

REVISTA NUESTRO SUR NUESTRO SUR NUESTRO SUR NUESTRO SUR NUESTRO SUR NUESTRO SUR NUESTRO SUR NUESTRO SUR NUESTRO SUR NUESTRO SUR NUESTRO SUR NUESTRO SUR

NUESTRO SUR

Historia, Memoria y Patrimonio

MINISTERIO DEL PODER POPULAR PARA LA CULTURA / CENTRO NACIONAL DE HISTORIA
NÚMERO 9 / AÑO 7 / ENERO - ABRIL 2016 / ISSN 2244-7091



HISTORIA, TERREMOTOS Y TSUNAMIS EN NUESTRA AMÉRICA

CENTRO
NACIONAL
DE HISTORIA



ARCHIVO
GENERAL
DE LA NACIÓN

NUESTROS SUROS



Historia, Memoria y Patrimonio

NUESTRO SUR

Historia, Memoria y Patrimonio

Ministerio del Poder Popular para la Cultura
Fundación Centro Nacional de Historia
Archivo General de la Nación

Coordinador editorial

Andres Eloy Burgos

Editores invitados de este número

Alejandra Leal Guzmán
Gianinni Mastrangioli

Consejo Editorial

Emma Martínez UCV - Caracas Venezuela
Hancer González Sierralta ULA - Mérida Venezuela
Belín Vazquez LUZ - Maracaibo Venezuela
Alexander Torres Iriarte UPEL - Caracas Venezuela
Marianela Tovar UCV - Caracas Venezuela
Luis Ángel Bellota Universidad Iberoamericana - Mexico
Guillermo Luque UCV - Caracas Venezuela

Diagramación

Gabriel A. Serrano Soto

Diseño de portada

Gabriel A. Serrano Soto

Nuestro Sur

Año 6. Número 9. Enero - Abril 2016
Fundación Centro Nacional de Historia
Final Av. Panteón, Foro Libertador, edif. Archivo General de la Nación, PB,
Caracas, Venezuela
centronacionaldehistoria@gmail.com
revistanuestrosur.cnh@gmail.com

Indizada en la base de datos: Revencyt.

Depósito legal: pp201002DC3516

ISSN 2244-7091

Impreso en la República Bolivariana de Venezuela

ARCHIVO
GENERAL
DE LA NACIÓN



CENTRO
NACIONAL
DE HISTORIA

SUMARIO	Págs.
PRESENTACIÓN	5 - 6
PROCESOS SÍSMICOS Y VOLCÁNICOS EN LOS SIGLOS XVII Y XVIII: CASOS ESPECÍFICOS DE AMÉRICA CENTRAL	9 - 53
<i>Giovanni Peraldo Huertas</i> <i>Mauricio M. Mora Fernández</i>	
HISTORIA DE UN DESASTRE MÚLTIPLE: EL FENÓMENO SÍSMICO DE MAYO DE 1960 EN LA CIUDAD DE VALDIVIA, SUR DE CHILE	55 - 77
<i>Carlos Fernando Rojas Hoppe</i>	
DOS TESTIMONIOS AUDIOVISUALES DEL SISMO DE CUMANÁ, ESTADO SUCRE EN 1929 Y SU APORTE A LA FÍLMICA SISMOLÓGICA VENEZOLANA	79 - 93
<i>José Antonio Rodríguez Arteaga</i>	
LOS EFECTOS DE LOS SISMOS DE 1673 Y 1674 EN EL SUR DEL LAGO DE MARACAIBO	95 - 126
<i>Luis Alberto Ramírez Méndez</i> <i>Reina Josefina Aranguren Becerra</i>	
RELACIÓN HISTÓRICA DE LOS TSUNAMIS EN VENEZUELA	127 -157
<i>Marcos A. Peñaloza-Murillo</i>	

**UN TERREMOTO IN-DOCUMENTADO.
EL MISTERIOSO SISMO DE 1736 EN EL CENTRO OCCIDENTE
VENEZOLANO** 159 - 181

Sor Martínez Silva

Alejandra Leal Guzmán

Franck Audemard

**EL MIEDO ARDIENTE. EL CERRO ÁVILA EN EL IMAGINARIO
CARAQUEÑO DEL SIGLO XIX** 183 - 191

Eduardo Cobos

**CONTRIBUCIÓN AL ESTUDIO DE TSUNAMIS Y OTRAS
AMENAZAS COSTERAS EN VENEZUELA** 193 - 215

Javier Oropeza

Franck Audemard

Samudio A., Edda O., *Las haciendas del Colegio San Francisco Xavier de la Compañía de Jesús en Mérida. 1628-1767*. Caracas. Universidad de Los Andes. Editorial Arte, 1985.

Samudio A. Edda O., “Conmoción en Mérida andina, los sismos de 1673-74” en *Revista Fermentum*. Revista Venezolana de Sociología y Antropología. Año 9. N° 25. Agosto 1999.

Rodríguez, Luz, Audemard, Frank y Rodríguez José: “Casos históricos de licuación de sedimentos inducidos por sismos en Venezuela desde 1530” en *Revista de la Facultad de Ingeniería de la U.C.V.* Vol. 21, N° 3.2006. Disponible en: <http://www.scielo.org.ve/scielo.php?pid=S0798-40652006000300001&scri>

RELACIÓN HISTÓRICA DE TSUNAMIS EN VENEZUELA

Marcos A. Peñaloza-Murillo
Universidad de los Andes. Facultad de
Ciencias. Departamento de Física
Mérida 5101, Edo. Mérida. Venezuela

Fecha de entrega: 30 de octubre de 2013
Fecha de aceptación: 8 de noviembre de 2013

Resumen

Compilaciones realizadas por otros autores, a partir de fuentes secundarias, han permitido presentar una relación histórica de tsunamis en Venezuela, en forma combinada, revisada y comentada. Datos tomados de esta relación han conducido a unas primeras estimaciones de algunas de sus características cuantitativas que poseyeron en su momento, como magnitudes, profundidades, energías y velocidades de salida. En la sección sobre las características básicas y elementales de estos fenómenos se hace un esfuerzo para explicar en palabras simples, por ejemplo, por qué a mayor profundidad del mar, en donde éste se origina, mayor energía potencial-cinética y velocidad adquiere el tsunami, y por qué, algunas veces, al acercarse a la playa, el mar se retira. En este sentido, se presentan, como ejemplos, algunos eventos de esta relación histórica, que mostraron significantes retrocesos del mar. A pesar de la falta de más información histórica, se evidencia, aparentemente, una baja actividad tsunámica en Venezuela, sin que esto quiera decir que se deba ignorar la amenaza que estos fenómenos representan. Esta revisión incluye información preliminar, simulada por otros autores, sobre el tiempo que tardaría un tsunami en arribar a la región insular y región continental venezolanas, y así tener una idea del tiempo disponible para dar, si se pudiera, la alarma (~ 1 hora). Esta revisión documental también indica que posiblemente el tsunami más antiguo, que haya dejado huella geológica en Venezuela, casi se remonta a más de un milenio en la costa norte-central del país. Se concluye que la tendencia histórica de mayor riesgo correspondió a la

zona oriental del país, dadas sus características sísmicas. Y, en particular, Cumaná (junto con el Estado Sucre), aparece como la localidad venezolana importante que más ha llevado históricamente la peor parte.

Palabras claves:

Historia, tsunami, Venezuela

Historical Relationship Tsunami in Venezuela

Abstract

Compilations by other authors, from secondary sources, are used to present a combined, revised and annotated historical account of tsunamis in Venezuela. Data taken from this account has been conveniently applied to obtain some preliminary estimates of certain values of their physical characteristics they possessed at that time such as magnitudes, depths, energies and initial speed. In the section on basic and elementary features of these phenomena, an effort is made to explain in plain words, for example, why at greater depths of the sea, where tsunamis originate, more potential-kinetics energy and speed take on the tsunami, and why, sometimes, closer to the beach, the sea retreats. In this sense, as examples, some events from this historical account are presented, which showed significant marine water subside before the tsunami strikes. Despite the lack of further historical information it is evident, apparently, that Venezuela, in comparison with other Caribbean countries, has had a low tsunamic activity, not necessarily meaning that this threat posed by these phenomena should be ignored. This review includes preliminary information (charts), from simulations performed by other authors, about the time that a tsunami would take in reaching the insular region and mainland Venezuela so that an estimate of the time available to issue an alarm in advance (~ 1 hour) can be made. This paper review also indicates that the possibly oldest tsunami, which has left geological footprint in Venezuela, almost goes back to more than one millennium ago in the north-central coast of the country. It is concluded that the historical trend of increased risk due to this hazard, corresponded to the eastern part of the country, given its seismic characteristics. And, in particular, Cumaná (along with State of Sucre), historically speaking, appears as the important Venezuelan town most and worst impacted by tsunamis.

Keywords:

History, tsunami, Venezuela

Introducción

Todavía, con el recuerdo fresco de las impactantes imágenes transmitidas por TV del tsunami que devastó algunas localidades costeras de Indonesia y otras, pertenecientes a otros países de la cuenca del Índico el 26 de diciembre de 2004 (González & Figueras, 2005; Halif & Sabki, 2005; Titov et al., 2005; Synolakis, 2006), ahora, con el del Japón en 2011, las imágenes de un tsunami en acción, destructivo y devastador, tomadas desde el aire y también tierra adentro, nos han dejado más atónitos y estupefactos. Los medios de comunicación social a escala global, entraron inmediatamente en acción para, entre otras cosas, explicar el fenómeno en todas sus facetas y mostrar su etapa final en pleno desarrollo, por lo demás, la más dramática de todas. Información básica relativa a sus características como su velocidad, tiempo en llegar a las costas, tamaño de las olas que produce, etc., fue transmitida a los lectores y audiencia en general; y esto ha despertado un alto interés del gran público por estos eventos naturales desastrosos.

Tomando en cuenta lo anterior, dos años después del tsunami japonés, el miércoles 20 de marzo de 2013, la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (Funvisis) ejecutó, en representación de Venezuela, un ejercicio de respuesta comunicacional e institucional ante alertas de tsunamis, en una actividad que se llevó a cabo de forma conjunta con más de 25 países del Caribe. En ese ejercicio una alerta simulada de tsunami se generó en el estado Falcón, en la que también participaron otras comunidades costeras como el caso de Guanta, específicamente del sector Valle Seco, en el estado Anzoátegui, donde ya en el año 2011 se llevó a cabo este ejercicio, que incluso previó evacuación de comunidades. La idea fue medir la capacidad de respuesta comunicacional institucional ante tsunamis por parte del estado venezolano.

Diferentes instituciones estuvieron involucradas en el ejercicio, que desde Caracas fue monitoreado en la sala situacional del Ministerio de Energía Eléctrica, en el Comando Estratégico Operacional, en la Presidencia de la República, Dirección Nacional de Protección Civil y Administración de Desastres, Gobernación de Falcón y de Funvisis; mientras que, Protección Civil Guanta y Protección Civil Falcón hicieron lo propio en las mencionadas zonas. Funvisis fungió como el organizador del ejercicio y tuvo como rol principal informar sobre el sismo “tsunamigénico” que generó la alerta, para recolectar información por los entes gubernamentales con competencia en

gestión de riesgo. El ejercicio se inició a las 8:30 am (HLV) y culminó a las 10:00 am (HLV) de ese día. Para el resto de los países caribeños que participaron, éste culminó a la 1:30 pm.

Todo lo anterior significa que, por sus características geológicas, Venezuela es susceptible de recibir el impacto de un tsunami (Schubert, 1994; Pararas-Carayannis, 2004; Theilen-Willige, 2006; Lafaille, s/f); y así lo han demostrado las investigaciones históricas (Schubert, 1994; Lander, 1997; Lander et al., 2002). Basados en las investigaciones bibliográficas de estos últimos autores, presentamos en este trabajo una relación cronológica documental, revisada y comentada, sobre tsunamis que presuntamente se han registrado en Venezuela y algunas de sus características físicas.

Pero más allá del ejercicio arriba referido, hay que advertir que una sencilla pero a la vez correcta comprensión del comportamiento de un fenómeno, como un tsunami, resulta de gran importancia, incluso más allá de la mera curiosidad científica (Brusi et al., 2005). Tómese en cuenta que una gran proporción de las desgracias que tuvieron lugar, por ejemplo, en el año 2004 cuando acaeció el tristemente célebre tsunami de Indonesia, fue causada por el simple desconocimiento de sus mecanismos físicos elementales, y que se podrían haber aprendido en la escuela. Por ejemplo, la falta de conocimiento acerca de los intervalos de tiempo entre las diferentes fases del fenómeno tsunami, o del aviso que el mar da al retirarse de la playa, impidieron a muchas personas adoptar las más elementales medidas preventivas que hubiesen salvado con toda probabilidad sus vidas. Por eso, antes de una revisión historiográfica de los tsunamis en Venezuela, intentaremos en la siguiente sección repasar, de una manera simple y sucinta, las cualidades físicas que caracterizan estos fenómenos naturales (Martínez-Solares et al., 2005).

El fenómeno del tsunami: características básicas y elementales

Así como los tsunamis de 2004 y 2011 despertaron de repente, a escala internacional, la preocupación oficial y pública debido a sus consecuencias potencialmente peligrosas y devastadoras, lo mismo sucedió en el ámbito educativo (González & Figueras, 2005; Margaritondo, 2005; Martínez-Solares et al., 2005; Stevenson, 2005; DiLisi & Rarick, 2006; Helene & Yamashita, 2006; Synolakis, 2006; Tan & Lyatskaya, 2009; Tan et al., 2012). Estos trabajos, junto con otros anteriores (Van Dorn, 1968; González, 1999), a diferentes niveles, proporcionan suficiente información general científica y técnica para entender estos fenómenos. Aquí sólo nos limitaremos a hacer algunas consideraciones básicas y elementales.

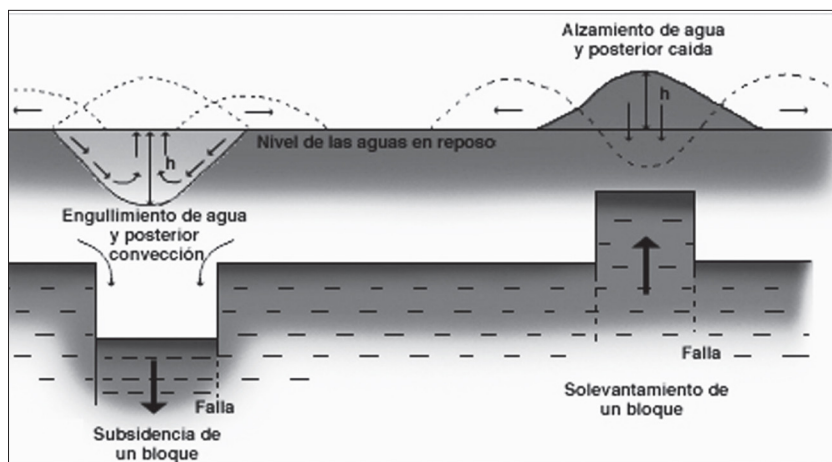


Figura 1. Uno de los principales mecanismos generadores de tsunamis es una dislocación del fondo del mar producido por un terremoto, de magnitud superior a 6.5 en la escala de Richter¹, el cual provoca súbitos levantamientos y hundimientos simultáneos de la corteza con el consiguiente desplazamiento vertical de un masivo bloque o muro de agua, que emerge (imagen derecha) una altura h por encima de la superficie, generando una onda (ola) o varias. El 96% de los tsunamis observados son producidos por este mecanismo. Este desnivel del agua implica la entrega de una enorme cantidad de energía potencial al bloque que el piso marino levanta y que, al tender a la nivelación, la entrega como energía cinética a las adyacencias, transmitiéndose así la perturbación (o desnivel), con cierta velocidad, en forma ondulatoria (tomado de: <http://www7.uc.cl/sw_educ/geo_mar/html/7d001.html>).

Los océanos y sus mares están sometidos normalmente a perturbaciones mecánicas como las producidas por las inofensivas mareas, debido a la atracción gravitatoria de la Luna, o por las olas superficiales, destructivas o no, producidas por vientos tormentosos,

¹ Esto se produce por la diferencia de presión que existe entre el tope de la columna de agua que se eleva por encima del nivel de agua en condición de reposo y su base, aproximadamente igual a pgh (Stevenson, 2005), donde ρ es la densidad del agua y g la aceleración de la gravedad. Al regresar el tope de la columna a su posición original ("derrumbe" de la columna o muro de agua), esta diferencia de presión se transmite horizontalmente en una distancia y (que representa la longitud de onda de la deformación). Para una profundidad oceánica H , el movimiento horizontal resulta de la componente correspondiente de la fuerza que actúa durante un cierto tiempo (período T de la onda). Esta se estima mediante la conocida ecuación de la segunda ley del movimiento de Newton, $F = ma$.

huracanes, etc, o brisas, vientos alisios, etc. Pero cuando al mar le entra el derrumbe de un pedazo de costa (por ejemplo, producido por la explosión de un volcán), un asteroide o cometa por arriba o le sacuden muy fuertemente el piso, por debajo (tectónicas de placas) en todas direcciones, como en el caso de un maremoto, la cosa es mucho más violenta (e.g. Toon et al., 1997; González, 1999; González & Figueras, 2005; Synolaski et al., 2006; Levin & Nosov, 2009a). En este último caso, el movimiento sísmico le entrega al mar, en el fondo, una ingente cantidad de energía mecánica en el hipocentro el cual, digamos, está a una cierta profundidad marina H (con relación a la superficie del mar sin perturbar). El mar por ser un medio líquido, responde en ese sitio produciendo ciertas deformación o perturbación ondulatoria de su perfil vertical total (h), la cual se transmite horizontalmente con una cierta velocidad y energía (Fig. 1)².

La energía que coge el agua es una, pero la velocidad con que se propaga la perturbación es variable. Tome en cuenta que en la transmisión (continua) de la perturbación o energía no hay transporte de masa de agua (en esta transmisión sólo hay una secuencia intermitente energía potencial-energía cinética, a medida que el mar se va deformando con la ola); si fuera así, el tsunami echaría sobre la costa cualquier cantidad de barcos y cosas flotantes, arrastradas durante su viaje por el mar, pero esto no es así. De hecho, la deformación superficial del mar h es pequeña y quizá casi imperceptible. Lo que es descomunal es la "pared" o frente de onda, de profundidad $H + h$, que viaja por debajo de esa deformación horizontal o cresta y que tiene un espesor o longitud de onda, mucho mayor que esa profundidad.

² Existen tres longitudes características a considerar en un terremoto: la longitud de la fractura, L ; la anchura de la fractura, W y el desplazamiento vertical neto que tiene lugar en la superficie de la fractura, d . El área $A = LW$ es un parámetro de gran importancia a la hora de definir la magnitud del terremoto. De forma aproximada, se puede considerar que las tensiones provocadas por la fractura se almacenan en un volumen proporcional a $A^{3/2}$, y la energía del sismo es, por tanto, proporcional a esta misma cantidad. La magnitud de un terremoto (referida a la escala de Richter) está basada en el logaritmo decimal de la energía anterior. Así, dos terremotos cuyas magnitudes se diferencien en una unidad (7 y 8, por ejemplo; 8 y 9, etc.) se corresponden con energías relativas de $10^{3/2} = 31.6$. Esto significa que un terremoto de magnitud 8 libera 31.6 veces más energía que otro de magnitud 7. La estimación precisa de la anchura de la ruptura presenta dificultades y por ello se suelen dar distintas estimaciones en la magnitud de los sismos. En 2004, en el océano Índico, se llegaron a dar valores de ruptura comprendidos entre 1200 km x 150 km hasta 1200 km x 900 km. La elevación del fondo marino varió entre 5 y 20 m.

La teoría muestra que la velocidad de la perturbación es directamente proporcional a la raíz cuadrada de H (van Dorn, 1968; Margaritondo, 2005), por lo que a mayor profundidad del océano, mayor es la velocidad del tsunami. Como ejemplo, si $H = 4000$ m, la velocidad es igual a 713 km/h, o sea, ¡la velocidad de un jet! La tabla 1 muestra más ejemplos.

Profundidad H (m)	Velocidad (km/h)
9000	1077.9
5400	835.3
1800	481.5
900	340.8
180	151.9
18	48.2

Tabla 1. Velocidad de propagación de tsunamis en función de la profundidad del mar ($v = \sqrt{gH}$), g es la aceleración de la gravedad.

Pero, ¿por qué a mayor profundidad, mayor velocidad o viceversa? Al producirse el maremoto, se produce un desnivel del piso oceánico que provoca un desnivel vertical del mar, por lo que parte del agua se “derrumba” sobre si misma (Fig. 1); a mayor profundidad, mayor es el derrumbe y mayor será la entrega de energía mecánica (potencial) por la masa de agua derrumbada, y por tanto mayor es la velocidad con que sale la “pared” (Margaritondo, 2005). Esto se parece al derrumbe de una represa por fractura de su muro de contención, comenzando ésta por arriba; mientras más alto sea este muro, más energía es descargada en la inundación que se produce río abajo. En todo caso, el tsunami sale con una cierta energía cinética-potencial que, en ausencia de obstáculos, viscosidad, etc, tiende a conservarse; pero realmente, durante su viaje, el tsunami pierde energía³. Al acercarse a la costa viene lo más pasmoso

3 Cuando toda esta tremenda energía se libera y pasa al agua del océano, casi un 99% de la misma se pierde en distintos procesos disipadores. Del 1% tomado posteriormente, por el tsunami propiamente dicho, aún se transmite escasamente un 10% de ese valor. Dicho en cifras, un temblor que produjese una liberación de energía de unos 2 exajoules (2 trillones de joules), lo cual corresponde a una magnitud de 9.2 depositaría en el agua la centésima parte de ese valor y al tsunami únicamente llegarían 2 pentajoules (2000 billones de joules), más o menos la milésima parte del valor inicial.

y espectacular, y lo peor. La profundidad del mar comienza a disminuir por lo que el tsunami pierde velocidad, por disminución de la profundidad, pero la energía que lleva en ese momento tiende a ser conservada. Como el trecho de mar que le queda es muy corto, la única vía que le queda al tsunami para conservar su energía, con esa baja de velocidad, es conservar la pared o masa a toda costa con agua que le queda en el camino. Así compensa por la profundidad decreciente. Para ello, toma el agua cerca de la costa y trata de mantener la pared construyendo una ola de altura apreciable (aumento de h), impresionante para lo que normalmente vemos por costumbre en la costa. En algunos casos vemos que el mar asombrosamente se retira totalmente de la playa. La ola que se forma no es más que la aparición de la pared o muro que viene por dentro del mar. Entonces, al llegar a tierra, ya no hay más agua y la pared se rompe, estalla y se derrumba, llevándose por delante todo lo que encuentra a su paso. Allí es donde finalmente el mar se nivela otra vez. Además de los escombros, provenientes de la destrucción en la orilla, los barcos que son arrastrados tierra adentro no vienen de mar adentro con el tsunami, sino de los que están también en o cerca de la orilla. En palabras metafóricas, el tsunami al acercarse a la costa se “arruga”, como una alfombra (sacudida por un extremo), por lo que la arruga aumenta de altura y suelta un latigazo, por el otro extremo, al acabársele la tela.

El modelo más simple que se suele establecer para describir el comportamiento de un tsunami consiste básicamente en suponer que éste se propaga en una sola dirección (modelo unidimensional), con ausencia de pérdidas y considerando el agua como un fluido incompresible y sin viscosidad. Escribiendo las ecuaciones de una onda unidimensional, para el caso en que la longitud de onda sea mucho mayor que la profundidad del agua (ondas en aguas poco profundas) ($H/\lambda \ll 1$), se puede demostrar que la velocidad de la ola es independiente de su longitud de onda, dependiendo única y exclusivamente de la profundidad de las aguas (Margaritondo, 2005). Si además se aplica el principio de conservación de la energía, se encuentra que la amplitud de la onda (la distancia entre la cresta de la ola y el nivel de la superficie del mar) disminuye en razón inversa a la raíz cuadrada de la longitud de onda. ¿Qué consecuencias presentan estas características?

Las longitudes de onda de los tsunamis (recuérdese que la longitud de onda es la distancia entre dos crestas consecutivas o, equivalentemente, entre dos valles) suelen ser del orden de los centenares de kilómetros (un valor muy grande si se lo compara con los miles de metros de la profundidad del océano y, por tanto, se cumple la condición de ondas en aguas poco profundas). Como la amplitud (la altura h de la ola en la Fig. 1) varía inversamente con la raíz cuadrada de la longitud de onda, un tsunami que alcanzase la costa con olas de unos 15 m de

altura, habría comenzado mar adentro, en aguas de unos 4000 m de profundidad, con una altura h de unos escasos 38 cm. Una ola de esta altura es prácticamente imposible de percibir y no muestra su potencial amenaza de destrucción en la que termina convirtiéndose al llegar a la costa⁴. De hecho, hay propuestas para utilizar detectores de ondas gravitatorias para localizar perturbaciones rápidas de enormes masas. Dispositivos como VIRGO o LIGO rastrean frecuencias demasiado altas (del orden de las decenas de Hz) mientras que la señal proveniente de un tsunami ronda típicamente las décimas de Hz. Un sistema como LISA, situado entre los 3000 km y los 10000 km de distancia, podría servir. Desafortunadamente, su lugar de emplazamiento cae demasiado lejos. Alternativas como satélites tipo GOCE podrían también servir en un futuro cercano, cuando su sensibilidad y precisión alcancen los umbrales de detección requeridos. Así, quizá, constituirían los sistemas de alarma más rápidos (Figueras Vila, 2005).

Consideremos una tsunami que viajaba a 720 km/h. Si se calcula su período, es decir, el tiempo que emplea en recorrer una distancia igual a su longitud de onda y admitimos para ésta un valor típico de 100 km, veremos que aquél asciende a poco más de 8 minutos (Margaritondo, 2005). Este tiempo se mantendrá inalterado cuando la ola alcance finalmente la costa, ya que aunque la profundidad del agua se reduzca hasta los 10 m, la longitud de onda disminuirá proporcionalmente hasta los 5 km y lo mismo sucederá con la velocidad. Y este hecho es el que desconoce la mayoría de las personas que se acercan a la playa tras contemplar cómo las aguas se retiran misteriosamente, pues efectivamente el período de la onda será el tiempo que transcurrirá hasta que llegue de nuevo la masa de agua (la pared de agua), con toda su energía potencialmente destructora. Multiplicando el tiempo en que tarda en recorrer su longitud de onda, por la distancia al origen del tsunami, obtendremos, en principio, una idea del tiempo que tardará en llegar a la costa.

Alrededor de las 00:58 (UTC) del 26 de diciembre de 2004, a unos 160 km al norte de Sumatra, en Indonesia, se produjo el ya célebre terremoto que posteriormente originaría el tsunami que aún muchos mantenemos en la memoria y que desgraciadamente hemos vuelto a recordar con los acontecimientos en las costas de Japón. Situado en pleno océano Índico, que abarca casi 10000 km de un extremo a otro y cubre una extensión de casi 70 millones de kilómetros cuadrados, su profundidad máxima alcanza

4 El 15 de noviembre de 2006 un terremoto de magnitud 8.3 tuvo lugar en la costa sudeste de las islas Kuril. Las amplitudes de las olas del tsunami posterior fueron registradas a sus pasos por, al menos, 93 posiciones distintas, junto con sus respectivas distancias al epicentro. El valor de la máxima amplitud se registró en la estación de observación más próxima a éste, al sur de las islas y resultó ser de 88 cm.

los 7725 m en la costa meridional de Java, mientras que la profundidad promedio ronda los 4200 m. Tomando 4000 m como cifra redonda se obtiene para la velocidad nada menos que 720 km/h, comparable a la velocidad de crucero de un Boeing 737 (si la perturbación se llegase a originar en la Fosa de las Marianas, la velocidad alcanzaría los 1200 km/h, semejante a la de un Boeing 747). Incluso para cuando llegue casi a la playa, a una profundidad de tan sólo unos escasos 10 m, la velocidad alcanzará los 36 km/h, prácticamente la velocidad media de un atleta de élite, especialista en la prueba de 100 m planos. Se comprende, entonces, que es prácticamente imposible huir, una vez que se ha detectado, si uno no se ha puesto fuera de su alcance (Margaritondo, 2005).

Aunque el modelo teórico que hemos considerado es muy elemental, describe con considerable precisión el comportamiento de los tsunamis, al menos en lo que se refiere al período y velocidad de las olas. Obviamente, existen otros modelos distintos y más refinados, que pueden incluso aplicarse cuando se incluye en ellos las variaciones en la profundidad del agua, por ejemplo. Así, dependiendo de la distancia del tsunami a la costa, se puede demostrar que el frente de onda describirá un cambio de orientación, trazando una curva con un radio que se puede calcular sin demasiadas dificultades. En el tsunami de 2004, al sur de la India, el océano pasa de una profundidad de 2000 m, a unos 500 km de la costa hasta otra de unos 100 m cerca de ésta. El radio de la curva descrita por las crestas al cambiar de dirección pasó de los 640 kilómetros a tan sólo unos 140 kilómetros al aproximarse al litoral.

Mejoras en el análisis tienen en cuenta la naturaleza bidimensional de la propagación de las olas por toda la superficie del océano (Tan & Lyatskaya, 2009). En este sentido, se pueden considerar dos variaciones: una en la que la Tierra se trata como si fuera plana y otra en la que se tiene en cuenta la curvatura del planeta; obviamente, esta última variante es la que proporciona mejores resultados empíricos (aunque los resultados predichos por ambas coinciden prácticamente hasta distancias inferiores a los 4000 km del epicentro), pero no en lo que se refiere a la velocidad o al período de las ondas, sino más bien a su amplitud, es decir, la altura de las mismas. Este modelo reproduce bastante bien los valores de las amplitudes, tanto en el aspecto cuantitativo como en el cualitativo. Considere un tsunami que se origine en uno de los polos del planeta (simple suposición meramente hipotética). A partir de ese punto, las ondas se van propagando y extendiendo concéntricamente, dispersándose desde su origen. Con esto, sus amplitudes deben ir disminuyendo con la distancia, pero únicamente hasta que hayan recorrido una distancia sobre la superficie de la Tierra de unos 10000 km, el equivalente a la cuarta parte de la longitud de un meridiano. A partir de ahí, y debido a la curvatura de la superficie terrestre, las ondas habrán atravesado el ecuador y deben volver a converger, con lo cual sus amplitudes tenderán

a aumentar de nuevo. Sin disipación de energía, en el momento de alcanzar el polo opuesto deberían recuperarse asimismo los valores originales. Por supuesto, todo este razonamiento sigue siendo válido independientemente del punto de origen del tsunami. En este sentido, el Océano Pacífico constituye un laboratorio de pruebas estupendo a la hora de estudiar y contrastar los distintos modelos teóricos que simulen la propagación de un tsunami, por varias razones: cubre casi la tercera parte de la superficie terrestre; los tsunamis que se producen a lo largo de su “anillo de fuego” pueden atravesar distancias enormes con relativa facilidad y se encuentra salpicado por multitud de pequeñas islas que apenas suponen puntos de interferencia con las olas, pero que en cambio proporcionan plataformas ideales a la hora de registrar las amplitudes de las ondas.

Los efectos de un tsunami pueden ser mucho más fuertes en una dirección que en otra, dependiendo de la naturaleza de la fuente así como de las características geográficas locales. Estas últimas pueden contribuir a la formación de los llamados “seiches”, que no son más que un tipo de ondas estacionarias. En 1946, el tsunami que alcanzó las costas de Hawaii tenía un período en sus olas de unos 15 minutos. Cuando llegó, finalmente, a la bahía de Hilo, la resonancia natural de ésta, de unos 30 minutos (el tiempo entre dos frentes de olas consecutivos), provocó que cada segunda ola del tsunami se encontrase “en fase” con las de la bahía (las crestas de unas olas coincidían con las crestas de las otras). Hilo sufrió los efectos más graves del tsunami; las olas alcanzaron los 14 m de altura y perecieron 159 personas.

En las islas Kuril (Océano Pacífico), se produjeron acontecimientos dignos de mención que ponen de manifiesto, una vez más, la importancia decisiva de las peculiaridades geográficas de los lugares por los que pasa el tsunami. La bahía de Jackson y Timaru se encuentran respectivamente al noroeste y sudeste de las costas de la Isla del Norte de Nueva Zelanda. Sus distancias al epicentro del terremoto de 2006 fueron de 10186 y 10273 km, respectivamente. Sin embargo, los tiempos de viaje del tsunami hasta alcanzar los dos destinos fueron muy diferentes: 14 horas y 6 minutos el primero, y 18 horas y 49 minutos el segundo. La causa se debió a que Timaru se encontraba en la “sombra” de la isla (la parte opuesta de tierra a la que golpean directamente las olas), por lo que se produjeron procesos tanto de refracción como de difracción (cambios de dirección en la propagación, como consecuencia de encontrarse con obstáculos materiales) que frenaron considerablemente la velocidad de las olas, retrasando su llegada (Tan & Lyatskaya, 2009).

Finalmente, para expresar la magnitud de un tsunami diversos autores han creado escalas de grados de intensidad. Inamura en 1949 propuso una escala en función de la altura de la ola y los daños que estas producen en las áreas costeras. De este modo, el grado de un tsunami o magnitud es clasificado como lo presenta la **tabla 2. costa de una**

Grado del tsumani (m_1)	Altura de la ola h (m)	Descripción de los años
0	1-2	Sin daños
1	2-5	Casas inundadas y botes arrastrados
2	5-10	Barrido de gente, casas y barcos
3	10-20	Daños extendidos en 400 km de costa
4	>30	Daños extendidos sobre los 500 km a lo largo de la línea contera

Tabla 2. Escala de grados de tsunamis propuesta por Inamura en 1949, basada en la fórmula $m_1 = \log_2 h$, donde h es la altura máxima de la ola al llegar a la costa (Levin & Nosov, 2009b).

lida en 1963, por su parte, propuso una escala de grados de tsunami, relacionando la máxima altura R de subida que alcanza en tierra la ola, medida sobre el nivel medio del mar, y la energía de los tsunamis correspondientes a diferentes grados de intensidad. Esta escala se ilustra en tabla 3

Grado del tsumani (m_2)	Energía E [$\times 10^{26}$ (ergios)]	Máxima altura de inundación R (m)
5.0	25.6	>32
4.5	18.8	24-32
4.0	6.4	16-24
3.5	3.2	12-16
3.0	1.6	8-12
2.5	0.8	6-8
2.0	0.4	4-6
1.5	0.2	3-4
1.0	0.1	2-3
0.5	0.05	1.5-2
0.0	0.025	1-1.5
-0.5	0.0125	0.75-1

Grado del tsunami (m_2)	Energía E [$\times 10^{26}$ (ergios)]	Máxima altura de inundación, R (m)
-1.0	0.006	0.50-0.75
-1.5	0.003	0.30-0.50
-2.0	0.0015	<0.30

Tabla 3. Escala de grados de tsunamis según Iida.

Posteriormente, Wiegel en 1970, combinó las escalas propuestas por Inamura y Iida. Como se observa en la tabla 4, ésta adiciona a la escala de Inamura la cota máxima de inundación R , definida por Iida. Como la escala de Iida se extiende desde $m_2 = -2$ hasta $m_2 = 5$ y además contiene medios grados, la adaptación de la variable R a la escala de Inamura se presenta con intervalos discontinuos. Más información sobre otras escalas, más recientes, se puede obtener en Levin & Novov (2009).

Grado del tsunami (m_3)	Altura de la ola en la costa h (m)	Cota máxima de inundación R (m)	Daños causados
0	1-2	1-1.5	Ninguno
1	2-5	2-3	Casas inundadas y botes arrastrados
2	5-10	4-6	Personas, barcos y casas barridos
3	10-20	8-12	Daños en 400 km de línea costera
4	>30	16-24	Daños por encima de 500 km a lo largo de la línea costera

Tabla 4. Escala de grados de tsunami según Wiegel.

Con las escalas de grados de tsunamis descritas, se puede identificar y diferenciar la magnitud de un evento. De este modo, al señalar que la

determinada región ha sido afectada por 10 tsunamis en 400 años, se puede precisar que de los diez tsunamis acontecidos sólo uno fue de magnitud dos y nueve fueron de magnitud cero. Además, esta escala permite calificar los tsunamis basándose en documentos y descripciones históricas que hacen referencia a la magnitud de los daños y a la cota máxima de inundación. Nuestro país cuenta con algunos registros desde 1562 que son de gran utilidad para estimar algunas de sus características físicas, determinar el riesgo de tsunami en zonas costeras y calcular las probabilidades de ocurrencia (Theilen-Willige, 2006).

Tsunamis en la historia de Venezuela

No solamente el área del Océano Pacífico y/o del Índico, como se han indicado anteriormente, han sido impactados por tsunamis, algunos con desastrosas consecuencias. En el área del Caribe también han habido tsunamis como lo reportan las compilaciones de Schubert (1994), Lander (1997), Lander et al. (2002) y Laffaille (s/f). Al respecto, véase fig. 2.

Primeras simulaciones, realizadas por Fukuoka et al. (1972), muestran la evolución de un tsunami rumbo al Caribe occidental, en intervalos de 5 minutos cada uno, originado frente a Martinica (fig. 3).

Simulaciones realizadas posteriormente por Weissert (1990) muestran que un tsunami producido en Charlotte Amalie (US Virgin Islands), entre Puerto Rico y St. Martin, puede alcanzar costas venezolanas en una hora y cuarenta minutos (fig. 4).

Una simulación más reciente, hecha para el evento del 18 de noviembre de 1867 en las Islas Vírgenes por Zahibo et al. (2003), muestra una secuencia del tsunami generado cada 20 min. En esta secuencia se puede observar que a los 60 min, este tsunami ya había alcanzado las islas venezolanas, y a los 80 min ya alcanzaba costas venezolanas. Cabe destacar que, según estos autores, este fenómeno se caracterizó por una doble generación de ondas; así, varias olas tsunámicas arribaron a nuestras costas a los 140 min transcurridos.

A pesar del riesgo que corre Venezuela frente a un posible impacto de un tsunami caribeño, los escasos registros históricos indican que han sido pocos los tsunamis que han golpeado las costas de nuestro país, siendo el más seguro y antiguo registrado aquel que se evidencia en una carta enviada al padre Bartolomé de las Casas por un comerciante y pescador de perlas genovés llamado Jácome de Castellón y en donde relata un evento relacionado con el gran terremoto del 1.º de septiembre de 1530 (Grasses et al., 1999): *“... lo que quiero referir aquí como me lo escribió el mismo Jácome Castellón, porque quizá no se me olvide: primer día de septiembre, año 1530, a las 10 horas antes del mediodía, estando el día sereno y los aires tranquilos, súbitamente se alzó la mar, y sobrepujo los límites ordinarios en altura cuatro estadios, que alcanzó por encima de ciertos*

árboles que están en la boca del río (el cual es grande y caudaloso), y cubrió todos los llanos, llegando hasta las laderas de las serrezuelas que hay por allí, cerca de media legua, y así como la mar comenzó a entrar por la tierra, la tierra comenzó a temblar terriblemente, y duró el primer temblor un ochavo de hora, y después dio temblores diversas veces por aquel día; estos fueron tan grandes que la fortaleza cayó en tierra hasta los cimientos, que no quedó de ella sino una esquina de la primera cerca. Abrióse la tierra por muchas partes en los llanos y en las serrezuelas y por las aberturas manaba un agua tinta, negra y salada que hedía azufre. Una sierra del golfo que llaman de cariaco, que entra por allí dentro de la tierra catorce leguas, se abrió en tanto que queda dividida y hecha en ella una gran abra. Cayéronse muchas casa de los indios, que son de paja y madera, por lo cual murieron indios, juntamente por terror y espanto que hubieron” (un estadio equivale a 1.96 m y una legua española a 5572 m). A partir de esa fecha, hasta hoy, se han registrado 27 posibles eventos tsunami en Venezuela (en un lapso de 517 años), provenientes de la compilación hecha por Lander et al. (2002)⁵, de los cuales tres son considerados positivos y cinco muy probables que hayan ocurrido (tabla 5). Los diecinueve restantes son muy dudosos o bien porque la información es insuficiente para asegurar su ocurrencia, o porque la información sobre ellos no es confiable aunque eso no quiere decir que hay que descartarlos de una vez (tabla 6).

Este autor, a su vez, se apoya en compilaciones anteriores, como aquella aportada por Schubert (1994) [quien a su vez se basó en Singer et al. (1981) y en WDCA (1982)] o en más anteriores aun como las de Mallet (1853, 1854, 1855), Milne (1912), Heck (1947), Coffman & Cloud (1970), Robson (1994) y otros. Para este número dossier de Nuestro Sur, presentamos en la tabla 5 y tabla 6, el extracto correspondiente a los tsunamis venezolanos, entre el siglo 15 y siglo 20, con discusión y comentarios en la sección siguiente de este trabajo.

Tabla 5. Tsunamis venezolanos verificados y muy probables, ocurridos entre el siglo 16 y siglo 20, según criterio de Lander et al. (2002). Sólo en dos de ellos (1530 y 1900) se dan datos sobre la altura R lo cual ha permitido, por aplicación de las tablas 3-5, estimar sus respectivas magnitudes m_2 y m_3 , y energías. En otro (Cumaná, 1929) se da el dato de la altura h de la ola al llegar a la costa (Centeno-Graü, 1940) lo que permitió, por aplicación de la tabla 2, estimar su magnitud m_1 .

Fecha	Áreas afectadas (R & m_2, m_3)(h, m_1) [E ($\times 10^{26}$ ergios)]	Ocurrencia (criterios) [Lander et al. (2002)]	Fuentes secundarias [usadas por Lander (1994) & Lander et al. (2002)]
1530 (1 de septiembre)	Paria (7.3m; 2.5, 3) Cumaná (6.0 m; 2.5,2.0), Cubagua (6.0 m; 2.5, 2.0), Cariaco [0.8]	Ocurrió (información considerada confiable)	Centeno-Graü (1940), Berninghausen (1968), Heck (1947), Mallet (1853), Robson (1964), Schubert (1994), Singer et al. (1983)
1802 (5 de mayo)	Río Orinoco	Muy probable	Mallet (1855)
1853 (5 de mayo)	Cumaná, Pto. Sucre, Sabana de Caiquire, Sabana de Salgado	"	Perry (1847). Miline (1912). Berninghausen (1968). Centeno-Grau (1940, 1969), Robaon (1964), Singer et al. (1983)
1867 (18 de noviembre)	Maiquetía, Margarita	Ocurrió (información considerada confiable)	Milne (1912), Robson (1964), Singer et al. (1983), Schubert (1994)
1900 (29 octubre)	Macuto, Pto. Tuy (10.0 m; 3.0, 3.0) [1.6]	Muy probable	Grases (1971), Singer et al. (1983), Schubert (1994)
1906 (31 enero)	Cumaná, Carúpano, Nueva Esparta, Río Caribe, Margarita, Ríos Apure, Arauca, Cata-tumbo, Escalante y Zulía, Caño Colorado (Maturín)	Cumaná, Pto. Sucre, Sabana de Caiquire, Sabana de Salgado "	Centeno-Graü (1940), Singer et al. (1983), Schubert (1994)

Fecha	Áreas afectadas	Ocurrencia (criterios) [Lander et al. (2002)]	Fuentes secundarias [usadas por Lander (1994) & Lander et al. (2002)]
1929 (17 enero)	Cumaná (6 m; 2), Manicure, El Dique, El Barbudo, El Salado, Pto. Sucre	Ocurrió (información considerada confiable)	SN (1929), Centeno-Graü (1940), Berninghausen (1968), Robson (1964), Singer et al. (1983), Schubert (1994), Lynch & Sheperd (1995)
1997 (9 julio)	Margarita	Muy probable	Mercado (1997)*

(*) Comunicación privada de Aurelio Mercado a Lener et al.

Tabla 6. Otros posibles tsunamis venezolanos pero dudosos y sujetos a confirmación histórica, ocurridos entre el siglo 15 y siglo 20, según criterio de Lander et al. (2002).

Fecha	Áreas afectadas	Ocurrencia (criterios) [Lander et al. (2002)]	Fuentes secundarias [usadas por Lander et al. (2002)]
1498 (2 agosto)	Boca de Serpiente, Peder-nales	Información insuficiente para asegurar su ocurrencia	Singer et al. (1983)
1541 (25 diciembre)	Cubagua, Nueva Cádiz	“	Singer et al. (1983), Schubert (1994)
1543	Cumana	“	Heck (1947), Robson (1964), Berninghausen (1968), Centeno- Graü (1940, 1969), Grases (1971), Singer et al. (1983)

Fecha	Áreas afectadas	Ocurrencia (criterios) [Lander et al. (2002)]	Fuentes secundarias [usadas por Lander (1994) & Lander et al. (2002)]
1726	Península de Araya*	“	Singer et al. (1983), Schubert (1994)
1750	Cumaná	Información no confiable (no quiere decir que no haya ocurrido)	“
1766 (21 octubre)	Cumaná, islas sobre el río Orinoco	“	Mallet (1854), Graü (1940)
1812 (26 marzo)	La Guaira	Información insuficiente para asegurar su ocurrencia	Singer et al. (1983)
1867 (septiembre, octubre o noviembre)**	Carúpano, Margarita, Barcelona, Puerto Cabello	Información no confiable (no quiere decir que no haya ocurrido)***	Singer et al. (1983), Zahibo et al. (2003)
1868	Cabo Blanco, Maiquetía	“	Singer et al. (1983)
1868 (12 o 13 agosto)	Río Caribe, costa norte de Margarita, Juan Griego, Ríos Orinoco, Apure, Arauca, Zulia, Catatumbo, Escalante, Lago de Maracaibo, Cumaná	Información insuficiente para asegurar su ocurrencia	Centeno-Graü (1940), Singer et al. (1983), Schubert (1994)

Fecha	Áreas afectadas	Ocurrencia (criterios) [Lander et al. (2002)]	Fuentes secundarias [usadas por Lander (1994) & Lander et al. (2002)]
1906	Cabo Blanco, Maiquetía	“	Lynch & Sheperd (1995), Robson (1964), Singer et al. (1983), Schubert (1994)
1916 (12 noviembre)	Ocumare de la Costa	“	Singer et al. (1983), Schubert (1994)
1928 (13 sep tiembre)	Carúpano	Información no confiable (no quiere decir que no haya ocurrido)	Singer et al. (1983)
1932 (4 no- viembre)	Cumaná	“	“
1950 (3 agosto)	Puerto Cabello	Información insuficiente para asegurar su ocurrencia	“
1955 (18 enero)	La Vela de Coro	“	Berninghausen (1968), SN (1955)
1961 (16 junio)	Lago de Maracaibo	“	Singer et al. (1983)
1968 (20 septiembre)	Chaguama de Loero (Río Caribe), Guiria	“	Coffman & Cloud (1970), Singer et al. (1983), Lynch & Sheperd (1995)
1979 (13 septiembre)	Puerto Cumarebo	“	Singer et al. (1983), Schubert (1994)

(*) Schubert (1994) dice que la altura de la ola en esta zona fue de 10 m. Por ser dudoso este tsunami, según Lander et al. (2002), nos abstenemos de dar el valor de su magnitud m_1 .

(**) Hay confusión con relación al mes, pero la fecha más segura de este tsunami fue la del 18 de noviembre, el cual se originó en las Islas Vírgenes (Zahibo et al., 2003).

(***) La modelización hecha por Zahibo et al. (2003) indica que este tsunami ocurrió a lo largo de toda la costa venezolana.

Discusión y comentarios

La información histórica recabada hasta la fecha sobre la actividad tsunámica en Venezuela, revela que de los 95 eventos reportados por Lerner et al. (2002) para el área del Caribe, con diferentes incertidumbres de ocurrencias, entre 1498 y 1997 (~ 500 años), sólo 27, o sea el 28.4 %, se relacionan con nuestro país. Pero, de estos últimos, sólo 9 (tabla 1), merecen ser considerados como ocurridos (o muy probables), es decir, el 9.5%. Esto podría significar una baja actividad tsunámica, concentrada principalmente al oriente del país. Llama la atención el hecho de que únicamente el más antiguo, el de 1530, tiene información sobre el parámetro R (cota máxima de inundación) el cual nos permite decir que en Paria, el tsunami pudo haber cubierto una línea costera de al menos 400 km. En Cumaná y Cubagua, seguramente, personas, barcos y casas fueron barridos. En el tsunami de 1929, la ola que golpeó a Cumaná tuvo una altura de 6 m la cual pudo haber barrido, igualmente, personas, barcos y casas. Vale la pena hacer notar que Centeno-Graü (1940)⁶ da información sobre el retiro del mar; por ejemplo, en el evento del 15 de julio de 1853. En el evento de Cumaná del 17 de enero de 1929, “El mar se retiró como 200 metros, y después vino una ola de 6 metros de altura que barrió las casas de la playa...” Con relación al del 1ro de septiembre de 1530, Centeno-Graü (1940) refiere que, “El mar se elevó algunos metros sobre el nivel ordinario dejando en seco la playa...”

Estos tres tsunamis (así como el resto de los demás) tuvieron su origen en terremotos. El de 1530 ocurrió a las 14:30 UT con epicentro en 10.7N, 64.1O (punto equidistante, en el mar, entre las islas de Cubagua y Coche, y la costa de la Península de Araya) con una magnitud de X en la escala modificada de Mercalli (MMI), descargando, de acuerdo a tabla 3, una energía de 0.8×10^{26} ergios; el de 1853 (sin información de la hora), se localizó en 12.1N, 63.6O (punto sobre el mar equidistante al norte de Margarita y al oeste de Grenada), con magnitud $M_s = 6.7$; y el de 1929 (Rodríguez, 1998) ocurrió a las 11:52 UT en la posición 10.6N, 65.6O (fosa de Cariaco al este de Higuero), con una magnitud $M_s = 6.9$. En esta última posición, esta fosa debe tener, más o menos, unos 1250 m de profundidad (Muller-Karger et al. 2005), por lo que el tsunami pudo haber salido con una velocidad de 10.7 m/s (398.5 km/h). En el segundo

6 Ver sus Notas Complementarias, pp. 480-530 (Laffaille, 1998).

caso (1853), la profundidad es de aproximadamente 2000 m⁷, por lo que el tsunami pudo haber salido con una velocidad de 140 m/s (504 km/h). Con las posiciones del resto de los terremotos, dadas por Lander et al. (2002) para el área del Caribe, junto con las medidas batimétricas del mar para esas posiciones, se puede conocer, en principio, la velocidad de salida de los tsunamis respectivos.

Si bien la información histórica de tipo sísmica es muy valiosa para obtener conocimiento adicional⁸ sobre las características físicas de tsunamis pasados, como acabamos de ver, la estratigrafía hace lo propio y juega un papel preponderante. Schubert (1994) hace un aporte, hasta el momento único, al conocimiento (pre) histórico de los tsunamis en Venezuela, vía análisis de registros estratigráficos de tsunamis (Dabrio & Polo, 2005). Según este autor, grava coralina encontrada en una terraza erosiva de 10 a 20 m de altura, al oeste de Puerto Colombia (en la costa norte-central, Edo. Aragua), con una edad de hace (1300 ± 160) años (datada por medio del método del uranio), se interpreta como evidencia de un tsunami muy fuerte, con $R = 15$ m ($m_2 = 3.5$, $m_3 = 3$, según tablas 3-4). La naturaleza de esta terraza sugiere un origen local del tsunami, posiblemente ocasionado por un derrumbe submarino debido a un terremoto. Este sería el tsunami con mayor impacto registrado en la historia de Venezuela hasta la fecha. Laffallie (s/f), por su parte, comparando imágenes satelitales, correspondientes al tsunami de Sumatra del 26 de diciembre de 2004, con las propias correspondientes a regiones del Zulia (incluyendo a Maracaibo), Falcón (incluyendo parte de la península de Paraguaná y Coro), y de la costa anzoatiguense (incluyendo a Barcelona y Puerto La Cruz), llega a observar rasgos geomorfológicos semejantes que podrían ser el resultado de la acción de tsunamis (pre) históricos en esas regiones.

Conclusiones

La combinación de estudios históricos, estratigráficos y de imágenes sobre tsunamis pasados en Venezuela, comentados en este trabajo, proporciona una guía preliminar que permite tener una primera idea del riesgo

7 <http://www.costadevenezuela.org/cartas/caribe%20g.jpg>

8 Como también lo hace la climatología histórica.

que, con el tiempo, han sufrido las costas e islas venezolanas caribeñas frente a fenómenos naturales de este tipo. Esta guía tomada esencialmente de la publicada por Lander et al. (2002), con base a fuentes secundarias, y presentada en este trabajo de investigación documental, sugiere que la tendencia histórica de mayor riesgo correspondió a la zona oriental del país, dadas sus características sísmicas. En particular, Cumaná aparece como la localidad venezolana importante que más ha llevado la peor parte. Al respecto, Humboldt (Cabrera, 1998) [citado por Centeno-Graü (1940)], escribió: *“Es una opinión muy común en las costas de Cumaná y la Isla de Margarita que el Golfo de Cariaco debe su existencia a un rompimiento de tierra acompañado de una erupción del océano. La memoria de esta grande revolución se había conservado entre los indios hasta fines del siglo quince. El mar inundó las tierras, y el pequeño fuerte que Jácome Castellón hizo construir se hundió enteramente formándose al mismo tiempo una enorme abertura en las montañas de Cariaco, a las orillas del golfo de este nombre, en el cual una gran masa de agua salada mezclada con asfalto saltó del esquisto micáceo. Los temblores de tierra fueron muy frecuentes a fines del siglo diez y seis, y según las tradiciones conservadas en Cumaná, la mar inundó muchas veces las playas y alcanzó hasta quince o veinte toesas⁹ de altura...”*

Considerada como una revisión, ésta señala la necesidad de mayores estudios de los tipos arriba indicados, debido a la falta de más y mejor información histórica y geológica que sólo podrá revelarse sólo si éstos son llevados a cabo. En cuanto a la revisión de sus características básicas y elementales, no obstante el esfuerzo hecho para poner en palabras llanas estas características, el lector no especializado se remite a la bibliografía citada para que, con la misma intención de simpleza, pueda ahondar más sobre estos aspectos; en este sentido, una ayuda adicional la constituye el trabajo de González-Herrero et al. (2005). Con esta información, más el histórico (y los simulacros), se cumplirá con el objetivo educativo de preparar a la población para defenderse ante la amenaza de un tsunami. Esta educación permitirá la potencial comprensión por parte del público, principalmente residente en las costas, de que esta defensa se basa en una disminución de la vulnerabilidad frente a estos fenómenos naturales en función de un tiempo de alarma que no es muy largo (~ 1 hora).

9 Antigua unidad francesa equivalente a 1.95 m.

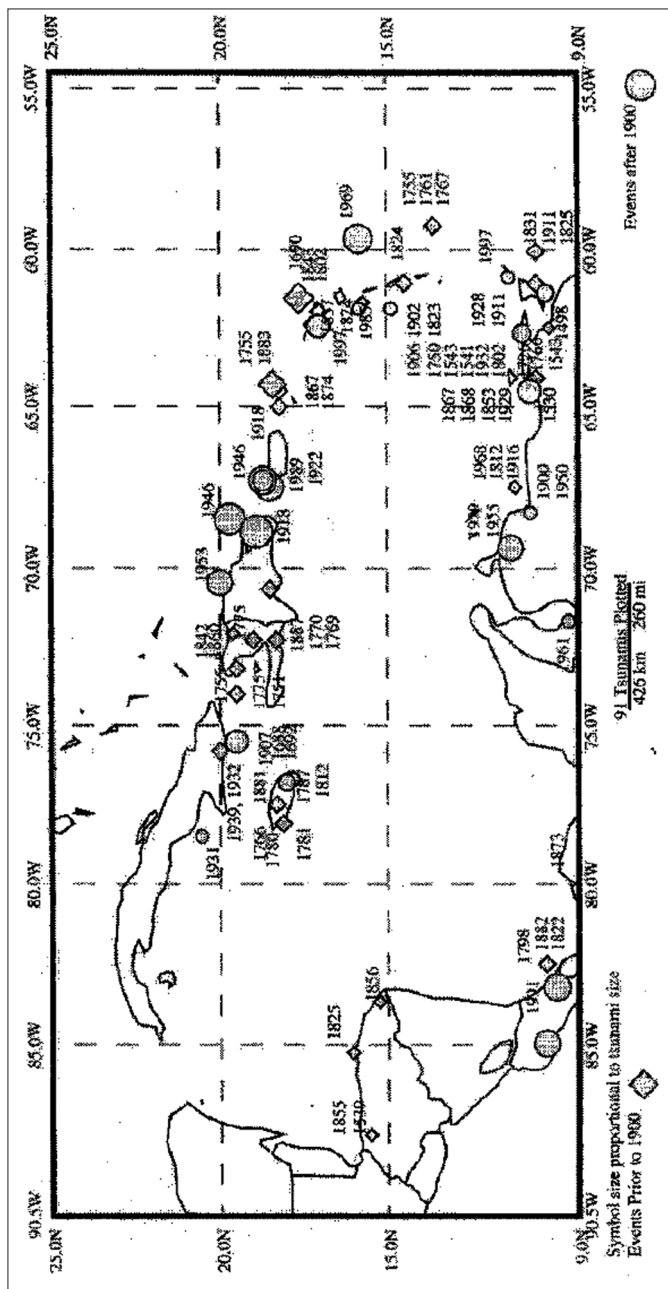


Figura 2. Tsunamis ocurridos en la cuenca del Mar Caribe entre 1492 y 2000. En el mapa se observa los relacionados con las costas venezolanas [reproducido de Lander et al. (2002)].

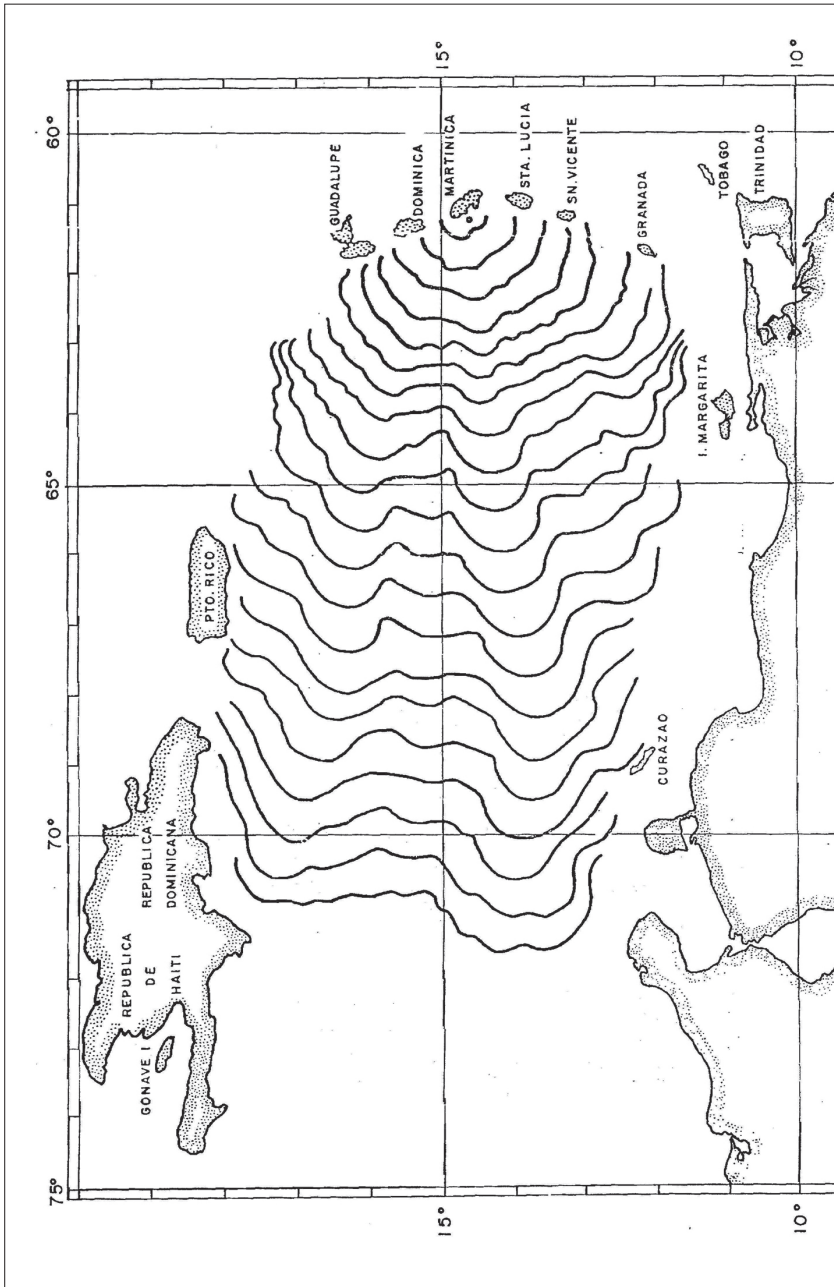


Figura3 . Propagación de ondas de maremoto, al oeste de las Antillas Menores, con intervalos de cada cinco minutos. Cuando el epicentro se localiza al oeste de Martinica, el tsunami tardará 55 minutos en llegar, por ejemplo, a La Blanquilla [reproducido de Fukuoka et al. (1972)]

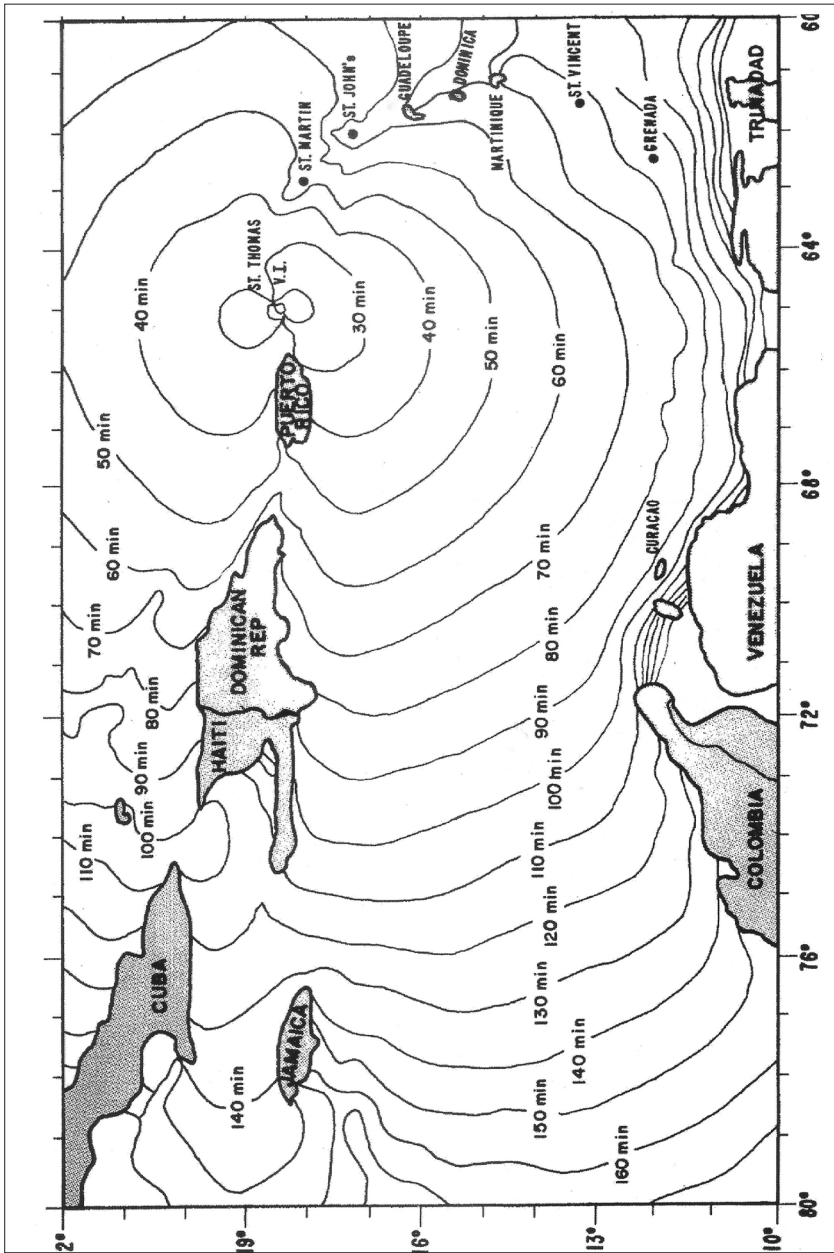


Figura 4. De acuerdo a esta simulación, realizada por Weissert (1990), un tsunami generado en las Islas Vírgenes americanas (específicamente en Charlotte Amalie), entre Puerto Rico y San Martin, puede alcanzar costas venezolanas en 100 minutos (1 h 40 min), tiempo suficiente para dar una alarma, si éste es detectado a tiempo [reproducido de Weissert (1990)].

Agradecimientos

La ayuda prestada por la Biblioteca “Marcel Roche,” del Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas (IVIC), es muy apreciada y fue muy útil para la realización de este trabajo.

Referencias

Berninghausen, W.H. (1968). Tsunamis and Seismic Seiches Reported from the Western North and South Atlantic and Coastal Waters of Northwestern Europe. IR No. 68-85, Naval Oceanographic Office, Washington, D.C. 48 pp.

Brusi, D., González, M., Figueras, S. (2005). Conocer los tsunamis: Un seguro de vida. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 13 (1), 73-84.

Cabrera, E. (1998). La sismicidad histórica en la Venezuela de finales del siglo XVIII según el inventario de Alejandro de Humboldt: El sismo de Cumaná. *Revista Geográfica Venezolana* 39 (1-2), 127-140.

Centeno-Graü, M. (1940). Estudios Sismológicos. Litografía Comercio, Caracas; 555 pp.

Centeno-Graü, M. (1969). Estudios Sismológicos. Biblioteca de la Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales, Vol. VIII. Caracas; 365 pp.

Dabrio, C.J., Polo, D. (2005). Registro estratigráfico de tsunamis. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 13 (1), 37-45.

DiLisi, G.A., Rarick, R.A. (2006). Modeling the 2004 Indian Ocean tsunami for introductory physics students. *The Physics Teacher* 44, 585-588.

Coffman, J.L., Cloud, W.K. (1970). Miscellaneous Activities, United States Earthquakes, 1968. U.S. Dept. of Commerce, Coast and Geodetic Survey. Government Printing Office. Washington, DC; p. 73.

Figueras Vila, S. (2005). Redes de vigilancia sísmica y vigilancia de tsunamis. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 13 (1), 46-51.

Fukuoka, J., Véliz, C., Velázquez, R. (1972). La propagación de las ondas de maremoto (tsunami) en el mar. *Lagena* 30, 29-32.

González, F.I. (1999). Tsunamis. *Investigación & Ciencia*, Nº 274, 24-33.

González-Herrero, M., López-Martín, J.A., Alfaro, P., Andreu, J.M. (2005). Recursos audiovisuales sobre tsunamis en Internet. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 13 (1), 65-72.

González, M., Figueras, M. (2005). El tsunami de Sumatra del 26 de diciembre de 2004. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 13 (1), 2-14

Grases, J., Altez, R., Lugo, L. (1999). -1998/oclc/49651133&referer=brief_results"Catálogo de Sismos Sentidos o Destruyores, Venezuela 1530-1998. Editorial Innovación Tecnológica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela / Fundación para el Desarrollo de las Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales. Caracas; 654 pp.

Halif, M.N.A., Sabki, S.N. (2005). The physics of tsunami: Basic understanding of the Indian Ocean disaster. *American Journal of Applied Sciences* 2 (8), 1188-1193.

Heck, N.H. (1947). List of seismic sea waves. *Bulletin of the Seismological Society of America* 37 (4), 269-286.

Helene, O., Yamashita, M.T. (2006). Understanding the tsunami with a simple model. *European Journal of Physics* 27, 855-863.

Laffaille, J. (1998). El Dr. Melchor Centeno-Graü y su libro "Estudios sismológicos". *Revista Geográfica Venezolana* 39 (1-2), 341-347.

Laffaille, J. (s/f). Posibles huellas de tsunamis venezolanos. [<http://www.cecalc.ula.ve/blogs/notisismo/terremotos/posibles-huellas-de-tsunamis-venezolanos-jaime-laffaille/>]

Lander, J.F. (1997). 1 Caribbean tsunamis: An initial history. En: *Natural Hazards and Hazard Management in the Greater Caribbean* (R. Ahmad, edit.). The University of the West Indies (Unit for Disaster Studies Publication N° 3). Kingston, Jamaica; pp. 1-18.

Lander, J.F., Whiteside, L.S., Lockridge, P.A. (2002). A brief history of tsunamis in the Caribbean sea. *Science of Tsunami Hazards* 20 (1), 57-94.

Levin, B., Nosov, M. (2009a). The physics of tsunami formation by sources of nonseismic origin. En: *Physics of Tsunamis* (Chap. 4), Springer Science + Business Media BV; pp. 153-195.

Levin, B., Nosov, M. (2009b). General information on tsunami waves, seaquakes and other catastrophic phenomena in the ocean. En: *Physics of Tsunamis* (Chap. 1), Springer Science + Business Media BV; pp. 1-29.

Lynch, L.L., Sheperd, J.B. (1995). An Earthquake Catalogue for the Caribbean, Part I. The Macroseismic Listing for the Instrumental Period 1900-1991. Presentation at the Caribbean and Latin American Seismic Hazard Project Workshop, Melbourne, FL; 45 pp.

Mallet, R. (1853). Catalogue of Recorded Earthquakes from 1606 BC to AD 1850, Part I: 1606 BC to 1755 AD. Report of the 22nd Meeting of the British Association for the Advancement of Science (Belfast, Sept. 1852). John Murray, London; 177 pp.

Mallet, R. (1854). Catalogue of Recorded Earthquakes from 1606 BC to AD 1850, Part II: 1755 AD to 1784 AD. Report of the 23rd Meeting of the British Association for the Advancement of Science (Hull, Sept. 1853). John Murray, London; pp. 118-212.

Mallet, R. (1855). Catalogue of Recorded Earthquakes from 1606 BC to AD 1850, Part III: 1784 AD to 1842 AD. Report of the 24th Meeting of the British Association for the Advancement of Science (Hull, Sept. 1853). John Murray, London; 326 pp.

Margaritondo, G. (2005). Explaining the physics of tsunamis to undergraduate and non-physics students. *European Journal of Physics* 26, 401-407.

Martínez-Solares, J.M., del Fresno, C., Goded, T., Gaité, B., Sánchez, F., Bufo, E. (2005). Terremotos y tsunamis: Cómo se generan estos procesos naturales. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 13 (1), 15-19.

Milne, J. (1912). A Catalogue of Destructive Earthquakes, AD 7 to AD 1899. 16th Report of the Committee on Seismological Investigations to the 81st Meeting of the British Association for the Advancement of Science (Portsmouth, 1911); 92 pp.

Muller-Karger, F., Varela, R., Thunell, R., Scranton, M., Taylor, G., Capelo, J., Astor, Y., Tappa, E., Akl, J., Ho, T.-Y. (2005). Características de la fosa de Cariaco y su importancia desde el punto de vista oceanográfico. Memoria de la Fundación La Salle de Ciencias Naturales 161-162, 215-234.

Pararas-Carayannis, G. (2004). Volcanic tsunami generating source mechanisms in the eastern Caribbean region. *Science of Tsunami Hazards* 22 (2), 74-114.

Perry, A. (1847). 1845-1846, Sur les tremblements de terre aux Antilles. *Memoires de l'Academie des Sciences, Artes, et Belle-Lettres de Dijon*; pp. 325-392.

Robson, G.R. (1964). An earthquake catalogue for the Eastern Caribbean, 1530-1960. *Bulletin of the Seismological Society of America* 54 (2), 785-832.

Rodríguez, J. (1998). De la sismicidad histórica a la sismicidad instrumental: El terremoto de Cumaná de 1929. *Revista Geográfica Venezolana* 39 (1-2), 189-201.

Schubert, C. (1994). Tsunamis in Venezuela: Some observations on their occurrence. *Journal of Coastal Research*, Issue N° 12: Coastal Hazards (Chap. 13), 189-195.

Singer, A., Rojas, C., Lugo, M. (1983). Inventario Nacional de Riesgos Geológicos: Estado Preliminar, Mapa y Comentarios. Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS). Caracas; 129 pp.

SN (1929). *Seismological notes. Bulletin of the Seismological Society of America* 19 (1), 55.

Stevenson, D. (2005). Tsunamis and Earthquakes: What Physics is Interesting? *Physics Today* 58 (6), 10-11.

Synolakis, C.E., Geist, E.L., Titov, V.V. (2006). El tsunami del Índico. *Investigación & Ciencia*, N° 354, 24-31.

Tan, A., Lyatskaya, I. (2009). Alternative tsunami models. *European Journal of Physics* 30, 157-162.

Tan, A., Chilvery, A.K., Dokhanian, M., Crutcher, S.H. (2012). Tsunami propagation models based on first principles. En: *Tsunami -Analysis of a Hazard- From Physical Interpretation to Human Impact* (G.I. López, edit.), chap. 6. InTech, Rijeka, Croatia; 107-140.

Theilen-Willige, B. (2006). Tsunami hazard in northern Venezuela. *Science of Tsunami Hazards* 25 (3), 144-159.

Titov, V., Rabinovich, A.B., Mofjeld, H.O., Thomson, R.E., González, F.I. (2005). The global reach of the 26 December 2004 Sumatra tsunami. *Science* 309, 2045-2048.

Toon, O.B., Turco, R.P., Covey, C. (1997). Environmental perturbations caused by the impacts of asteroids and comets. *Reviews of Geophysics* 35 (1), 41-78.

Van Dorn, W.G. (1968). Tsunamis. *Contemporary Physics* 9 (2), 145-164.

WDCA (1992). World-Wide Tsunamis, 2000 BC - 1990. World Data Center A. US Dept. of Commerce / NOAA, Boulder CO.

Weissert, T.P. (1990). Tsunami travel time charts for the Caribbean. *Science of Tsunami Hazards* 8 (2), 67-78.

Zahibo, N., Pelinovsky, E., Yalciner, A., Kurkin, A., Kolselkov, A. (2003) The 1867 Virgin Islands: observations and modeling. *Oceanologica Acta* 26, 609-621

