

Depósitos de Tsunami como indicadores de riesgo: evidencias sedimentarias¹

MARCELO LAGOS L.² & MARCO CISTERNAS V.³

RESUMEN

El artículo presenta y caracteriza las principales claves que se han utilizado para el estudio de depósitos de tsunami, como evidencias para determinar: i) intensidad del fenómeno, ii) ciclicidad, y iii) niveles de inundación alcanzados por las olas. Información vital en el manejo del riesgo ante esta amenaza natural. El carácter altamente energético del fenómeno tsunami deja registros geomorfológicos y sedimentarios claramente identificables en los lugares afectados. Mediante una selectiva revisión de publicaciones que identifican depósitos de tsunami (modernos, históricos y prehistóricos), se analizan las principales áreas tsunamigénicas del planeta, concentrando la discusión en la Cuenca Pacífica, destacando los avances y perspectivas que demanda el estudio de esta temática en Chile.

ABSTRACT

The article presents the main keys that have been used for the tsunami deposits study, like evidences to determine: i) phenomenon intensity, ii) frequency, and iii) inundation levels reached by the waves. This is crucial information in the risk management for this kind of natural threat. The highly energetic character of tsunami leaves geomorphologics and sedimentary records clearly identifiable in the affected places. Through a selective review of publications that identify tsunami deposits (modern, historical and prehistoric), the main tsunamigenics areas of the planet are analyzed, concentrating the discussion on the Pacific Basin, emphasizing the advances and perspectives demanded by the study of this thematic in Chile.

1 Investigación financiada por FONDECYT 1020224: "Evidencias sedimentarias de eventos catastróficos naturales para la determinación de su periodicidad y riesgo: I. Tsunamis en el centro-sur de Chile".

2 Instituto de Geografía, P. Universidad Católica de Chile, E.Mail: mlagoslo@uc.cl

3 Facultad de Agronomía, P. Universidad Católica de Valparaíso, E. Mail: marco.cisternas@ucv.cl

INTRODUCCIÓN

La nutrida historia de tsunamis que han azotado las costas de Chile, nos recuerda que estos eventos son el fiel reflejo de procesos tectónicos recurrentes en el tiempo, desde que existe la costa chilena han existido los tsunamis y aplicando la misma teoría es posible asegurar que seguirán ocurriendo por millones de años más (Atwater et al., 1999). Es así, como en nuestro país, inundaciones producidas por tsunamis han alcanzado alturas del orden de 25 m sobre el nivel medio del mar, generando extensa destrucción y pérdidas de vidas (Lockridge, 1985; Lagos, 2000). Esta constante amenaza de tsunami se traduce en un riesgo permanente para los asentamientos humanos localizados en el borde costero.

De este modo, conocer la ciclicidad y los límites de inundación de los grandes tsunamis pasados que han afectado las costas de nuestro litoral, se transforma en un requisito fundamental para cualquier estudio de riesgo, donde éstos son un insumo básico al momento de planificar y ordenar el borde costero, gestión vital para la generación de asentamientos sustentables ante este tipo de amenazas.

La reconstrucción de inundaciones tsunámicas en Chile, históricamente se ha basado en la definición de áreas potenciales de inundación asociadas a eventos pasados con efectos destructivos. La estimación de estas áreas, principalmente se realiza mediante tres técnicas complementarias: I. Identificación de cotas de inundación históricas, registradas en documentos donde se puedan interpretar los alcances de la inundación (Monge, 1992; Lorca, 1994; Titichoca & Guñez, 1994); II. Modelos teórico - históricos,

que relacionan variables físicas asociadas al comportamiento de tsunamis en aguas someras y se complementan con antecedentes empíricos de la inundación derivados de registros históricos confiables (Godoy & Monge, 1975; Ramírez, 1986; Monge, 1992; Monge & Mendoza, 1993; Ramírez & Titichoca, 1994; Lagos, 1997; Castro & Ortiz, 2003); y III. Técnicas de simulación numérica de tsunamis de campo cercano, donde se modela la propagación de las ondas hacia la costa y el impacto de éstas en el borde costero (Gutiérrez, 2003; Lagos et al., 2003).

Al respecto, todo estudio que trate de reconstituir el comportamiento en superficie de un tsunami pasado necesita contar con el mayor número de antecedentes respecto de los niveles mínimos y/o máximos alcanzados por las aguas, de modo de precisar las estimaciones que sustenten la modelación espacial de la inundación.

Sin embargo, actualmente en Chile, la definición y validación de áreas de inundación tsunámica sólo se ha apoyado, en menor grado, del testimonio de sobrevivientes del evento de 1960 (Atwater et al., 1999) y, principalmente, de los escasos e incompletos registros escritos y gráficos de tsunamis pasados, que en el caso de nuestro país existen a contar de 1562 (Lomnitz, 1971; Lockridge, 1985; Urrutia & Lanza, 1993; Monge, 1993; Lagos, 2000). Si se considera la baja frecuencia de ocurrencia de este tipo de fenómenos, sumado a la escasa información contenida en los registros escritos (como alturas de olas, cotas de inundación, etc.), la posibilidad de validar actuales y futuras estimaciones de áreas de inundación por tsunami se plantea como una dificultad, condicionado por los antecedentes previos existentes.

En una primera aproximación podría pensarse que información de detalle, respecto la dinámica en superficie de inundaciones tsunámicas, se ha perdido irremediablemente, ya sea por que los registros escritos respecto de la inundación no son explícitos, o por que las áreas inundadas no estaban habitadas. Sin embargo, si se considera que el carácter altamente energético del fenómeno tsunami deja registros geomorfológicos y sedimentarios claramente identificables en los lugares afectados (Dawson et al., 1995; Einsele et al., 1996; Bryant, 2001), es posible proponer que estas huellas son capaces de entregar información relativa a la intensidad del fenómeno, ciclicidad y niveles de inundación alcanzados por las olas (Atwater, 1987; Nishimura et al., 1999; Dawson & Shi, 2000).

El presente artículo tiene como objetivo caracterizar y evidenciar la utilidad de los depósitos de tsunami como indicadores de áreas que fueron afectadas por inundaciones tsunámicas pasadas. Para ello se realiza una selectiva revisión de publicaciones que identifican y utilizan registros sedimentarios de tsunamis actuales, históricos y prehistóricos (paleo-tsunamis) a escala global, concentrando la discusión en las principales áreas tsunamigénicas de la Cuenca Pacífica, destacando los avances y perspectivas que demanda el estudio de esta temática en Chile.

DESARROLLO

La larga historia de tsunamis destructivos en Chile finaliza con el evento generado por el terremoto de mayor magnitud Mw 9.5 (Kanamory, 1977) nunca antes registrado en la historia del planeta. A las 15:10 horas del 22 de mayo de 1960, el territorio comprendido entre Concepción y Chiloé recibió los

principales efectos de la energía liberada por ese enorme sismo (Veyl, 1960). El terremoto generó un tsunami, magnitud Mt 9.4 (Abe, 1979), el cual arrasó con pueblos y ciudades costeras previamente destruidas por el sismo, desplazándose posteriormente por el Pacífico hasta las Islas Hawai y las costas de Japón (Iwasaki & Horikawa, 1960; Eaton et al. 1961). En Chile, el período de las ondas generadas fue de 12 a 15 minutos, formándose grupos de tres olas, lo que trajo como consecuencia la destrucción de poblados costeros como Puerto Saavedra, Toltén, Queule, Corral, Bahía Mansa, Ancud y Maullín (Veyl, 1961). El resultado final fueron 2000 víctimas fatales y más de U\$ 550.000.000 (dólar de 1960) en pérdidas materiales (Atwater et al., 1999). Sin embargo, esta vez ya no se trataba de los sorprendidos conquistadores españoles, sino de una nación, que de acuerdo a sus registros históricos, debió estar preparada para enfrentar de mejor forma esta amenaza natural.

Las estadísticas también ayudan a comprender la relevancia del fenómeno tsunami en Chile. Los territorios de Chile y Perú son los que sufren más terremotos y erupciones volcánicas por kilómetro cuadrado en todo el planeta. De acuerdo a Lockridge (1985), sólo si se considera el siglo XX, uno de cada tres tsunamis del océano Pacífico se originó en la costa chilena, mientras que el 40% de los tsunamis más destructivos del mundo se originaron exclusivamente en Chile. Un terremoto de suficiente magnitud como para generar un tsunami que afecte a toda la Cuenca Pacífica (Mw 8.2) ocurre en Chile, como promedio, cada 25 años (Lockridge, 1985).

De este modo, es posible comprender que la posición geográfica de nuestro país, las características tectónicas de su emplazamiento y la potencial generación

de tsunamis, que afecten el litoral chileno y toda la cuenca del océano Pacífico, hacen de Chile una de las principales áreas tsunamigénicas del planeta, junto a las costas pacíficas de Norteamérica, Asia y Oceanía.

UTILIZACIÓN DE REGISTROS SEDIMENTARIOS DE TSUNAMIS PASADOS

A fines de los ochenta, la aparición de dos publicaciones generó un importante cambio en la forma de evaluar el riesgo de tsunami. Primero Atwater (1987), reconoció evidencia sedimentaria de terremotos y tsunamis prehistóricos en la costa del estado de Washington, Estados Unidos. Atwater (1987) descubrió capas de sedimento anómalas en la estratigrafía costera, interpretándolas como depósitos prehistóricos de tsunamis. Posteriormente, Dawson et al. (1988) describió un inusual depósito contenido en la estratigrafía de la costa de Escocia, explicándolo como el resultado de un mega-tsunami producido por una avalancha submarina ocurrida hace 7.100 años en el norte de Europa.

Tanto Atwater (1987) como Dawson et al. (1988) enfrentaron dificultades en sus interpretaciones debido a que no fue posible, en aquel tiempo, demostrar que aquellos estratos fueran similares a los depósitos dejados por tsunamis modernos, pues nunca antes habían sido estudiados. Así, Atwater (1987) utilizó información sismológica de un gran terremoto (1700 DC), para sustentar que un tsunami, inducido por aquel sismo, había depositado dichos sedimentos. En el caso de Escocia, la interpretación paleo-tsunámica de los sedimentos se ajustó a las edades d¹⁴C para la avalancha submarina. Los críticos de esta hipóte-

sis argumentan que dichas capas sedimentarias pudieron haber sido depositadas por grandes tormentas.

Por ese entonces, sólo algunas pistas provenientes desde Chile apoyaban estas hipótesis. Una de las descripciones más gráficas entregadas por un testigo ocular de un tsunami fue la del teniente Billing, a bordo del vapor Wateree, que el 13 de agosto de 1868 fue arrastrado hacia la costa por un gran tsunami que asoló a la ciudad de Arica. El oficial describe cómo el tsunami atrapó a la nave “bajo una masa, mitad líquida mitad sólida, de arena y agua”, y que posteriormente fue transportada 3 kilómetros tierra adentro. La ola “nos había llevado a una velocidad increíble sobre las dunas [...] el pueblo había desaparecido y donde había estado ubicado todo fue cubierto por una lisa planicie de arena” (Myles, 1985).

Posteriormente, Watanabe & Karsulovic (1960), Weischet (1963) y Wright & Mella (1963) observaron que el tsunami chileno de 1960 depositó en los sectores costeros bajos del centro sur de Chile extensas capas de arena marina.

A pesar de la carencia de pruebas existente hacia fines de los 80, diferentes publicaciones posteriores a los 90 fueron dando la razón a los dos pioneros. De este modo, el estudio de los registros sedimentarios de tsunami se ha convertido también en un área de trabajo de geógrafos y geólogos. Durante los últimos catorce años ha existido una proliferación de publicaciones científicas que han descrito evidencias de deposición y erosión atribuidas a tsunamis pasados (Minoura & Nakaya, 1991; Paskoff, 1991; Atwater & Moore, 1992; Young & Bryant, 1992; Satake et al., 1993; Minoura et al., 1994; Clague et al., 1994;

Nishimura & Naomichi, 1995; Dawson et al., 1996; Benson et al., 1997; Bondevik, et al., 1998; Nishimura et al., 1999; Hindson & Andrade, 1999; Fujiwara et al., 2000; Smoot et al., 2000; Clague et al., 2000; Cisternas et al., 2000; Banerjee et al., 2001; Luque et al., 2001; Minoura et al., 2001; Hartley et al., 2001; Sawai, 2002; Nanayama et al., 2003; Nichol et al., 2003; Pinegina et al., 2003; Goff et al., 2004; Le Roux et al., 2004).

CARACTERIZACIÓN DE REGISTROS SEDIMENTARIOS DE TSUNAMIS PASADOS

Los trabajos de Atwater han sido seguidos por una serie de detallados estudios relativos a depósitos de tsunamis pasados en la costa pacífica de Estados Unidos y Canadá (Atwater & Moore 1992; Clague & Bobrowsky, 1994; Hutchinson & McMillan, 1997; Clague & Bobrowsky, 1999; Clague et al., 2000), en el litoral de Japón, islas Kuril y Península de Kamchatka (Minoura & Nakaya, 1991; Minoura et al., 1994; Nishimura & Miyaji, 1995; Sato et al., 1995; Nishimura et al., 1999; Takashimizu & Masuda, 2000; Fujiwara et al., 2000; Pinegina & Bourgeois, 2001; Sawai, 2002; Pinegina et al., 2003; Nanayama et al., 2003), Australia e islas de Oceanía (Young & Bryant, 1992; Shi et al., 1995; Dawson et al., 1996; Bryant, 2001; Goff et al., 2001; Nichol et al., 2003; Goff et al., 2004) y en costas de Europa (Dawson et al., 1988; Bondevik et al., 1997; Dawson & Smith, 1997; Hindson & Andrade, 1999; Luque et al., 2001; Dominey-Howes, 2002). La mayoría de las investigaciones que han informado la presencia de registros sedimentarios de tsunamis pasados provienen de estas áreas (Ver Figura 1), y claramente ilustran los patrones contrastantes de depositación entre áreas sísmicamente activas (costa pacífica de Estados

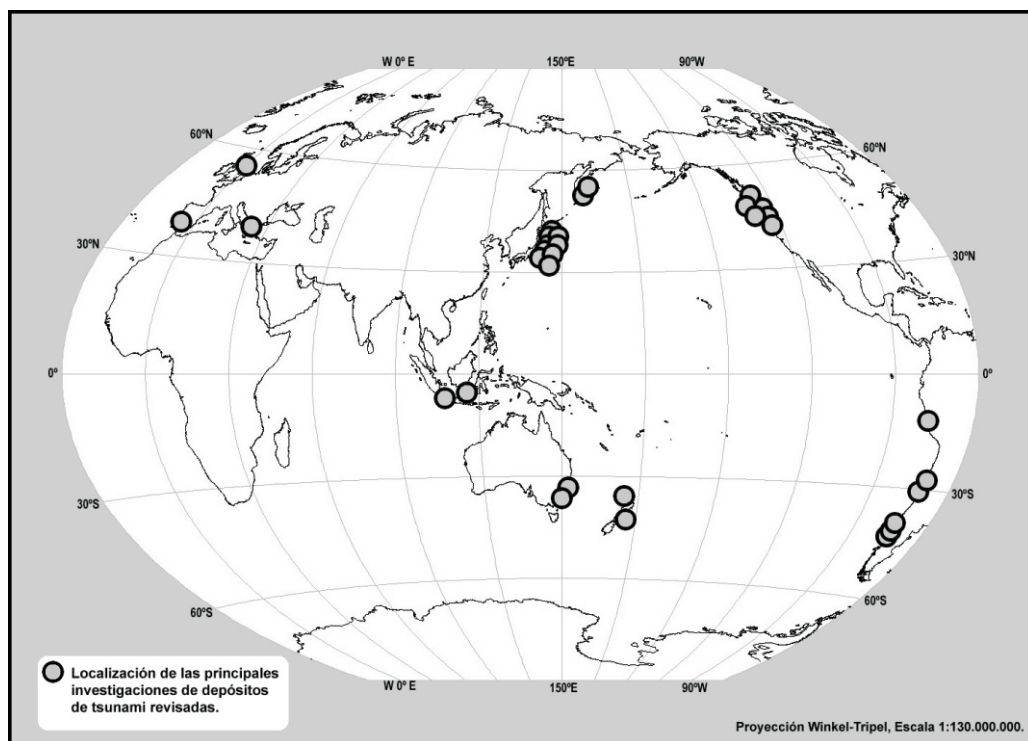
Unidos y Canadá, Japón, Islas Kuril, Península de Kamchatka y Oceanía) y las áreas pasivas (costas de Europa).

A pesar de la importancia que tienen los eventos sísmicos y tsunámicos en Chile, existe una carencia de investigación relativa a registros sedimentarios de tsunamis pasados. Lo anterior genera un desconocimiento absoluto respecto a la ciclicidad y magnitud de los eventos históricos y prehistóricos que han ocurrido en el territorio nacional. Solamente siete publicaciones existen respecto a registros sedimentarios de tsunamis en Chile (Paskoff, 1991; Atwater et al., 1992; Bartsch-Winkler & Schmoll, 1993; Cisternas et al., 2000; Hartley et al., 2001; Le Roux et al., 2004; Barra et al., 2004), de las cuales sólo tres corresponden a estudios específicos del fenómeno tsunami (Paskoff, 1991; Cisternas et al., 2000; Hartley et al., 2001).

A continuación se caracterizan investigaciones científicas que han reconocido e interpretado depósitos tsunámicos en las principales áreas tsunamigénicas activas, como la costa pacífica de Estados Unidos y Canadá; litoral de Japón, Islas Kuril y Península de Kamchatka; Australia e islas de Oceanía, Perú y Chile.

COSTA PACÍFICA DE ESTADOS UNIDOS Y CANADÁ

Información proveniente de los registros estratigráficos de la costa del estado de Washington demostró que un tsunami, asociado a un hundimiento co-sísmico de la costa, acompañó a un terremoto de gran magnitud (similar al chileno de 1960), hace 300 años (Atwater & Yamaguchi,

FIGURA 1 Localización global de las principales investigaciones de depósitos de tsunami.

FUENTE: Elaborado por los autores en base a literatura revisada hasta mayo de 2004.

1991; Satake et al., 1996). Esta información se desconocía completamente debido a que el área fue colonizada recién a mediados del s. XIX. El hundimiento fue demostrado por plantas fósiles, que yacen en posición de crecimiento, enterradas dentro de sedimentos finos de planicie mareal. En algunos lugares los macrofósiles están cubiertos por una capa de arena, atribuida al tsunami que fue gatillado por el terremoto (Atwater & Yamaguchi, 1991). Dicha capa de arena yace directamente por encima del suelo que fue sepultado y por debajo de fangos mareales, por lo que se infiere que el tsunami ocurrió durante o inmediatamente después del episodio de hundimiento sísmico (Ver Figuras 2 y 3).

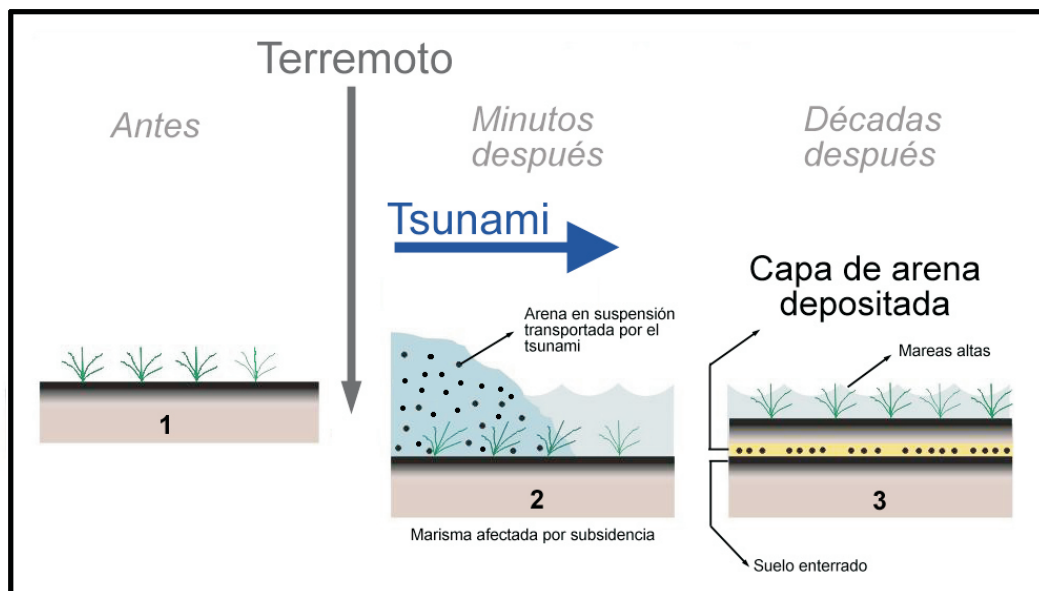
Posteriormente, evidencia sedimentaria para un tsunami relativamente reciente se reconoce a lo largo de la costa pacífica de Canadá (Clague & Bobrowsky, 1994; Clague & Bobrowsky, 1999). Los autores describen dos marismas en Vancouver Island sepultadas, cubiertas por arena, presencia de foraminíferos marinos y fósiles vegetales que demuestra un rápido hundimiento antes de su enterramiento. Los autores informan que el depósito arenoso tiene una morfología a modo de una extensa capa, con partículas moderadamente seleccionadas, estructura masiva y un espesor que varía entre 5 mm y 30 cm. Clague & Bobrowsky (1994) reconocen que la capa sufre un adelgazamiento en el sentido mar-continente, formándose una extensa cuña.

Similares capas de arena, atribuidas al terremoto y tsunami de Alaska de 1964, han sido descritas por Clague et al. (1994) en Port Albani, Canadá. Allí, la arena se presenta como una delgada capa, con un espesor que varía entre 1 y 2 cm, alcanzando puntualmente hasta 15 cm. El estrato es descrito como masivo, moderadamente bien sorteado, con arenas finas y muchos macro-restos orgánicos.

Atwater & Moore (1992) también describen evidencia estratigráfica para el área de Puget Sound, en el estado de Washington, donde otro paleo-tsunami inundó las áreas costeras 1000 años

atrás. Los autores describen una capa de arena, de 15 cm de espesor, que yace en medio de turba de marisma. Se trata de arenas finas que se hacen más finas tierra adentro. En un depósito cercano, los autores destacan la ausencia de pruebas de erosión en el substrato cubierto por la arena. Aquí, la cuña de arena sube en altitud hasta indicar el nivel mínimo de la inundación. En este caso, las arenas contienen un porcentaje de materiales desde las vertientes adyacentes, lo que es interpretado como efecto del retroceso de la ola, la que habría transportado materiales terrígenos erosionados desde las laderas, para finalmente ser depositados junto a los sedimentos marinos.

FIGURA N° 2: Generación de registros sedimentarios de tsunami en zonas costeras afectadas por hundimiento co-sísmico.



FUENTE : Modificado de Atwater, 1997.

En Willapa Bay, Atwater (1987) describe algunas capas de arena marina atribuidas a paleo-tsunamis. Uno de estos estratos, no más grueso que 7 cm, se extiende hasta 3 km tierra adentro. El autor reconoció que la

capa, debido a su espesor, es difícil de seguir, ya que hacia el interior cada vez se hace más delgada y sus partículas son más finas. Sin embargo, estas mismas características demuestran su origen marino.

Darienzo & Peterson (1990) entregan evidencia para depósitos de paleo-tsunamis en una serie de marismas de la costa norte del estado de Oregon. Describen diferentes capas de sedimento que usualmente contienen porciones de arcilla-limo, diatomeas marinas y una estructura sedimentaria masiva. Los autores argumentan que estos sedimentos fueron transportados y depositados por suspensión turbulenta más que por corrientes de pequeña escala, las que generalmente producen ondulitas en el registro. Sin embargo, ellos también notaron que la extensión superficial de las capas indica que la inundación fue capaz de transportar arenas finas sobre distancias mayores a 1 km, a pesar de estar asociadas con velocidades de corte (*shear stresses*) que fueron insuficientes para remover los tallos de las plantas enraizadas en la marisma sepultada.

Un interesante trabajo realizado en el río Niawiakum, estado de Washington, por Atwater & Hempill-Haley (1997), presenta una serie de paleosuelos enterrados debido a procesos prehistóricos de hundimiento sísmico. Algunos de esos suelos presentan capas de arenas finas que los cubren. Hacia arriba en la secuencia, sobre la arena se encuentran estratos de sedimentos finos, típicos de marismas. En uno de estos suelos se observan restos de asentamientos indígenas que fueron cubiertos por la arena. Una serie de fogones, conteniendo carbón y restos óseos de mamíferos indican lo repentino del arribo de la arena. Los autores interpretan que los sitios no fueron ocupados nuevamente (situación poco común en el comportamiento cultural de estos aborígenes) debido al hundimiento del sector —que lo habría dejado afectado por las mareas— y al miedo que produjo el fenómeno en los habitantes.

LITORAL DE JAPÓN, ISLAS KURIL Y PENÍNSULA DE KAMCHATKA

El estudio de registros sedimentarios de paleo-tsunamis en Japón se ha desarrollado principalmente durante la última década. Con anterioridad el fenómeno tsunami había sido una materia específica de ingenieros, quienes se preocupaban principalmente de estudiar sus efectos sobre la mecánica del suelo y la infraestructura costera. En este sentido, el tsunami chileno de 1960, que mató a 122 personas en ese país, significó un incremento del interés por estudiar científicamente el fenómeno. De hecho, el gobierno japonés creó el “Comité para la Investigación de Campo del Tsunami Chileno de 1960” (Takahasi, 1961). En el marco de esta comisión se anunciaron numerosas publicaciones que estudiaron el evento desde diferentes puntos de vista.

Trabajos como los de Iwasaki & Horikawa (1960) y el de Kato et al. (1961), a pesar de orientarse a la ingeniería, presentaron incipientes descripciones de cambios morfológicos en las costas. La erosión y depositación en relación con las alturas de las olas son caracterizadas en un gran número de puertos y bahías de la costa oriental de Japón. Otro trabajo, probablemente el primero en ocuparse de los depósitos de tsunami en el mundo, fue el de Kon’no (1961), quien describe detalladamente las geoformas erosivas y de depositación generadas por el tsunami chileno de 1960. Lamentablemente, este manuscrito fue publicado en japonés (con un resumen en inglés), por lo que nunca ha tenido el reconocimiento merecido.

Sólo hasta comienzos de los 90, los japoneses nuevamente dirigen su atención a los registros sedimentarios de paleo-tsunamis. Minoura &

Nakaya (1991), estudiando el tsunami del mar del Japón de mayo de 1983, reconocen tres tipologías de procesos dinámicos del tsunami que producen tres arquetipos únicos de registros sedimentarios. Sobre la base de esta información, los autores buscan dichas tipologías en registros de anteriores paleo-tsunamis mediante perforaciones de profundidad. Minoura & Nakaya (1991) descubren significativas relaciones entre los registros históricos y los registros sedimentarios. Al traspasar la temporalidad de la información historiográfica japonesa, gracias a la profundidad de sus sondajes, logran ciclicidades de 250, 400 y 800 años para la región de Tsugaru y Sendai, en el norte de Japón.

Posteriormente, Minoura et al. (1994) logran interesantes hallazgos aplicando el mismo principio de relacionar eventos informados históricamente con los registros sedimentarios. En un lago de la costa de Sanriku (NE de Japón) los autores reconocen una serie de estratos tsunámicos distintivos. Mediante datación isotópica correlacionan cada estrato de arena con eventos históricos. De un total de trece estratos, cuatro corresponden sorprendentemente a tsunamis generados en Chile: i) Iquique, mayo de 1877, ii) Arica, agosto de 1868, iii) Concepción, mayo de 1751, iv) Concepción, julio de 1730.

Sato et al. (1995) estudian los depósitos dejados por los tsunamis de Hokkaido de 1993 y los del mar del Japón de 1983. Los autores hacen una clasificación tipológica similar a la de Minoura & Nakaya (1991), pero esta vez la relacionan con la energía y altura de las olas. La tipología estratigráfica de más amplia distribución horizontal (arenas), es correlacionada con la altura vertical de inundación, que controlaría proporcionalmente el volumen total de sedimento transportado. A pesar de este reconocimiento,

los autores también destacan la importancia de la fuente sedimentaria, que en el mejor de los casos corresponde a áreas de dunas o playas que puedan aportar los materiales a ser transportados. De no existir una buena fuente sedimentaria, la correlación no podría ser considerada.

Nishimura & Miyaji (1995) también trabajaron sobre registros sedimentarios del tsunami de Hokkaido de 1993. Su objetivo fue caracterizar un depósito reciente con el fin de lograr pistas en la detección de registros de paleo-tsunamis. Para determinar el comportamiento dinámico del tsunami los autores utilizaron observaciones de testigos y la inclinación de la vegetación. Las principales características y tendencias morfológicas detectadas fueron: i) los depósitos cubren la superficie casi continuamente cuando existe una pendiente suave del terreno, ii) el espesor del depósito y el tamaño de las partículas disminuye tierra adentro, iii) el espesor del estrato varía en relación con las ondulaciones del terreno, iv) la estratificación al interior del estrato tsunámico sería el resultado de la llegada y retorno de cada ola.

Respecto a la utilización de los registros sedimentarios de tsunamis pasados en la determinación de las áreas de inundación y las alturas alcanzadas por las olas, Nishimura et al. (1999) realizan importantes avances. Utilizando los depósitos de los tsunamis de Hokkaido de 1640 y de 1741 logran obtener una serie de altitudes mínimas, en diferentes sectores. Los autores comparan cartográficamente las áreas de inundación de ambos fenómenos y, finalmente, proponen altitudes mínimas de inundación que tendrán los futuros tsunamis para cada sitio estudiado. La importancia de esta cartografía es trascendental para cartografiar, por parte de las autoridades, el riesgo de inundación tsunámica en Hokkaido.

En cuanto a registros tsunámicos en formaciones más antiguas, Takashimizu & Masuda (2000) reconocieron dos depósitos "anómalos" incluidos en sedimentos del Pleistoceno superior. Los gruesos estratos, de 150 y 270 cm de espesor, son atribuidos a un tsunami generado por un mega-terremoto, pues el registro presenta los efectos de un movimiento sísmico secundario (e.g. licuefacción, diques y sismitas). También sobre depósitos holocénicos, Fujiwara et al. (2000) reconocen una serie de capas arenosas intercaladas en la estratigrafía de una antigua bahía localizada en las penínsulas de Boso y Miura, en Japón central. Siete capas de arena bien sorteada, de unos 20 cm de espesor, presentan un adelgazamiento hacia el continente. Cada estrato yace sobre una superficie fangosa, previamente erosionada y bioturbada. Mediante radiocarbono, cinco de las siete capas fueron correlacionadas con movimientos de emersión registrados en terrazas marinas holocénicas cercanas. Estas observaciones hacen sugerir a los autores que grandes terremotos gatillaron aquellos tsunamis. De acuerdo a lo anterior, Fujiwara et al. (2000) concluyen que la ciclicidad de la actividad sísmica y tsunámica ha sido entre 300 y 2000 años, a partir de hace 10.000 años.

Uno de los principales problemas abordados, durante el último tiempo, por los científicos japoneses ha sido cómo distinguir un depósito tsunámico de los producidos por grandes tormentas. Nanayama et al. (2000) buscaron las características particulares que distinguen a los depósitos del tsunami de Hokkaido de 1993 del depósito dejado por el tifón de 1959, que azotó a la misma región. El tifón generó olas de seis metros por sobre el rango mareal durante una hora, mientras que el tsunami, gatillado por un terremoto Mw 7,8, produjo olas tres metros más altas que el tifón. Los sedimentos de ambos

eventos fueron estudiados detalladamente por los autores. Ambos depósitos son similares en espesor y presentan un adelgazamiento hacia el continente. El de origen tsunámico presenta cuatro subcapas de arena, que probablemente se relacionan a las principales olas del tsunami y su retroceso. La tormenta, en cambio, depositó sólo una capa con ondulitas, las que indican dirección de transporte. Las arenas del tifón, de origen claramente marino, resultaron ser mejor seleccionadas que las del tsunami.

La costa pacífica de Asia, concretamente el litoral de Japón, Islas Kuril y Península de Kamchatka, históricamente han sido afectados por grandes terremotos y tsunamis generados en la zona de subducción Kuril-Kamchatka. Es así como Sawai (2002) identifica dos tsunamis del siglo XVII y propone que fueron generados en esta zona de subducción. Los tsunamis inundaron la costa oriental de Hokkaido al norte de Japón. La evidencia estratigráfica consiste en dos capas de arena que se adelgazan tierra adentro en los sedimentos de un lago costero en la costa de Hokkaido. El origen marino de estas capas de arena es indicado por la presencia de diatomeas marinas. La rareza y el alto grado de fragmentación de valvas en las diatomeas sugieren al autor que las arenas fueron transportadas en un corto tiempo y en una considerable distancia. Sawai (2002) se apoya en depósitos de ceniza volcánica localizados justo sobre las capas de arena para proponer que los tsunamis ocurrieron a finales del siglo XVII.

Recientemente, Nanayama et al. (2003), en la Isla japonesa de Hokkaido, utilizan depósitos prehistóricos de tsunamis para inferir la ocurrencia de infrecuentes y grandes terremotos generados por extensas rupturas a lo largo de la trinchera de

Kuril. Muchos de los depósitos de tsunami forman láminas de arena que se extienden kilómetros tierra adentro más allá que los depósitos de tsunamis históricos. Las series estratigráficas de extensas capas de arena, intercaladas con capas de ceniza volcánica datada, evidencian que inusuales tsunamis ocurren en promedio cada 500 años durante los últimos 2000-7000 años, siendo el más reciente, hace 350 años.

Más al norte, a lo largo de la costa oriental de Kamchatka, los registros históricos de terremotos y tsunamis son muy pocos e incompletos para precisar esta falta de información. Pinegina & Bourgeois (2001) identifican y asignan edades a depósitos de tsunami históricos y prehistóricos en diferentes localidades. De este modo, esta investigación hace una importante contribución, dado que permite evaluar los catálogos de tsunamis en el área, cotejando los registros históricos con los depósitos identificados e incrementando las estadísticas de los depósitos de tsunamis no registrados, siendo un gran aporte en la evaluación del riesgo ante tsunami.

Últimamente, en la costa pacífica de la Península de Kamchatka, cerca de la desembocadura del río Zhupanova, Pinegina et al. (2003) identifican hasta 50 depósitos de grandes tsunamis durante los últimos 7000 años. Estos depositados son datados y correlacionados utilizando marcadores holocénicos y capas de tefra. De este modo, los autores determinan la frecuencia de tsunamis pasados, por ejemplo, de la estratigrafía a lo largo de la costa sur de la Bahía de Kronotskiy, estiman frecuencia de grandes tsunamis (runup >5 m), concluyendo que en los últimos 3000 años, aproximadamente la frecuencia mínima es de un gran tsunami cada 100 años, y la máxima de un gran evento cada 30 años.

AUSTRALIA E ISLAS DE OCEANÍA

En Oceanía, el estudio de señales de depositación y erosión asociada a tsunamis se desarrolla desde finales de la década de los ochenta, manifestándose en publicaciones científicas desde principios de los 90. Trabajos como los de Bryant (1992) y Young & Bryant (1992) en Australia; Shi et al. (1995) en Indonesia; Dawson et al. (1996) en Java; Nichol et al. (2003) y Goff et al. (2004) en Nueva Zelanda, representan algunas de las principales investigaciones realizadas.

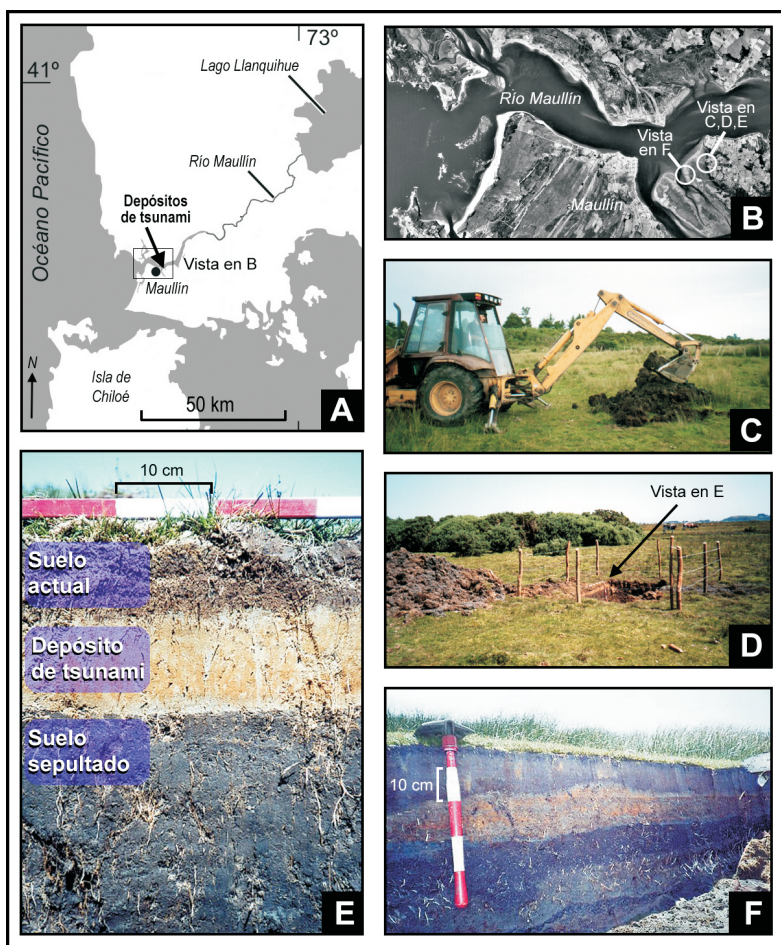
A comienzos de los noventa el geógrafo Bryant et al. (1992), estudian evidencia sedimentológica en la región de New South Wales, Australia. Esto, como forma de obtener información de paleo-tsunamis, en virtud de la falta de registros históricos. Señalan en su estudio, que tsunamis a lo largo de estas costas han depositado una capa consistente en anómalas masas de clastos de características holocénicas. Ejemplifican con la fuerte evidencia geomorfológica existente en el sector de Tura donde se observan geoformas directamente atribuibles a una inundación por tsunami, con alturas de ola entre 16 y 25 m. Los autores estiman que el tsunami habría chocado contra la línea de costa, modificando el paisaje y destruyendo gran parte de la evidencia de las barreras del Cuaternario Tardío entre Newcastle y el borde victoriano.

Por otra parte, ante la necesidad de descubrir claves para la interpretación de depósitos de paleo-tsunamis pasados, Shi et al (1995) realizan el primer trabajo granulométrico detallado de los sedimentos depositados por un tsunami moderno. Investigan el tsunami de 1992 que afectó a la localidad de Flores en Indonesia. Apoyados por sobrevivientes del evento,

identifican las áreas donde hubo depositación de sedimentos. El estudio indica que la inundación del tsunami es un proceso efímero y está asociado con procesos turbulentos de transporte de sedimentos. La erosión de sedimentos es localizada, aun cuando el transporte de sedimentos y la depositación son los principales procesos asociados con la deposita-

ción de sedimentos multimodales y parcialmente seleccionados. Los autores distinguen variaciones verticales y laterales en la composición del tamaño de partículas que caracterizan como distintivas de los depósitos del tsunami, las cuales son relacionadas con los procesos sedimentarios asociados con la inundación.

FIGURA N° 3 :Registros sedimentarios del tsunami de 1960 en Maullín, Chile. A.- Localización general, B.- Desembocadura del Río Maullín y localización de marismas afectadas por hundimiento co-sísmico (~1.5m) (Plafker & Savage, 1970), C.- Excavación para identificar registros sedimentarios del tsunami de 1960 basados en el testimonio de sobrevivientes, D.- Fosa de muestreo, E.- Estrato tsunámico de 1960, discordante con los estratos sub y suprayacente, F.- Presencia horizontal del depósito.



FUENTE : Lagos et al. 2003

Complementando el trabajo realizado por Shi et al. (1995), Dawson et al. (1996) realizan el segundo estudio detallado de sedimentos depositados por un tsunami reciente, ellos estudian los sedimentos depositados por el tsunami que afectó las costas de Rajegwesi, Java, en 1994. Los autores realizan dos transectas y toman muestras de sedimento donde testigos presenciales reportaron depositación de arenas. El análisis del tamaño de grano evidencia pronunciadas variaciones verticales así como cambios en la desviación estándar, asimetría y kurtosis, situación que interpretan como una inundación compleja del tsunami. Dawson et al. (1996) plantean que los sedimentos depositados por el tsunami de Java no muestran evidencia inequívoca de erosión local; sin embargo, el transporte de sedimento y la depositación es evidente, la que se caracteriza por ser predominantemente unimodal.

En Nueva Zelanda, en la Isla Great Barrier, Nichol et al. (2003) utilizan una capa de gravas para evidenciar el run-up de un tsunami del Holoceno tardío. La capa de gravas se presenta en un campo de dunas, extendiéndose desde el frente de duna hasta 14.3 m sobre el nivel medio del mar, y a 200 m tierra adentro. Los autores proponen que el mecanismo de transporte más probable de las gravas fue un tsunami. Recientemente, en la Isla Norte del sudeste de Nueva Zelanda, Goff et al. (2004) se plantean la misma inquietud que Nanayama et al. (2000) respecto las diferencias entre depósitos de tormentas y tsunamis. Ellos comparan los depósitos de la tormenta de Pascua 2002 y el tsunami de Okoropunga ocurrido en el siglo XV. Las diferencias entre los depósitos se manifiestan en la extensión areal, espesor y tamaño característico del grano. El depósito tsunámico adelgaza abruptamente en los márgenes y en dirección tierra adentro, es pobre-

mente seleccionado, posee clastos rasgados (*rip-up clasts*) (Ver Figura 4b), y presenta un contacto de erosión inferior, a menudo con un suelo enterrado. En tanto, el depósito de tormenta presenta una distribución de tamaño de grano muy variable, con un marcado engrosamiento en su extensión tierra adentro, es mejor seleccionado, grueso, y no presenta contacto de erosión inferior asociado con vegetación y suelo enterrado. De acuerdo a los autores, el depósito de tormenta se extiende tierra adentro por sobre los 40 m a diferencia de los depósitos del tsunami que alcanzan los 200 m.

CHILE Y PERÚ

A pesar de la importancia del fenómeno sísmico y tsunámico en Chile, existen muy pocos estudios científicos relacionados a los registros sedimentarios o geomorfológicos dejados por estos eventos en el litoral de nuestro país. La ocurrencia del terremoto y tsunami de 1960 originó las primeras publicaciones que informan de los cambios producidos en la costa por la acción de un tsunami. Watanabe & Karzulovic (1960) reportan modificaciones locales de la topografía debido a los depósitos dejados por el tsunami de 1960. Los autores observaron que tanto en Puerto Saavedra como en Coliumo, una pequeña bahía al norte de Tomé, el tsunami erosionó sedimentos desde la costa (dunas y fochas litorales) y los depositó en los sectores bajos interiores. Para Coliumo, Watanabe & Karzulovic (1960) informan que el mar penetró 2.500 m valle arriba, dejando una delgada capa de arena sobre los suelos agrícolas. En Puerto Saavedra, Wright & Mella (1963) cartografiaron el depósito de arena dejado por el tsunami del 1960, indicando el curso de las posibles corrientes, la erosión de la flecha litoral y la localización final del depósito.

Después de estas descripciones, no es hasta la década del 90 cuando se publican otros trabajos relacionados al tema en Chile. Paskoff (1991) reconoce en bahía Herradura, Coquimbo, enormes cantos rodados insertos en los depósitos de una terraza marina del Plioceno medio. El autor interpreta estos clastos como resultado de un enorme tsunami, de características únicas durante el Plio-Cuaternario, que los habría transportado a 2.000 m de distancia desde su origen.

En el sur de Chile, Atwater et al. (1992) describen una capa de arena inserta en la estratigrafía estuarina en el río Maullín. Debido a las características claramente marinas de la arena y a la presencia de plantas, enterradas en posición de crecimiento y tumbadas en dirección aguas arriba del río, los autores infieren que se trata del depósito del tsunami de 1960. Se trata de un estrato de unos 10 cm de espesor, compuesto por arenas finas bien seleccionadas. A su vez, Bartsh-Winkler & Schmoll (1993) reconocen similares capas de arena tsunámica en la isla de Chiloé; sin embargo, no realizan un trabajo detallado sobre ellas, tan sólo proponen futura investigación en estero Quetalmahué, al norte de la isla. En este lugar habrían reconocido estratos tsunámicos con laminación interna que podría ser utilizado para determinar la dirección del transporte.

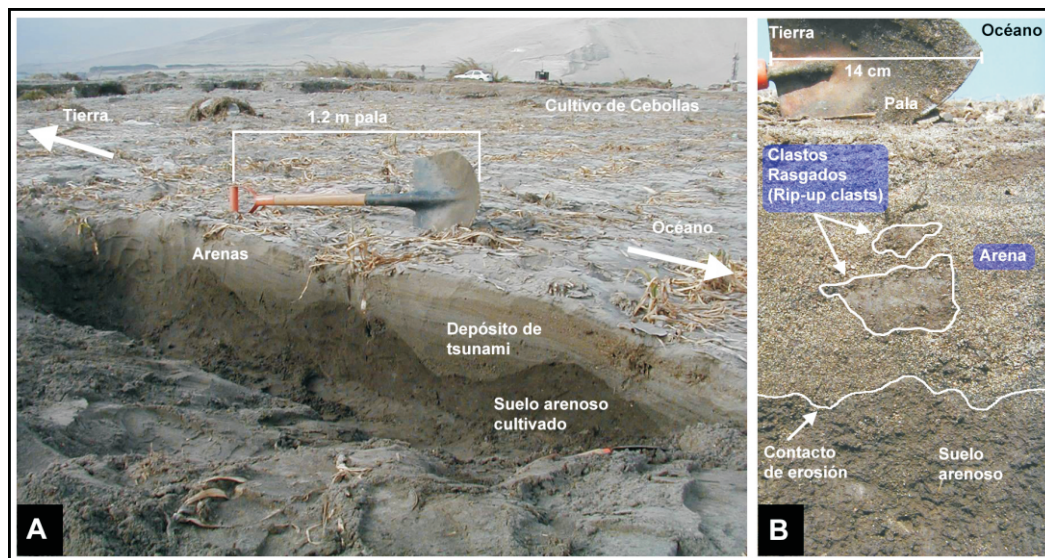
En el año 2000, Cisternas et al. reconocen y caracterizan el depósito tsunámico de mayo de 1960, en el estuario del río Maullín. Los autores realizan una caracterización granulométrica horizontal del depósito. Considerando el relato de testigos oculares, la distribución espacial de las características granulométricas y la inclinación de la vegetación sepultada en posición de crecimiento, los autores concluyen que las arenas provienen desde un sector dunario localizado en la desembocadura del río Maullín. Del mismo modo, destacan el rol desempeñado

por la vegetación de la marisma en el frenado de la ola, proceso que habría generado un patrón de sedimentación controlado por la disminución de la energía cinética de las olas (Ver Figura 3).

Recientemente, Barra et al. (2004) en un estudio que documenta la ocurrencia de depositación de Contaminantes Orgánicos Persistentes (POPs) en una marisma de la desembocadura del río Imperial, identifican el registro sedimentario depositado por el tsunami de 1960. Los autores apoyan la interpretación del depósito en los estudios previos realizados por Watanabe & Karzulovic (1960), Weischet (1963), Wright & Mella (1963), Atwater et al. (1992), y Cisternas et al. (2000). El depósito lo utilizan como marcador temporal para estimar la cronología estratigráfica y las tasas de sedimentación.

En el norte de Chile, estudiando depósitos tsunámicos prehistóricos, Hartley et al. (2001) evidencian un posible depósito de tsunami del Plio-Pleistoceno. Ellos analizan una sección equivalente a la Formación La Portada de edad pliocena, expuesta en el acantilado costero en el sector de Hornitos, la cual expone un estrato de grandes conglomerados. Los autores, basados en el tamaño de los clastos, el contacto erosional, las facies asociadas y la potencia del estrato, sugieren que el estrato de conglomerados es un depósito marino somero generado por un gran tsunami. Más al sur, a lo largo de la Quebrada Chañaral, al norte de la aldea Carrizalillo, recientemente Le Roux et al. (2004) describen depósitos del Mioceno-Plioceno de la Formación de Coquimbo. Los autores, mediante el estudio de procesos sedimentológicos en una línea de costa rocosa, interpretan inusuales rasgos sedimentarios asociados a procesos de transporte y depositación, destacando el rol de un posible tsunami como agente modelador.

FIGURA N° 4: A.- Depósitos sedimentarios recientes del tsunami de Camaná en Perú (2001). B.- Clastos rasgados (rip-up clasts) en el depósito tsunámico y contacto de erosión.



FUENTE: Cisternas & Lagos, 2002.

Por último, las costas del Perú recientemente fueron afectadas por un tsunami. El día 23 de Junio del 2001 un terremoto con magnitud 8.3 afectó al sur del Perú. El sismo generó un tsunami registrado en toda la cuenca del Pacífico. En Camaná, localidad agrícola ubicada en el centro del área más afectada, se observaron olas de hasta 7 m de altura e inundaciones de 1 km. Este evento fue una importante oportunidad para que investigadores nacionales verificaran los procesos de depositación y erosión asociados a la inundación de un tsunami moderno. Es así como Cisternas & Lagos (2002), tres semanas después del tsunami, visitaron el área afectada reconociendo el depósito tsunámico y los efectos geomorfológicos (Ver Figura 4a). Los autores realizaron una transecta, donde se tomaron muestras del depósito, luego, mediante análisis granulométricos de los sedimentos, establecen que el depósito presenta amplia y continua distribución,

con sedimentos compuestos mayoritariamente por arena y secundariamente de grava y fango, se presenta abatimiento bidireccional de las plantas que relacionan con erosión. La presencia de *Ripple marks* evidencia flujo laminar hacia el mar y se asocian con una capa superior de magnetita. Los autores infieren erosión laminar de los primeros centímetros del suelo, antes de la depositación, debido a la presencia de clastos rasgados (*rip-up clasts*) en medio del depósito (Ver Figura 4b). Finalmente concluyen que las plantas, los *ripple marks* y la selección de sólo un tipo de mineral (magnetita), indican que se habría tratado de un fuerte flujo laminar, unidireccional hacia el mar.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

La consideración y el interés por los depósitos de tsunami como indicadores de riesgo se vincula

con evidencias de terreno derivadas de grandes terremotos tsunamigénicos en áreas costeras del Pacífico. En la actualidad existe toda una línea de investigación enfocada a su estudio. En general, los trabajos coinciden en concluir que los tsunamis son capaces de generar importantes modificaciones geomorfológicas en la costa mediante procesos de erosión y depositación. Tanto la energía involucrada como la brevedad de los eventos generan depósitos muy distintivos de otros procesos costeros. Horizontalmente, estos depósitos están frecuentemente conformados por capas continuas o discontinuas a lo largo de amplias áreas de la costa, en dependencia directa de un adecuado aporte sedimentario (Ej. barras, flechas litorales, dunas, playas, etc.) que permita generar el depósito.

La principal señal de depositación que reconocen en terreno las investigaciones de tsunamis es la inusual presencia de capas de arena intercaladas en materiales finos, turba o fangos mareales en planicies costeras de baja pendiente, como también entre capas de tefra o cenizas volcánicas. En zonas de subducción, estas capas de arena generalmente se encuentran sobre suelos enterrados, debido a procesos de subsidencia co-sísmica de las áreas costeras. Estas capas, usualmente presentan clastos rasgados (*rip-up clasts*), y un contacto de erosión inferior. Se extienden por kilómetros tierra adentro, disminuyendo gradualmente el espesor del depósito y el tamaño de las partículas, hecho que se manifiesta como un adelgazamiento en el sentido mar-continente, formándose extensas cuñas. En algunos casos, estas arenas contienen porcentajes de materiales desde las vertientes adyacentes, lo que algunos autores

interpretan como efecto de la erosión asociada al retroceso de la ola.

Se debe destacar que el análisis granulométrico detallado de registros sedimentarios de tsunamis ha permitido identificar estratificación al interior de los depósitos, este hecho, que evidenciaría la llegada y retorno de cada ola, permitiría obtener una primera aproximación al reconocimiento del número de olas que han conformado los tsunamis pasados, y de este modo servir en la evaluación futura del impacto que generarán inundaciones tsunámicas recurrentes en áreas costeras.

En la discriminación de registros sedimentarios de tsunamis pasados, diversos autores destacan el rol de la vegetación como indicador. Esto debido a que el flujo turbulento de la inundación, que avanza en dirección mar-continente, va depositando el material en suspensión sobre las zonas costeras bajas, inclinando la vegetación en la dirección del flujo principal, dejándola sepultada, enraizada y en posición de crecimiento. A su vez, la vegetación, dependiendo de su bio-masa y cobertura espacial, influye en la velocidad del flujo de inundación y, por tanto, en los patrones de sedimentación que caracterizan a los depósitos.

Todas las claves mencionadas han permitido discriminar entre depósitos de tsunami y de tormentas. Internacionalmente, la reconstrucción de inundaciones tsunámicas pasa por la habilidad para distinguir entre estas dos tipologías de depósitos. Generalmente, a diferencia de los registros sedimentarios de tsunami, las tormentas depositan sólo una capa de materiales, sin estratificación, con una distribución de tamaño

de grano variable, son mejor seleccionados, y no necesariamente presentan un adelgazamiento del depósito tierra adentro. Además, la extensión del depósito de tormenta, usualmente sólo alcanza algunas decenas de metros, a diferencia de los registros de tsunami que pueden alcanzar kilómetros.

Si se considera que los registros sedimentarios de tsunamis pasados se depositan en áreas costeras bajas, manifestándose en extensas láminas de arena, se podría plantear que depósitos de tsunamis modernos y paleo-tsunamis, al ser identificados, indicarían con certeza niveles mínimos de inundación y alturas de olas, información vital en la reconstitución de áreas de inundación y estudios de riesgo. Se debe destacar una doble función de los niveles mínimos de inundación identificados: i) las zonificaciones basadas en esta información representarían a eventos reales y no definidos mediante métodos teóricos y/o matemáticos, y ii) esta información permitiría validar las áreas de inundación tsunámica arrojadas por diversos modelos.

Finalmente, en la evaluación del riesgo ante tsunami y terremoto, una gran interrogante es saber cuantos eventos han ocurrido, su frecuencia y qué tan grandes fueron. Esta información generalmente se encuentra limitada por los registros históricos de cada país. Sin embargo, se ha comprobado que los depósitos de tsunamis pasados han permitido reconstruir la ciclicidad de estos eventos en diferentes partes del mundo, precisando la magnitud de eventos históricos e incrementando las estadísticas con eventos prehistóricos. En el caso de Chile, un primer paso para aumentar nuestro conocimiento respecto

a la ciclicidad que presentan estos fenómenos sería obtener información a una escala temporal más amplia, traspasando el límite puesto por la historiografía, es decir, obtener información anterior al s. XVI.

BIBLIOGRAFÍA

- ABE, K. (1979): "Size of great earthquake of 1837-1974 inferred from tsunami data". EN: *Geophysical Research*, 84(NO. B4): 1561-1568.
- ATWATER, B. (1987): "Evidence for great Holocene earthquakes along the outer coast of Washington State". EN: *Science*, Vol. 236: 942-944.
- ATWATER, B.; YAMAGUCHI, D. (1991): "Sudden, probably coseismic submergence of Holocene trees and grass in coastal Washington State". EN: *Geology* 19, 706-709.
- ATWATER, B.; MOORE, A. (1992): "A tsunami about 1000 years ago in Puget Sound, Washington". EN: *Science*, Vol. 258: 1614-1617.
- ATWATER, B.; JIMÉNEZ, N.; VITA-FINZI, C. (1992): "Net late Holocene emergence despite earthquake-induced submergence, south-central Chile". EN: *Quaternary International*, Vol.15-16: 77-85.
- ATWATER, B. (1997): "Coastal Evidence for Great Earthquakes in Western Washington". EN: *Professional Paper 1560*, USGS, 77-90, USA.
- ATWATER, B.; HEMPHILL-HALEY, E. (1997): "Recurrence Intervals for Great Earthquakes of the Past 3,500 Years at Northeastern Willapa Bay, Washington". EN: *Professional Paper 1576*, USGS, USA.

- ATWATER, B.; CISTERNAS, M.; BOURGEOIS, J.; DUDLEY, W.; HENDLEY, J.; STAUFFER, P. (1999): "Surviving a Tsunami - Lessons from Chile, Hawaii and Japan". EN: Circular 1187, USGS, p. 18. USA.
- BANERJEE, D.; MURRAY, A.; FOSTER, I. (2001): "Scilly Isles, UK: optical dating of a possible tsunami deposit from the 1755 Lisbon earthquake". EN: Quaternary Science Reviews 20(5-9): 715-718.
- BARTSH-WINKLER, S.; SCHMOLL, H. (1993): "Evidence for late Holocene relative sea-level fall from reevaluation stratigraphical studies in an area of earthquake – subsided intertidal deposits, Isla Chiloe, southern Chile". EN: International Association of Sedimentologists, Special Publication, Vol.20: 91-109.
- BENSON, B.; GRIMM, K.; CLAGUE, J. (1997): "Tsunami Deposits beneath Tidal Marshes on Northwestern Vancouver Island, British Columbia." EN: Quaternary Research 48(2): 192-204.
- BONDEVIK, S.; SVENDSEN, J.; JOHNSEN, G.; MANGERUD, J.; KALAND, P. (1997): "The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and runup". EN: Boreas 26(1): 29-54.
- BONDEVIK, S.; SVENDSEN, J.; MANGERUD, J. (1998): "Distinction between the Storegga tsunami and the Holocene marine transgression in coastal basin deposits of western Norway". EN: Journal of Quaternary Science 13(6): 529-537.
- BRYANT, E.; YOUNG, R.; PRICE, D. (1992): "Evidence of tsunami sedimentation on the southeastern coast of Australia". EN: Journal of Geology, 100: 753-765.
- BRYANT, E. (2001): "Tsunami, the underrated hazard". Cambridge University Press, p.320. United Kingdom.
- BOURGEOIS, J.; MINOURA, K. (1997): "Paleotsunami studies: Contribution to mitigation and risk assessment". EN: Tsunami Mitigation and Risk Assessment, 1-4, Novosibirsk, Russia.
- CASTRO, C.; ORTIZ, J. (2003): "Expansión urbana y niveles de vulnerabilidad a amenazas naturales en una ciudad de tamaño medio: La Serena, Región IV de Coquimbo". EN: 51 Congreso Internacional de Americanistas, Universidad de Chile, Programa Oficial, p.342, Santiago, Chile.
- CISTERNAS, M.; ARANEDA, A.; CONTRERAS, I. (2000): "Reconocimiento y caracterización de la facies sedimentaria depositada por el tsunami de 1960 en el estuario Maullín, Chile". EN: Revista Geológica de Chile, Vol.27, nº1: 3-11.
- CISTERNAS, M.; LAGOS, M. (2002): "Efectos geoambientales de un evento catastrófico natural: Tsunami del 23 de junio de 2001 en Camaná, Perú". EN: VII Congreso Internacional de Ciencias de la Tierra, Resúmenes, Santiago, Chile.
- CLAGUE, J.; BOBROWSKY, P. (1994): "Evidence for a large earthquake and tsunami 100-400 years ago on western Vancouver Island, British Columbia". EN: Quaternary Research, 41: 176-184.
- CLAGUE, J.; BOBROWSKY, P.; HAMILTON, T. (1994): "A sand sheet deposited by the 1964 Alaska tsunami at Port Albani, British Columbia". EN: Estuarine, Coastal and Shelf Science, 38: 413-421.

- CLAGUE, J.; BOBROWSKY, P. (1999): "The geological signature of great earthquakes off Canada's west coast". EN: *Geoscience Canada*, 26: 1-15.
- CLAGUE, J.; BOBROWSKY, P.; HUTCHINSON, I. (2000): "A review of geological records of large tsunamis at Vancouver Island, British Columbia, and implications for hazard". EN: *Quaternary Science Reviews*, 19(9): 849-863.
- DARIENZO, M.; PETERSON, C. (1990): "Episodic tectonic subsidence of late Holocene salt marshes, northern Oregon central Cascadia margin". EN: *Tectonics*, 9: 1-22.
- DAWSON, A.; LONG D.; SMITH, D. (1988): "The Storegga slides: evidence from eastern Scotland for a possible tsunami". EN: *Marine Geology* 82: 271-276.
- DAWSON, A. (1994): "Geomorphological effects of tsunami run-nup and backwash". EN: *Geomorphology*, 10: 83-94.
- DAWSON, A.; HINDSON, R.; ANDRADE, C.; FREITAS, C.; PARISH, R.; BATEMAN, M. (1995): "Tsunami sedimentation associated with the Lisbon earthquake of 1 November AD 1755: Boca do Rio, Algarve, Portugal". EN: *The Holocene*, 5(2): 209-215.
- DAWSON, A.; SHI, S.; DAWSON, S.; TAKAHASHI, T.; SHUTO, N. (1996): "Coastal sedimentation associated with the June 2nd and 3rd, 1994 tsunami in Rajegwesi, Java". EN: *Quaternary Science Reviews* 15: 901-912.
- DAWSON, S.; SMITH, D. (1997): "Holocene relative sea-level changes on the margin of a glacio-isostatically uplifted area: an example from northern Caithness, Scotland". EN: *The Holocene*, 7(1): 59- 77.
- DAWSON, A.; SHI, S. (2000): "Tsunami deposits". EN: *Pure and Applied Geophysics* 157: 875-897.
- DOMINEY-HOWES, D. (2002): "Documentary and Geological Records of Tsunamis in the Aegean Sea Region of Greece and their Potential Value to Risk Assessment and Disaster Management". EN: *Natural Hazards* 25(3): 195-224.
- EATON, J.; RICHTER, D.; AULT, W. (1961): "The tsunami of May 23, 1960, on the island of Hawai". EN: *Seismological Society of America, Bulletin*, Vol.15, nº 2: 135-157.
- EINSELE, G.; CHOUGH, S.; SHIKI, T. (1996): "Depositional events and their records--an introduction". EN: *Sedimentary Geology*, 104 (1-4): 1-9.
- FUJIWARA, O.; MASUDA, F.; SAKAI, T.; IRIZUKI, T.; FUSE, K. (2000): "Tsunami deposits in Holocene bay mud in southern Kanto region, Pacific coast of central Japan". EN: *Sedimentary Geology*, 135(1-4): 219-230.
- GODOY, H.; MONGE, J. (1975): "Metodología para la evaluación del riesgo de tsunami". EN: *Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Fisicas y Matemáticas, Departamento de Ingeniería Civil, Sección Estructuras, Publicación SES I 3-75 (115)*, p. 49. Santiago, Chile.
- GOFF, J.; CHAGUE-GOFF, C.; NICHOL, S. (2001): "Palaeotsunami deposits: a New Zealand perspective". EN: *Sedimentary Geology*, 143: 1-6.

- GOFF, J.; MCFADGEN, B.; CHAGUÉ -GOFF, C. (2004): "Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand". EN: Marine Geology, (204): 235-250.
- GUTIERREZ, D. (2003): "Riesgo de tsunami en Bahía Quintero, V Región, Chile". EN: XXIV Congreso Nacional y IX Internacional de Geografía. Resúmenes. Valparaíso, Chile.
- HARTLEY, A.; HOWELL, J.; MATHER, A.; CHONG, G. (2001). "A possible Plio-Pleistocene tsunami deposit, Hornitos, northern Chile". EN: Revista Geológica de Chile, 28(1): 117-125.
- HINDSON, R.; ANDRADE, C.; DAWSON, A. (1996) "Sedimentary Processes Associated with the Tsunami Generated by the 1755 Lisbon Earthquake on the Algarve Coast, Portugal". EN: Physics and Chemistry of The Earth, 21(1-2): 57-63.
- HINDSON, R.; ANDRADE, C. (1999): "Sedimentation and hydrodynamic processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake". EN: Quaternary International, 56(1): 27-38.
- HUTCHINSON, I.; MCMILLAN, A. (1997): "Archaeological Evidence for Village Abandonment Associated with Late Holocene Earthquakes at the Northern Cascadia Subduction Zone". EN: Quaternary Research, 48(1): 79-87.
- IWASAKI, T., HORIKAWA, K. (1960): "Tsunami caused by Chile earthquake in May, 1960 and outline of disasters in northeastern coast of Japan". EN: Coastal Engineering in Japan, Vol.3: 33-52.
- KANAMORY, H. (1977): "The Energy Release in Great Earthquakes". EN: Journal of Geophysical Research, 82(20): 2981-2987.
- KATO, Y.; SUZUKI, Z.; NAKAMURA, K.; TAKAGI, A.; EMURA, K.; ITO, M.; ISHIDA, H. (1961): "The Chile tsunami of May 24, 1960 observed along the sanriku coast, Japan". EN: Report on the chilean tsunami of May 24, 1960, as observed along the coast of Japan. CFICT-1960, 67-75.
- KON NO, E. (1961): "Geological observations of the Sanriku coastal region damaged by tsunami due to the Chile earthquake in 1960". EN: Contrib. Inst. Geol. Paleontological Tohoku University, 52: 1-45.
- LAGOS, M. (1997): "Modelamiento espacial del riesgo de tsunami en la ciudad de Arica". EN: Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior (ONEMI), p. 39. Santiago, Chile.
- LAGOS, M. (2000): "Tsunamis de origen cercano a las costas de Chile". EN: Revista de Geografía Norte Grande, 27: 93-102. Santiago, Chile.
- LAGOS, M.; CISTERNAS, M.; GUTIERREZ, D.; TORREJON, F.; MACHUCA, G.; SEVERINO, R. (2003): "Bases para modelar inundaciones tsunámicas pasadas en el Centro-Sur de Chile". EN: XXIV Congreso Nacional y IX Internacional de Geografía. Resúmenes. Valparaíso, Chile.
- LE ROUX, J.; GOMEZ, C.; FENNER, J.; MIDDLETON, H. (2004): "Sedimentological processes in a scarp-controlled rocky shoreline to upper continental slope environment, as revealed by unusual sedimentary features in the Neogene Coquimbo Formation, north-central Chile". EN: Sedimentary Geology, 165: 67-92.

- LOCKRIDGE, P. (1985): "Tsunamis in Peru - Chile". EN: Report SE-39, World Data Center A for Solid Earth Geophysics, p. 97. USA.
- LOMNITZ, C. (1971): "Terremotos y tsunamis en Chile". EN: Revista Geofísica panamericana, Vol.1: 151-178.
- LORCA, E. (1994): "Tsunami Impact in Northern Chile". EN: III Congreso Ciencias de la Tierra, 487-494. Santiago, Chile.
- LUQUE, L., LARIO, J., ZAZO, C., GOY, J., DABRIO, C., SILVA, P. (2001): "Tsunami deposits as paleosismic indicators: examples from the spanish coast". EN: Acta Geológica Hispánica, 36(3-4): 197-211.
- MYLES, D. (1985): "The Great waves". McGraw-Hill, p. 206, New York, USA.
- MINOURA, K.; NAKAYA, S. (1991): "Traces of tsunami preserved in Inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan". EN: Journal of Geology, Vol.99: 265-287.
- MINOURA, K.; NAKAYA, S.; UCHIDA, M. (1994): "Tsunami deposits in a lacustrine sequence of the Sanriku coast, Northeast Japan". EN: Sedimentary Geology, 89: 25-31.
- MINOURA, K.; IMAMURA, F.; SUGAWARA, D.; KONO, Y.; IWASHITA, T. (2001): "The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan ". EN: Journal of Natural Disaster Science, 23(2): 83-88.
- MONGE, J. (1992): "Tsunami risk in the city of Arica, Chile". EN: Tenth World Conference on Earthquake Engineering, Vol.1: 461-466. Madrid, España.
- MONGE, J. (1993): "Estudios de riesgo de tsunami en costas chilenas". EN: Jornadas chilenas de Sismología en ingeniería antisísmica. Vol.2: 3-22. Santiago, Chile.
- MONGE, J., MENDOZA, J. (1993): "Study of the effects of tsunami on the coastal cities of the region of Tarapacá, north Chile. EN: Tectonophysics, 218: 237-246. Amsterdam.
- NANAYAMA, F.; SHIGENO, K.; SATAKE, K.; SHIMOKAWA, K.; KOITABASHI, S.; MIYASAKA, S.; ISHII, M. (2000): "Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan". En Sedimentary Geology, 135(1-4): 255-264.
- NANAYAMA, F.; SATAKE, K.; FURUKAWA, R.; SHIMOKAWA, K.; ATWATER, B.; SHIGENO, K.; YAMAKI, S. (2003): "Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench". EN: Nature, 424: 660-663.
- NICHOL, S.; LIAN, O.; CARTER, C. (2003). "Sheet-gravel evidence for a late Holocene tsunami run-up on beach dunes, Great Barrier Island, New Zealand". EN: Sedimentary Geology 155(1-2): 129-145.
- NISHIMURA, Y.; MIYAJI, N. (1995): "Tsunami deposits from the 1993 Southwest Hokkaido earthquake and the 1640 Hokkaido Komagatake eruption, Northern Japan." EN: Pure and Applied Geophysics, 144(3/4): 719-733.
- NISHIMURA, Y.; MIYAJI, N.; SUZUKI, M. (1999): "Behavior of historic tsunamis of volcanic origin as revealed by onshore tsunami deposits". EN:

Physics and Chemistry of the Earth (A) 24(11-12): 985-988.

PASKOFF, R. (1991): "Likely occurrence of a mega-tsunami near Coquimbo, Chile". *ENRevista Geológica de Chile* 18: 87-91.

PINEGINA, T.; BOURGEOIS, J. (2001): "Historical and paleo-tsunami deposits on Kamchatka, Russia: long-term chronologies and long-distance correlations". *EN: Natural Hazards and Earth System Sciences* 1: 177-185.

PINEGINA, T.; BOURGEOIS, J.; BAZANOVA, L.; MELEKESTSEV, I.; BRAITSEVA, O. (2003): "A millennial-scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay coast, Kamchatka, Russia". *EN: Quaternary Research*, 59: 36-47.

PLAFKER, G. AND SAVAGE, J. (1970): "Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960". *EN: Geological Society of America Bulletin*, 81, 1001-1030.

RAMIREZ, J. (1986): "Tsunami". *EN: Revista Geográfica de Chile Terra Australis*, 29: 29-39. Santiago, Chile.

RAMIREZ, J.; TITICHOCA, H. (1994): "Tres Modelos Teóricos de Inundación de Tsunami Aplicados a las Ciudades de Arica e Iquique en Contraste con los Valores Históricos". *EN: III Congreso Internacional de Ciencias de la Tierra*, 777-784, Santiago, Chile.

SAWAI, Y. (2002): "Evidence for 17th-century tsunamis generated on the Kuril-Kamchatka subduction zone, Lake Tokotan, Hokkaido, Japan". *EN: Journal of Asian Earth Sciences*, 20(8): 903-911.

SATAKE, K.; BOURGEOIS, J.; ABE, K.U.; ABE, K.A.; TSUJI, Y.; IMAMURA, F.; IIO, Y.; KATAO, H.; NOGUERA, E.; ESTRADA, F. (1993): "Tsunami field survey of the 1992 Nicaragua earthquake". *EN: Eos, Trans. American Geophys. Union*, 74, 145-157.

SATAKE, K.; SHIMAZAKI, K.; TSUJI, Y.; UEDA, K. (1996): "Time and size of a giant earthquake in Cascadia inferred from Japanese tsunami record of January 1700". *EN: Nature*, 379: 246-249.

SATO, H.; SHIMAMOTO, T.; TSUTSUMI, A.; KAWAMOTO, E. (1995): "Onshore tsunami deposits caused by the 1993 Southwest Hokkaido and Japan sea earthquakes". *EN: Pure and Applied Geophysics*, 144(3/4): 693-717.

SHI, S.; DAWSON, A.G.; SMITH, D. (1995): "Coastal sedimentation associated with the December 12th, 1992 tsunami in Flores, Indonesia". *EN: Pageoph*, 144 : 525-536.

SMOOT, J.; LITWIN, R.; BISCHOFF, J.; LUND, S. (2000): "Sedimentary record of the 1872 earthquake and Tsunami at Owens Lake, southeast California". *EN: Sedimentary Geology*, 135(1-4): 241-254.

TAKAHASI, R. (1961): "Report on the Chilean tsunami of May 24, 1960, as observed along the coast of Japan". The Committee for field investigation of the Chilean tsunami of 1960. p.397, Japan.

TAKASHIMIZU, Y.; MASUDA, F. (2000): "Depositional facies and sedimentary successions of earthquake-induced tsunami deposits in Upper Pleistocene incised valley fills, central Japan". *EN: Sedimentary Geology* 135(1-4): 231-239.

TITICHOCA, H.; GUIÑEZ, D. (1994): "Reconstrucción Paleogeográfica de las Curvas de Inundación Producidas por Tsunamis en el Norte de Chile (Iquique-Arica) en los años 1868-1877". EN: III Congreso Internacional de Ciencias de la Tierra, 473-485, Santiago, Chile.

URRUTIA, R.; LANZA, C. (1993): "Catástrofes en Chile, 1541-1992". Edit. La Noria. p. 440. Santiago, Chile.

VEYL, C. (1960): "Los fenómenos volcánicos y sísmicos de fines de Mayo de 1960 en el sur de Chile". EN: Universidad de Concepción, Departamento de Geología y Minería, p. 42.

WATANABE, T.; KARZULOVIC, J. (1960): "Los movimientos sísmicos del mes de Mayo de 1960 en Chile". EN: Anales de la Universidad de Chile, Vol.17: 43-87.

WEISCHET, W. (1963): "Further observations of geologic and geomorphic changes resulting from the catastrophic earthquake of May 1960, in Chile". EN: Seismological Society of America, Bulletin, 53, No. 6, 1237-1257.

WRIGHT, C.; MELLA, A. (1963): "Modifications to the soil pattern of south central Chile resulting from seismic and associated phenomena during the period May to August 1960". EN:

Seismological Society of America, Bulletin, Vol.53: 1367-1402.

YOUNG, R.; BRYANT, E. (1992): "Catastrophic wave erosion on the southeastern coast of Australia: Impact of Lanai tsunami ca. 105 a.d.". EN: Geology, Vol.20: 199-202.