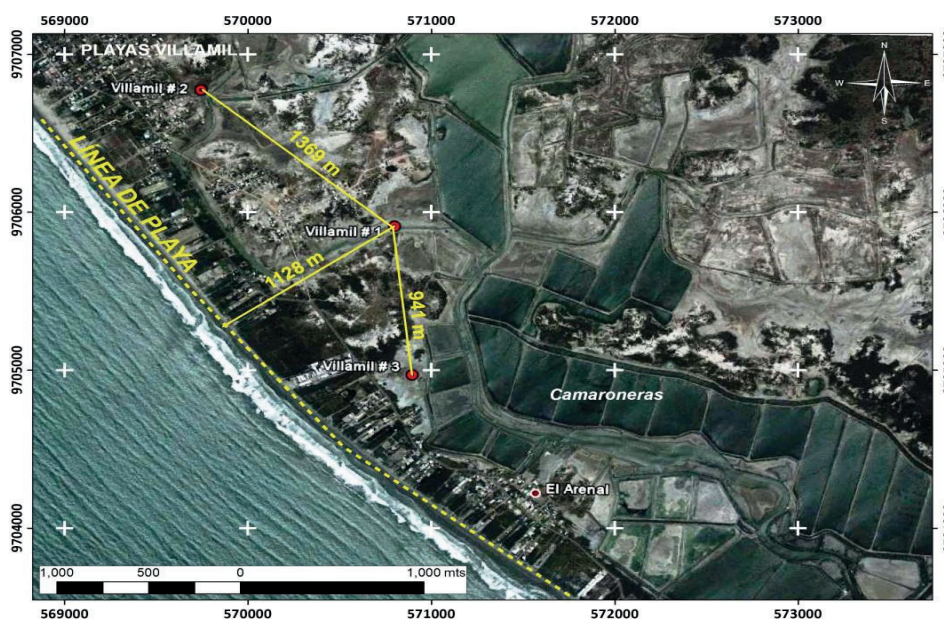


Figura 3. Mapa de ubicación de estaciones de muestreo de El Arenal, Villamil Playas. Datum WGS84.

Id.	Estación de muestreo	Coord. UTM – PSAD56		Distancia línea de costa	Características morfológicas
		Este	Norte		
V1	Villamil 1	571.056m	9.706.286m	1.128m	Planicie aluvial
V2	Villamil 2	570.000m	9.707.150m	788m	Planicie alluvial
V3	Villamil 3	571.149m	9.705.348m	580m	Planicie alluvial
P4	Posorja	584.751m	9.700.950m	80m	Zona intertidal
P5	Puerto Balao	629.750m	9.680.950m	980m	Planicie alluvial
T6	Tenguel	629.300m	9.669.100m	310m	Zona intertidal

Tabla 2. Ubicación de las muestras testigos. Las estaciones P1-P2-P3 corresponden a las muestras testigos de El Arenal donde se encontró el depósito de Tsunamis.

3. METODOLOGÍA Y FASE DE INVESTIGACIÓN

El presente estudio consta de tres fases de investigación: (A) compilación de información bibliográfica y creación de una base de datos de sismos instrumentales proyectadas espacialmente al interior del Golfo de Guayaquil y parte continental de la provincia de Santa Elena y Guayas, aquí se ha consultado una serie de catálogos de terremotos disponibles por el NEIC (National Earthquake Information Center), CERESIS (Centro Regional de Sismología para América del Sur) y por el ente nacional de control sismológico, EPN (Instituto Geofísico Escuela Politécnica Nacional del Ecuador). La información de fallas geológicas ha sido compilada desde reportes técnicos y

publicaciones científicas, con información de líneas de sísmicas de reflexión y reconocimiento geológico en el terreno, información necesaria para el análisis de tectónica activa. (B) obtención de muestras de testigos de sedimentos no perturbadas en unidades sedimentarias, a través de un instrumento de perforación del vibrotestificador, el sitio seleccionado es la planicie aluvial de El Arenal (Figura 3). (C) en esta tercera fase las muestras de testigos son analizadas desde un punto de vista de la estratigrafía, análisis biológicos, químicos y sedimentológicos proporcionan criterios esenciales y aplicables para los ambientes sedimentarios dominantes de las franjas costeras del Golfo de Guayaquil, en particular para la identificación de unidades sedimentarias anómalas como los depósitos de tsunamis.

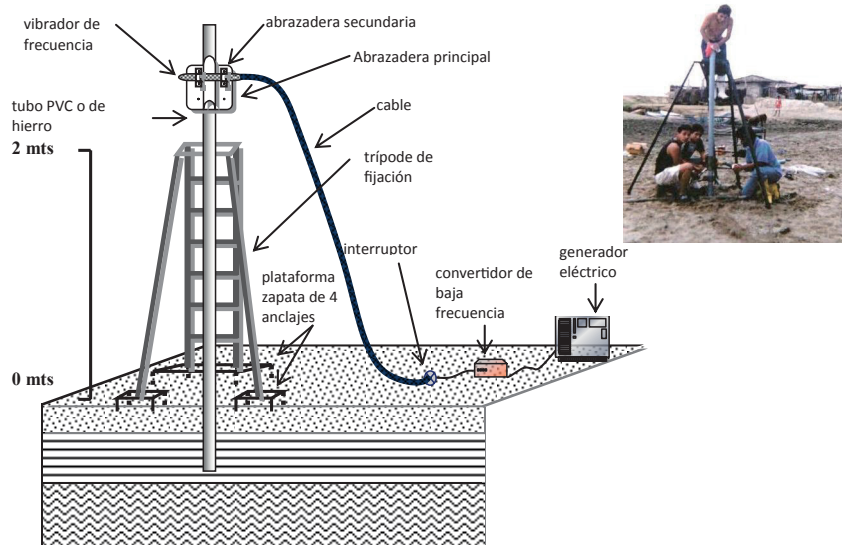


Figura 4. Diseño esquemático del testificador de vibración en proceso de extracción de muestras testigos en la planicie aluvial de El Arenal.

4. MATERIAL DE EXTRACCIÓN DE MUESTRAS TESTIGOS

El instrumento de extracción de muestras testigos de sedimentos (Figura 4), aplicado en este estudio, es el testificador de vibración o vibrotestificador; de construcción primaria y utilización simple, que puede ser operado por dos personas, su aplicación ha resuelto en gran parte el problema de recolectar muestras no consolidadas de sedimentos movedizos saturados de agua. El sistema de accionar en el proceso de perforación del vibrotestificador se realiza transmitiendo al tubo de muestreo PVC y a la herramienta cortante (localizada en la base del tubo) cargas vibratorias que

combinadas con el esfuerzo axial creado por el peso del vibrador, efectúa la introducción del tubo en forma perpendicular a la superficie del terreno. Un cierto número de modificaciones y adaptaciones fue complementado al modelo original (ie., Martin & Flexor, 1995), con el fin de encontrar una operación más simple y tenaz. El equipo completo en su versión actual, es fácilmente transportable por un vehículo liviano y puede ser colocado en operación de extracción en tierra firme (incluyendo montaje y desmontaje) en una hora. Las características de los materiales principales y complementarios del testificador de vibración, así como el detalle de su aplicación en el campo es disponible en literatura (ie. Chunga, 2002).

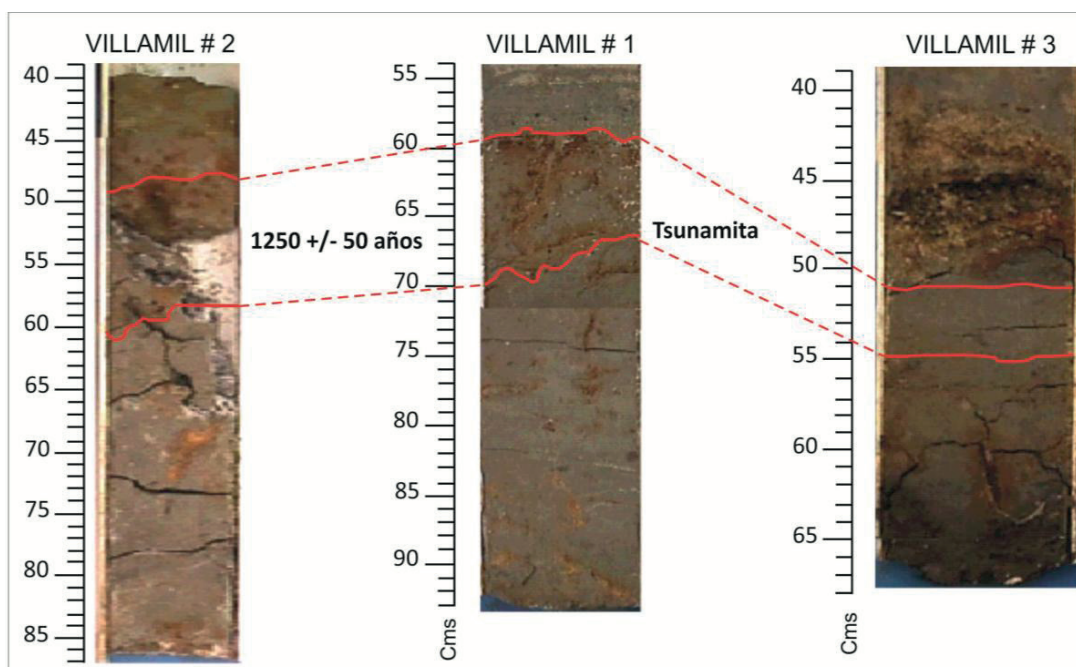


Figura 5. Correlación estratigráfica del depósito de tsunamis (tsunamita). Se estimó una edad de 1250 ± 50 años, correspondiendo a un evento tsunamigénico de gran magnitud registrado en sedimentos limosos arenosos y arenas de granos finos.

5. COMPORTAMIENTO GEOMÉCANICO DE SEDIMENTOS

El comportamiento geomécanico de los sedimentos en las planicies aluviales son variables, por ejemplo, las arenas secas en la zona “back-shore”, presentaron una mayor resistencia durante el sondaje y perforación, siendo un poco dificultoso durante su extracción; y las arenas saturadas de agua, en la penetración del tubo de

testigo es más fácil, pero las aguas ocupan un gran volumen en los espacios intergranulares, este es un caso típico que se observó en la estación Puerto Balao, ya que lo que se consideraba una perforación de 2.5 m, tenía 1 m de sedimento, resultado de la compresión y desalojo del agua de los espacios intergranulares. En el material de limo cohesivo se presentó una gran dificultad, debido a que este tipo de sedimento se adhería a las paredes interiores del tubo, razón por la cual era recomendable cambiar de tubo y seguir con la perforación, estos materiales se

presentaron en las tres estaciones de Playa Villamil; en cambio los limos saturados de agua presentaban una característica diferente, no presentaba dificultad durante la obtención de la muestra testigo. Para las arenas limosas y limos arenosos se observó un sondaje normal, y las longitudes de muestras en testigo fueron mayores, comparadas con los otros sedimentos. Las materias orgánicas se encontraron en su mayoría, en las estaciones de General Villamil Playas, como constituyentes en las secuencias de deposición de ambiente de estuarios y en pequeñas capas de raíces, que obstaculizaba la perforación, recurriendo a aumentar el peso por empuje manual, para así poder cortarlas y seguir avanzado en profundidad.

6. ESTRATIGRAFÍA Y AMBIENTE SEDIMENTARIO PARA MUESTRAS TESTIGOS DE VILLAMIL PLAYAS

Debido al objeto de estudio de esta sección de describir los criterios aplicados para identificar el depósito sedimentario del Tsunamis, solamente se describirá en este artículo las características estratigráficas y sedimentológicas de las muestras testigos obtenidas en el sitio de General Villamil Playas. Información adicional sobre los ambientes costeros de las muestras obtenidas en Posorja, Puerto Balao y Tenguel, está disponible en literatura (Chunga, 2002).

6.1 Estratigrafía de muestra Testigo Villamil 1.

Para esta muestra, se identificaron 3 ambientes sedimentarios: costero de canal, transicional y de estuario subtidal; la estratigrafía es descrita desde el tope a la base de la muestra testigo. El primer ambiente costero de canal con intervalo desde los 2 cm hasta los 127 cm es interpretado como una deposición intercalada gradual, con influencia de energía débil, moderada y alta. Deposición rítmica secuencial de limo de grano fino a medio se encuentra suprayaciendo a una estratificación lensática de canalización de energía moderada a alta, constituida de arena muy fina en sedimento limoso, con laminaciones discontinuas de arena. Sucesivamente, estratificaciones cruzadas con

deposiciones bidireccionales inclinadas y clastos de limos indican una depositación de energía alta de marea con predominancia de limo arenoso mal clasificado, laminaciones continuas de arena muy fina de energía débil. El cambio litológico del sedimento limo arenoso a arena limosa, ambos mal clasificados, se interpreta como una intercalación gradual progresiva de marea con comunes fragmentos de carbón (lignito).

Un evento sedimentario anómalo es identificado entre el intervalo 59 cm a 67 cm (ver Figura 7), depositación caótica de 10 cm de espesor en sedimento limo arenoso con coloraciones café rojiza y gris verdoso (Chunga et al., 2004). Su interpretación corresponde a un evento cosísmico de un depósito de tsunamis preservado, con restos de fragmentos leñosos de mangle llamado *Rhizophora harrisonii*, encontrada en estado de oxidación, probablemente por la interacción de la salinidad alta del océano, transportada desde el talud continental por una ola tsunamis y el contenido iónico de hierro que conforma la estructura del mangle, esta hipótesis aún por confirmar. Clastos alargados horizontales de arcilla y arena muy fina dentro de sedimento limo arenoso muestran una deposición de energía débil debajo del depósito de Tsunamis.

El segundo ambiente transicional identificado desde el intervalo de los 127 cm hasta los 177 cm, se lo interpreta como una deposición secuencial progresiva decreciente en sedimento arena limosa, mal clasificado con un contacto gradacional en el intervalo 166 cm, que indica el incremento de arcilla y la disminución porcentual de la arena, acompañado con comunes fragmentos carbonosos. La determinación de este ambiente se basó en las características litológicas presentes y los constituyentes de accesorios que forman parte del sedimento estudiado como es el lignito.

Un contacto deformacional de contorno ondulado debido a la densidad de los sedimentos, es el límite estratigráfico entre el ambiente transicional y el tercer ambiente de estuario subtidal, localizado entre el intervalo de los 177 cm hasta los 206 cm, con predominancia de arena limosa, mal clasificada. Este último

ambiente se interpretó por la gran cantidad de restos plantíferos de mangle *Avicemia germinans* que se encuentran actualmente en los sectores costeros del estuario del Golfo de Guayaquil. Los Géneros de moluscos encontrados en este ambiente corresponden a *Turritelas* y *Crassostrea sp.* La edad estimada desde la datación de C_{14} realizado en este sitio y la correlación estratigráfica para esta tercera unidad sedimentaria, permitiría estimar una predominancia del ambiente de estuario subtidal hace aproximadamente 3.420 años.

6.2 Estratigrafía de muestra Testigo Villamil 2.

En relación a los ambientes sedimentarios descritos para la muestra testigo precedente, para esta muestra se ha identificado solamente 2 ambientes, costero de canal, y de estuario subtidal. La estratigrafía es descrita desde el tope a la base de la muestra testigo. El primer ambiente costero de canal delimitado entre los 9 cm hasta los 103 cm de profundidad, interpretado como una deposición intercalada gradual con influencia de energía débil, moderada y alta. La deposición rítmica secuencial de limo de grano fino a medio, muy asimétrico hacia los tamaños granulométricos más gruesos, con clastos rojizos de arcilla de energía débil, permite estratigráficamente correlacionarla con las secuencias descritas en la muestra testigo Villamil-1.

En el intervalo desde los 48 cm a los 58 cm se evidencia un depósito de Tsunamis, caracterizado estratigráficamente por la presencia de clastos “*rip-up*” de limo en arena de grano muy fino. Los clastos “*rip-up*” corresponden a la ola de llegada “*run – up*”, mientras que los sedimentos limosos son deposiciones causadas por la ola “*backwash*” u ola artesa; recalando que ambas deposiciones corresponde al mismo evento tsunamigénico. El límite inferior de este depósito es definido por un contacto erosional.

En esta unidad sedimentaria anómala se ha encontrado también restos de algas marinas y fragmentos de moluscos, los cuales son ausentes en las otras unidades sedimentarias del ambiente

costero de canal. Una de las características evidenciadas y que ha permitido identificar esta unidad anómala es la presencia de fragmentos leñosos en estado de oxidación, *Rhizophora harrisonii* o mangle rojo.

El segundo ambiente de estuario subtidal localizado entre los 103 cm y 200 cm de profundidad, es interpretado como una deposición progresiva gradual, muy asimétricos hacia los tamaños finos, con fragmentos carbonosos y restos plantíferos, constituido por sedimentos limos arenosos, con laminaciones horizontales discontinuos de arena muy fina, de energía moderada, individualizadas por 4 contactos gradacionales (a 142 cm, 180 cm, 184 cm, y 198 cm de profundidad), que indican una deposición de energía mareal débil. Los restos leñosos de mangles son los mismos encontrados en la muestra Villamil 1.

6.3 Estratigrafía de muestra Testigo Villamil 3.

Los ambientes sedimentarios identificados para esta muestra son los mismos descritos para la muestra testigo Villamil 2. Con un orden de identificación del tope a la base de la muestra testigo. El primer ambiente costero de canal, delimitado desde los 2 cm hasta los 62 cm de profundidad, es interpretado como una deposición intercalada gradual, con influencia de energía moderada y alta. La deposición rítmica secuencial de limo de grano fino a medio, muy asimétrico hacia los tamaños gruesos, con presencia de yeso mal formados, indica un transporte de sedimentos en suspensión de energía débil que también se correlaciona con la interpretación expresada en los testigos Villamil 1 y Villamil 2. Debajo de esta secuencia, clastos y laminaciones continuas y discontinuas de arcillas en sedimento limoso, intercalan con sedimento limo arenoso que suprayace una capa de 7 cm de espesor, constituido principalmente de fragmentos de yeso mal desarrollados entre 0.25 a 2.0 mm de diámetro y transportados en una matriz de limo grueso.

Un evento sedimentario preservado entre el intervalo 51.5 a 55 cm de profundidad, es

interpretado como una deposición caótica mareal de energía alta, correlacionable a la unidad anómala de depósito de tsunamis identificada en las dos muestras testigos anteriores. Aquí, la evidencia más clara para identificar este depósito es la presencia del Foraminífero bentónico *Pullenia bulloides*, cuyo hábitat corresponde a profundidades abisales entre los 3.000 metros de profundidades. Estudios realizados por el INOCAR, a través de la división de Biología, no han encontrado este microorganismo en la somera plataforma continental del Golfo de Guayaquil (ie. Boltovskoy & Muñiz, 1975), lo cual permite deducir que este microorganismo ha sido transportado por refracción a través de una onda tsunamis y depositado al interior del continente. Es importante indicar que el análisis que se llevó a cabo, fue considerado también la deposición sedimentaria por tempestitas, las cuales presentan características estratigráficas muy diferentes a las expuestas en un depósito de Tsunamis. Restos leñosos de mangles *Rhizophora harrisonii* en estado de oxidación y fragmentos de moluscos también están presentes en esta unidad sedimentaria anómala.

El segundo ambiente, estuario subtidal es identificado desde los 63 cm hasta los 160 cm de profundidad, con predominancia de sedimentos limo arenosos y restos plantíferos de *Avicennia germinans*, conocido comúnmente como mangle negro, y fragmentos de moluscos *Crassostrea sp*; este ambiente se encuentra separado del ambiente costero de canal por un contacto deformacional bien definido de forma “off-shots”, formado por la diferencia de densidad de los sedimentos, cuatro contactos gradacionales bien diferenciados se identificaron en los intervalos 98, 101, 120 y 122 cm de profundidad.

En conclusión, debajo del depósito de tsunamis, el análisis de Microsonda de Rayos X y de Microscopio Electrónico de Barrido (descrito en la sección 7), indica presencia de cristales de sal y cuarzo en sedimento limo arenoso, el cuarzo es muy abundante con tamaños variables entre 50 y 100 micras. En los resultados obtenidos por el análisis químico elemental se observa un aumento en la concentración de elementos Ca y Mg, en relación a los resultados de unidad sedimentaria anómala, estos iones son propios de un medio evaporítico y no aportan algún rasgo diferencial de importancia.

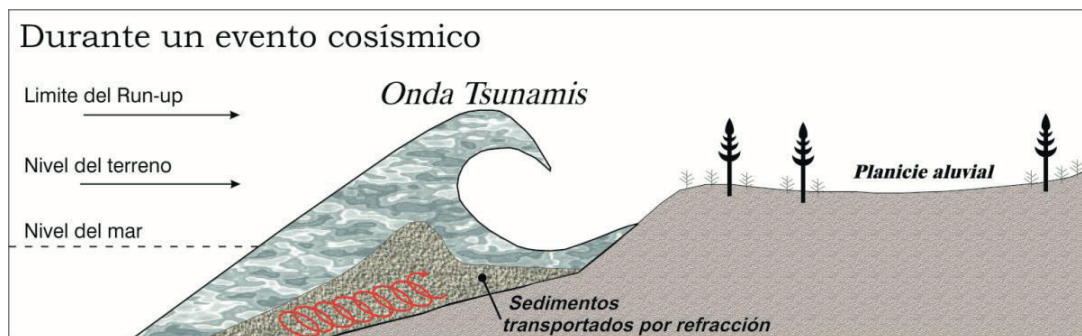


Figura 6. Diseño esquemático de un tsunami llegando a la línea de costa. Nótese en la parte inferior de la onda, el arrastre de sedimentos de fondo marino por refracción durante el trayecto de propagación del tsunami.

7. CRITERIOS UTILIZADOS PARA INTERPRETAR DEPÓSITOS DE TSUNAMIS EN LOS TESTIGOS VILLAMIL

En la sección precedente se describió las características estratigráficas y sedimentológicas individualizadas, en las unidades sedimentarias de las tres muestras testigos obtenidas en las

planicies aluviales del sitio General Villamil Playas, con distancias variables desde la línea de costa, por ejemplo, la perforación Villamil 1 es la más lejana a la línea de costa, con una distancia de 1128 m, ubicada en medio de las otras dos perforaciones; la perforación Villamil 3, situada al noroeste de la parroquia Arenal, es la más próxima a la línea de costa, con una distancia de 580 m; y por último la perforación Villamil 2, ubicada al suroeste del sitio el Botadero, a una distancia de 788 m con respecto de la línea

de costa. Los intervalos sedimentarios que delimitan esta secuencia anómala del depósito de tsunamis son: (a) desde 59 a 67 cm en la muestra Villamil-1; (b) desde 48 a 58 cm en Villamil-2; y (c) 51.5 a 55 cm en Villamil-3.

Los criterios que permitieron identificar el depósito de tsunamis fueron: (1) unidades deposicionales tipos “run-up” y “backwash”; (2) estructuras de *Rhizophora harrisonii* en estado de oxidación; (3) presencia de foraminífero *Pullenia bulloides* (hábitat ambiente marino talud inferior a abisal); (4) fragmentos de moluscos (ausente en los otros niveles sedimentarios); (5) clastos tipos “rip-up”; (6) matriz de clorita meteorizada (posiblemente por la degradación de la glauconita); y (7) contactos estratigráficos gradacionales y de erosión (ver Figura 6).

En los tres testigos de las muestras de Villamil se encontró restos de mangle *Rhizophora harrisonii* en estado de oxidación, se deduce este proceso como el incremento

de salinidad de aguas profundas, introducida al continente y que cambió la estructura del mangle llevándolo a un estado de oxidación, en efecto, y para confirmar esta teoría se efectuó un análisis químico elemental de Microsonda de Rayos X y de Microscopio Electrónico de Barrido, determinándose para los fragmentos del *Rhizophora harrisonii*, un peso atómico de 48.45 % wt de Fe, 17.01 % wt de C y 9.55 % wt de O.

8. TASA DE SEDIMENTACIÓN DEL ÁREA DE VILLAMIL

Análisis de C_{14} realizado a un fragmento de leño (referido en el intervalo 145 cm de la muestra Villamil-3) estiman una edad de 3420 ± 40 B.P. La correlación de esta datación permite una aproximación en la edad del evento de tsunamis, de cerca 1250 ± 50 años, además de la tasa de sedimentación establecida para las planicies aluviales de Playas Villamil, de 0.42 mm/año.

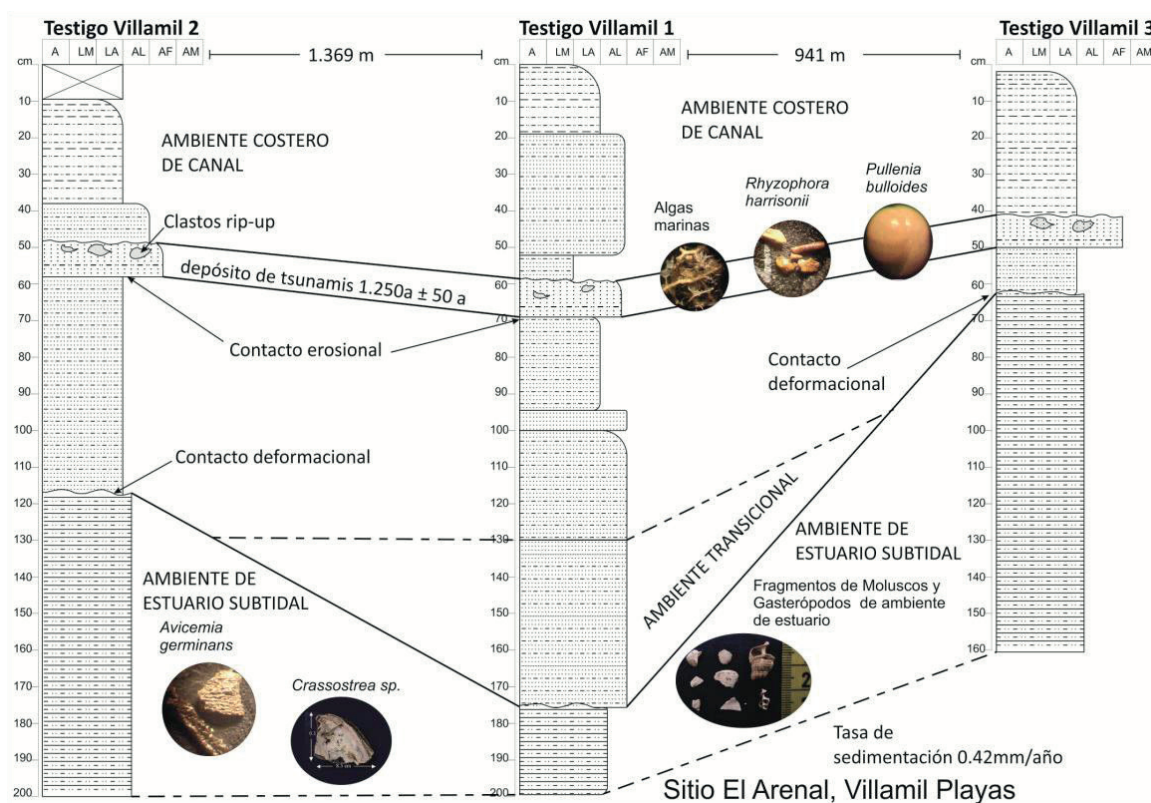


Figura 7. Correlación estratigráfica del depósito de tsunamis identificado en las planicies aluviales de El Arenal, Villamil Playas. En la columna litológica, las texturas de los sedimentos son abreviadas como: [A] arcilla, [LM] limo, [LA] limo arenoso, [AL] arena limosa, [AF] arena fina, [AM] arena media.

El bajo valor de la tasa de sedimentación explica la ausencia de restos de moluscos en todos los intervalos correspondientes al ambiente costero de canal; los moluscos de composición calcárea al estar expuestos en un medio subaéreo son fácilmente destruidos. La conservación del foraminífero *Pullenia bulloides* encontrado en el depósito de tsunamis se debió al rápido enterramiento en un medio subóxico de sedimentos provenientes de la ola tsunamis.

Pobladores del lugar afirman que en 60 años, el mar no ha avanzado hacia estas planicies y que solamente se inunda en épocas de grandes precipitaciones como el fenómeno de El Niño 1983, desbordando el estero Data y depositando mezclas de material arenoso y limoso. Las localizaciones de los cordones litorales y los cambios secuenciales de ambientes sedimentarios en profundidad, indican que esta área de estudio corresponde al tipo de playa regresiva con lentas deposiciones de sedimentos.

9. RESULTADOS DE ANÁLISIS DE ESPECTROMETRÍA DEL DEPÓSITO DE TSUNAMIS

Se procedió al análisis químico elemental de 4 muestras de sedimentos correspondientes al testigo Villamil 1, dos de ellos localizados en el depósito de tsunamis entre 60 y 66 cm de profundidad, uno, en la parte superior a 58 cm de profundidad; y otro, en la parte inferior del depósito anteriormente mencionado, a 67 cm de profundidad; utilizando el Microscopio Electrónico de Barrido y la Microsonda de Rayos X se obtuvieron resultados favorables de las concentraciones de elementos que constituyen el sedimento, con los cuales se interpretó las posibles causas de deposición que presentaron, cuyos resultados se explica a continuación.

En la muestra analizada a 58 cm de profundidad (Tabla 3), se incluye cristales de sal de tamaño menor a 30 micras y granos de cuarzo entre 70 – 100 micras en sedimento limo arenoso, con rara presencia de restos de plantas (la concentración de elemento indica un

contenido de C y O); de acuerdo a los resultados de la concentración de elementos, obtenidos sobre la base de su particular energía de rayos X, como el Cl, Na, Si, Fe, estos corresponden a los minerales que están presentes en la muestra, y en el caso del Fe, es derivado del ambiente de oxidación manifestado también por el color marrón del sedimento.

La muestra tomada entre los 60 y 66 cm de profundidad correspondiente al depósito de tsunamis, dio como resultado un sedimento limo arenoso de aspecto granulado, donde sobresalen los granos de cuarzo de tamaños de 30 – 50 micras, incluidos en una matriz de clorita oxidada (posiblemente por la degradación de la glauconita), atribuyéndose esta deposición a mezcla de medios continental y marino, con concentración mayor del 4 % de Fe, propia de medios arcillosos férricos. Se analizaron restos de mangle de *Rhizophora harrisonii*, en cuyo resultado predomina el hierro como contaminante en un 48.45 % wt.

Debajo del depósito de tsunamis, el análisis efectuado a 67 cm de profundidad indica presencia de cristales de sal y cuarzo en sedimento limo arenoso; el cuarzo es muy abundante con tamaños variables entre 50 y 100 micras. De acuerdo a los resultados químicos dados por el análisis de Microsonda de Rayos X, se observa un aumento en la concentración de elementos Ca y Mg, en relación a los resultados de las muestras anteriormente descritas; estos iones son propios de un medio evaporítico y no aportan algún rasgo diferencial de importancia.

10. CONCLUSIONES

Terremotos históricos documentados al interior del Golfo de Guayaquil inician desde 11 de junio de 1787 (magnitud estimada 6.5, intensidad macrosísmica de VIII). En su totalidad se han registrado 26 sismos con magnitudes en el orden de $5.5 \leq M \leq 7.8$. Los terremotos que generaron eventos por tsunamis han sido poco documentados; el terremoto del 7 de enero de 1901, de magnitud 7.8 (otros catálogos estiman 7.6), frente a la Península de

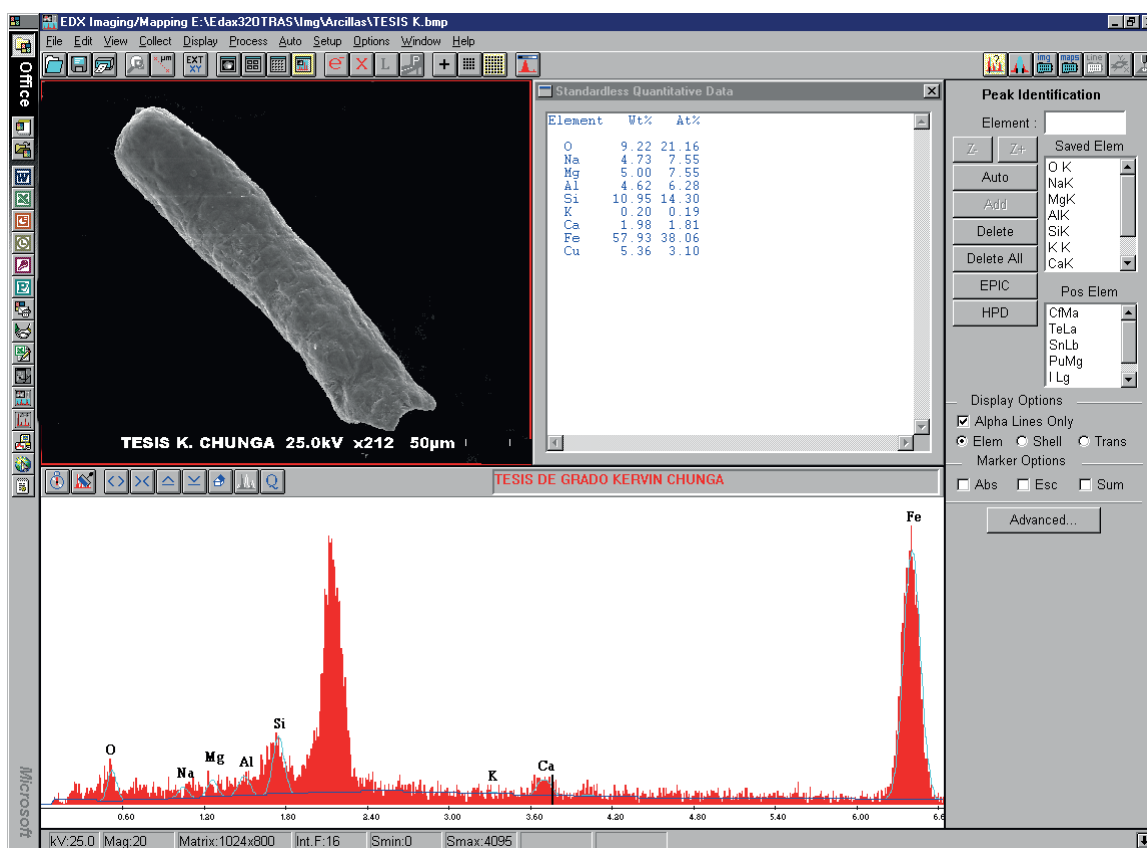


Figura 8. Espectro efectuado en el depósito de tsunamis indica los resultados de la concentración de elementos obtenidos a partir del Microscopio Electrónico de Barrido y la Microsonda de Rayos X. Se determinó una matriz de clorita oxidada, atribuyéndose esta deposición a mezcla de medios continental y marino.

ESPECTROMETRIA DE RAYOS X													
CODIGO	MUESTRAS	ANALISIS ELEMENTAL WT (%)											OBSERVACIONES
	Cms	C	O	Na	Mg	Al	Si	Cl	K	Ca	Fe	Cu	
1KCH1	58	14.3	21.8	8.0	0.8	7.0	28.4	6.7	1.4	1.5	6.7	7.0	Muestra total
1KCH2	58		7.8	34.0				58.2					Sal
2KCH1	60 - 66		13.0	3.0	1.8	8.4	28.4	2.9	3.3	0.8	35.4	3.0	Matriz
2KCH2	61 - 66	6.6	23.0	2.7	1.4	9.9	34.0		0.4	1.4	19.0	1.6	Muestra total
2KCH3	62 - 66	17.0	9.6	3.6	3.8	3.4	8.0		0.2	1.6	48.5	4.3	Mangle
3KCH1	67	3.4	24.5	4.0	3.0	10.0	35.3	2.4	1.8	5.6	9.0	1.0	Muestra total

Tabla 3. Resultados de Espectrometría de Rayos X realizadas a las muestras del testigo Villamil 1. [wt]: peso atómico.

Santa Elena, no tiene suficiente documentación que permita evaluar los daños macrosísmicos en el terreno; otro evento como el tsunamis del 2 de octubre de 1933 (Magnitud 6.9) documenta oscilaciones del nivel del mar, con alturas de ondas de tsunamis en el orden de los 2 a 2.5 m, penetrando como forma de inundación y no como oleaje turbulento hacia el borde costero de Santa Elena. El tsunamis del 12 de diciembre de 1953 (magnitud 7.8), generado frente a la costa de Tumbes (frontera Ecuador – Perú) reporta ondas de 20 cm de altura para la población de La Libertad y rápida inundación para la franja costera de Salinas. El terremoto tsunamis del 7 de febrero de 1959 (Mw 7.2) no proporciona mayores datos relevante a efectos cosísmicos en el terreno.

Desde un punto de vista del análisis paleosismológico, se confirmó el primer depósito de tsunamis (aprox. 1250 ± 50 años) documentado en la región costera del Ecuador, identificado en la planicie aluvial del sitio El Arenal, Villamil Playas. Los análisis biológicos, químicos, estratigráficos y sedimentológicos proporcionan criterios esenciales y aplicables para los ambientes sedimentarios dominantes de las franjas costeras del Golfo de Guayaquil. Estos criterios indican los procedimientos de análisis en detalle a ser considerados, para identificar nuevas unidades sedimentarias anómalas que permitan completar el registro paleo-histórico, y de este modo reconstruir la evolución paleo-ambiental del Golfo de Guayaquil.

Las características texturales indican que los sedimentos localizados en el área de Villamil Playas son predominantemente limos de granos finos y arenas muy finas, mal clasificados, con asimetrías que van de asimétricos hacia los tamaños finos en la base, hasta muy asimétricos hacia los tamaños gruesos en el tope.

Se identificaron tres tipos de ambientes sedimentarios evidenciados en las planicies aluviales de Villamil Playas: ambiente Costero de Canal con deposiciones intercaladas graduales de energía débil, moderada y alta; el ambiente Transicional, identificado sólo en los sedimentos del testigo Villamil 1, con una deposición secuencial progresiva decreciente de energía

moderada; y el ambiente de Estuario Subtidal, de energía moderada con predominancia de arena limosa, mal clasificada.

La presencia de cordones litorales y los cambios secuenciales de ambientes sedimentarios en profundidad, indican que la planicie aluvial de Villamil corresponde al tipo de playa regresiva, con lentas depositaciones de sedimentos.

La Tasa de sedimentación en las planicies aluviales de Villamil, determina que cada 10 años existe una sedimentación de 0.42 cm, o dicho de otra manera 1 cm de deposición cada 23 años. Este valor explica la ausencia de restos de moluscos, las cuales son destruidos por estar expuestos en un medio subaéreo y necesitarían de un medio subóxico para ser conservados.

Se correlacionó estratigráficamente las tres perforaciones efectuadas en el sitio Arenal de Villamil Playas, delineando una secuencia sedimentaria anómala por tsunamis. Es probable que este evento tenga su origen en el prisma de acreción de la zona tectónica de subducción, donde fallas corticales de tipo inversa (de ca. 70 Km de longitud) puedan generar terremotos con magnitudes mayores a 7.

11. AGRADECIMIENTO

Los autores agradecen al Prof. Dr. Jean François Dumont, por su valiosa orientación y ayuda en todas las fases de investigación del presente trabajo. La metodología de trabajo del Prof. Dumont es representada en este artículo, siendo importante recalcar que ha sido el primer científico investigador en implementar la disciplina de paleosismología en la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad de Guayaquil.

12. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Antenor A. (2000). Geological and

Geophysical evaluation of Progreso Basin, Southwest Ecuador. Duke Energy.

Arreaga P., Ortiz M. (2002). Análisis de riesgo por tsunamis en el Golfo de Guayaquil. Acta Oceanográfica del Pacífico. Vol. 11, No. 1.

Baldock, J.W. (1983). Geología del Ecuador: Boletín de la explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador, Esc. 1:1,000,000. Min. Rec. Nat. Energ., Quito, 10., Quito.

Barazangi M., Isacks, B.L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America: Geology, v. 4, p. 686-692.

Benítez S. (1995). Evolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au crétacé supérieur - Tertiaire: Géologie Alpine, v. 71, p. 3-163.

Boltovskoy E. & Muñiz L. (1975). Foraminíferos de la zona de Manglar de Guayaquil – Ecuador. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales “Bernardino Rivadavia”. Tomo V, No- 3.

Bourdon E., Eissen J-P. (2003). Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America), Earth and Planetary Science Letters, 205(3-4): 123-138.

Cahuari A. (2006). Análisis estadístico del Mo a partir de la Magnitud local (MI). Compendio de trabajos de Investigación CNDG-Biblioteca. Instituto Geofísico del Perú. V.7, p. 27-42.

Chunga K. (2010). Shallow crustal earthquakes and seismic zonation for Ecuador through the integration of geological, seismological and morphostructural data. University of Insubria. Ph.D. Thesis, p. 165. (Italian version)

Chunga K. (2002). Identification of sedimentary events in the coastal zones of the Gulf of Guayaquil (Ecuador)”. University of

Guayaquil. Geological Engineering Thesis, p. 150. (Spanish version)

Chunga K., Dumont J.F., Iturralde D., Ordóñez M. (2004). Evidence of a tsunami deposit about 1250 yr B.P., Gulf of Guayaquil, Ecuador. Mem. The 32nd International Geological Congress Florence – scientific sessions: abstract-124, Italy.

Chunga K., Michetti A., Gorshkov A., Panza G.F., Soloviev A., Martillo C. (2011). Aplicación del método de zonación morfo-estructural para identificar nudos sismogénicos en la región costera y cadenas montañosas de los Andes septentrionales del Ecuador. Revista Acta Oceanográfica del Pacífico Vol. 16, pág. 120 – 144.

Cobos L., Montenegro G. (2010). Estudio integrado del Golfo de Guayaquil del Mioceno al reciente. Revista CICYT-ESPOL, 1-8.

CONVEMAR (2010). Reporte científico a bordo del B.I.-91 “ORION” para el estudio geológico del margen de plataforma continental del Golfo de Guayaquil (GEMAC). CNDM - Convención Nacional de Derecho del Mar del INOCAR, Reporte Técnico, 66 pág.

Collot J-Y, Michaud F., Alvarado A., Marcaillou B., Sosson M., Ratzov G., Migeon S., Calahorrano A., Pazmiño A. (2010). Visión general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador-Sur de Colombia: implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subducción de la Cordillera de Carnegie. Comisión Nacional del Derecho del Mar (CNDM) - Institut de Recherche pour le Développement (IRD) - Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR). Geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador desde la costa continental hasta las islas Galápagos. ISBN-978-9978-92-737-3. Pág. 47-74.

Dumont J.F., Santana, E., Vilema, W., Pedoja, K., Ordoñez, M., Cruz, M., Jimenez, N. and Zambrano, I. (2005). Morphological and microtectonic analysis of Quaternary deformation from Puna and Santa Clara Islands,

Gulf of Guayaquil, Ecuador (South America), Tectonophysics. 399, 331–350.

Eguez A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M.N., Costa, C.H., Dart, R.L., and Bradley, L.-A. (2003). Database and map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions: U.S. Geological Survey Open-File Report 03-289.

Espinoza J. (1992). Terremotos Tsunamigénicos en el Ecuador. Acta Oceanográfica del Pacífico, 7(1), 21-28.

Gutscher, M. A., J. Malavieille, S. E. Lallemand, and J. Y. Collot (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision, Earth Planet. Sci. Lett., 168, 255–270, 1999.

LRG (1986). El Estudio de la Cuenca del Golfo de Guayaquil. Informe integrado para la Corporación Estatal Petrolera Ecuatoriana (CEPE). Reporte técnico, 129 páginas.

Martin L. & Flexor J. M. (1995). Vibrotestemunhador leve: construo, utilizao e potencialidades. Rev. I. G. Sao Paulo, 16 (1/2), 59 – 66.

Mendoza C., and Dewey, J.W. (1984). Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958 and 1979: implications for barrier models of earthquake rupture: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 74, p. 577-593.

MHQ (1879). Relación del terremoto que asoló a Guayaquil el 11 de junio de 1787. Museo Histórico, Organo del Museo de Historia de la ciudad de Quito, Ecuador. No. 41-42.

NEIC (National Earthquake Information Center) <http://neic.usgs.gov/>

Nuñez del Arco, E., Dugas F., Labrousse, (1986). Contribución al conocimiento estratigráfico, sedimentológico y tectónico de la región oriental de la península de Santa Elena y parte Sur de la cuenca del Guayas (Ecuador) en

base a 17 hojas topográfica 1/50.000. Actas del III Congreso Ecuatoriano de Ingeniería, Geología, Minería y Petróleos, Guayaquil, v. IB., 33p.

RENSIG. Red Nacional de Sismografos del Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional de Quito. <http://www.epn.edu.ec/>

Silgado F.E. (1957). El movimiento sísmico del 12 de diciembre de 1953. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, vol.32, Part 2, pp.225-238.

Wells D. L., Coppersmith K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 84, p. 974-1002.

White S.M., Trenkamp R., Kellogg J.N. (2003). Recent crustal deformation and the earthquake cycle along the Ecuador-Colombia subduction zone. Earth and Planetary Science Letters 216, 231-242.

Witt C., Bourgois J., Michaud F., Ordonez M., Jimenez N., Sosson M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. Tectonics, vol. 25, TC3017, doi:10.1029/2004TC001723