



PERÚ

Ministerio  
de Energía y Minas

Instituto Geológico, Minero  
y Metalúrgico - INGEMMET

SECTOR ENERGÍA Y MINAS  
**INGEMMET**  
INSTITUTO GEOLÓGICO, MINERO Y METALÚRGICO

ISSN 1560-9928

INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica  
N° 62



## Depósitos de Paleotsunamis en la Costa Central y Sur del Perú

  
PERÚ PROGRESO  
PARA TODOS

Lima, Perú  
2015

  
Westfälische  
Wilhelms-Universität  
Münster

INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica  
N° 62

# **Depósitos de Paleotsunamis en la Costa Central y Sur del Perú**

**Dirección de Geología Ambiental  
y Riesgo Geológico**

## **Equipo de Investigación:**

**Carlos Benavente Escobar  
Michaela Spiske  
Fabrizio Delgado Madera  
Henrich Bahlburg**

Lima, Perú  
2015

INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica  
N° 62

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2015-xxxxx  
ISSN 1560-9928

Razón Social: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET)  
Domicilio: Av. Canadá N° 1470, San Borja, Lima, Perú  
Primera Edición, INGENMET 2015  
Se terminó de imprimir el de julio del año 2015 en los talleres de INGENMET

© **INGEMMET**

Derechos Reservados. Prohibida su reproducción

Presidenta del Consejo Directivo: Susana Vilca

Secretario General: César Rubio

Comité Editor: Susana Vilca, Lionel Fidel, Pedro Navarro,  
Jorge Chira, Oscar Pastor

Dirección encargada del estudio: Dirección de Geología Ambiental y Riesgo  
Geológico

Unidad encargada de edición: Unidad de Relaciones Institucionales

Corrección Geocientífica: Henrich Bahlburg, Michaela Spiske

Corrección gramatical y de estilo: María del Carmen La Torre

Diagramación: Zoila Solis

Portada: Excavación de trincheras en la playa Casma - Costa Central

**Referencia bibliográfica**

Benavente, C.; Spiske, M.; Delgado, F. & Bahlburg, H. (2015). Depósitos de paleotsunamis en la costa central y sur del Perú, INGENMET. Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 62, 185 p.

Publicación disponible en libre acceso en la página web ([www.ingemmet.gob.pe](http://www.ingemmet.gob.pe)). La utilización, traducción y creación de obras derivadas de la presente publicación están autorizadas, a condición de que se cite la fuente original ya sea contenida en medio impreso o digital (GEOCATMIN - <http://geocatmin.ingemmet.gob.pe>).

Los términos empleados en esta publicación y la presentación de los datos que en ella aparecen son de exclusiva responsabilidad del equipo de investigación.

# Contenido

<b>RESUMEN</b> .....	<b>1</b>
<b>CAPÍTULO I</b>	
INTRODUCCIÓN .....	3
<b>CAPÍTULO II</b>	
CONCEPTOS GENERALES .....	13
<b>CAPÍTULO III</b>	
TSUNAMIS EN EL MUNDO .....	25
<b>CAPÍTULO IV</b>	
SEDIMENTOLOGÍA, DATACIÓN Y CONSERVACIÓN DE DEPÓSITOS DE TSUNAMIS EN EL LITORAL PERUANO .....	51
<b>CAPÍTULO V</b>	
MODELAMIENTO INVERSO .....	79
<b>CONCLUSIONES</b> .....	<b>87</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	<b>91</b>
<b>ANEXOS</b> .....	<b>99</b>
Anexo I: Análisis granulométrico .....	101
Anexo II: micropaleontología .....	123

## RESUMEN

Los tsunamis mayoritariamente son consecuencia de grandes terremotos. Actualmente, los esfuerzos por estudiar la recurrencia espacial y temporal de grandes eventos están limitados por la corta historia de la sismología instrumental, comparada con el largo y variable tiempo de recurrencia de terremotos gigantes. En el estudio de la recurrencia de tsunamis, las observaciones geológicas, tales como la identificación de depósitos de tsunamis y los cambios de nivel de las costas producidos por grandes terremotos, han confirmado que los tsunamis presentan algún grado de ciclicidad, en cuanto a su periodicidad y magnitud, lo que permite identificar zonas en riesgo.

En la actualidad, una de las técnicas más empleadas en el mundo para ampliar el catálogo sísmico y de tsunamis es la identificación de depósitos de tsunamis en registros estratigráficos costeros. Estos depósitos, generalmente de arena, contrastan con los suelos o depósitos de turbas, lodos y arcillas subyacentes en zonas costeras. Los depósitos de tsunamis son un tipo especial de sismitas cuya identificación y datación aportan datos importantes a estudios de la amenaza sísmica en zonas costeras o de subducción.

El presente estudio constituye el primero referido a depósitos de paleo-tsunamis en el Perú. Estos trabajos se realizaron durante tres años, mediante cooperación con la Universidad Westfälische Wilhelms de Münster, Alemania. Los resultados obtenidos parten del análisis de figuras o estructuras sedimentarias, espesor del depósito, tamaño de grano, microfósiles y dataciones mediante el método de luminiscencia ópticamente estimulada (OSL). El conjunto de estos datos permitieron estimar velocidades del flujo durante el tsunami y el *run-up*. Este último es importante para la delimitación del área de inundación.

Teniendo en cuenta que la fosa Perú-Chile es una de las zonas sísmicas más activas del mundo, fue sorprendente encontrar rastros de tsunamis históricos en solo tres sitios. El potencial de conservación en tierra de los sedimentos de grano fino de tsunami depositados a lo largo de las playas, en los campos agrícolas o en las proximidades de los ríos está determinado por cuatro factores principales (1) el régimen tectónico de la costa, (2) las condiciones climáticas, (3) la modificación antropogénica de la costa, y (4) el tamaño de grano de los depósitos. Por ejemplo, para los depósitos

de Chimbote se observó que ninguno de los sedimentos depositados por el tsunami de 1996 quedó después de once años del evento y solo la mitad de los depósitos del tsunami de Camaná (2001) quedó seis años después del evento

El depósito de Puerto Casma constituye la primera evidencia de un tsunami local causado por el terremoto de 1619 en Chimbote. No se informó un tsunami para este evento, pero se plantea como precursor al evento tsunamigénico de Chimbote de 1996. En el sur de Perú, una capa con abundantes restos de caparazones pudo estar relacionado con el terremoto y el tsunami de 1868 dC en Arica, que fue uno de los eventos más destructivos que afectaron al Perú. Las dos capas holocenas de tsunami que se encuentran en el sur del Perú, datadas en  $2.26 \pm 0.37$  y  $1.98 \pm 0.23$  años parecen ser formadas por un terremoto y tsunami similares a los principales eventos de 1604 y 1868 dC. Curiosamente, el lapso de tiempo que pasa entre estos dos eventos principales es de 264 años y, por lo tanto, muy cerca de los 272 años que pasaron entre los dos eventos en Boca del Río.

Un buen estudio y caracterización del depósito de tsunami, más el uso del Modelamiento Inverso TsuSedMod, nos permitió determinar la altura de la ola, velocidad del flujo y área de inundación. Para el evento identificado en Puerto Casma, los resultados indicaron que el flujo tuvo una velocidad de 7.80 m/s y una altura de 6.2 metros, llegando a inundar hasta 3.6 kilómetros desde la línea de costa. Entre los sectores afectados se encontraron las viviendas ubicadas en Chimbote, en la bahía de Casma, las Tortugas, Chimú, Samanco, los pueblos que se ubican en las orillas de la bahía de Samanco, al igual que en la bahía el Ferrol, que principalmente viene a ser la ciudad de Chimbote. En el caso de los eventos identificados en Boca de Río se calculó que tuvieron velocidades de 7.06 m/s y 7.76 m/s, y alturas de 5.1 y 6.1 metros respectivamente. Las localidades afectadas ante eventos similares serían Playa Llostay, la ciudad de Boca del Río, Punta Colorada, Tomoyo, playa Gaviotas, el poblado de Vila Vila y las viviendas que se encuentran frente a la playa Submarino.

Finalmente, todos nuestros resultados inciden en una correcta planificación del uso del territorio para las localidades ubicadas frente a la costa, en especial para las localidades de las regiones de Ancash, Moquegua y Tacna.

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

Los tsunamis mayormente son consecuencia de grandes terremotos. Actualmente, los esfuerzos por estudiar la recurrencia espacial y temporal de grandes eventos están limitados por la corta historia de la sismología instrumental, comparada con el largo y variable tiempo de recurrencia de terremotos gigantes (Swafford, & Stein, 2007). Para suplir la falta de datos, el registro puede ser extendido utilizando fuentes primarias de registros escritos. El objetivo es profundizar en la búsqueda minuciosa de evidencias que permitan conocer si un territorio se encuentra o no en riesgo ante la amenaza de grandes tsunamis. Si bien el registro histórico rara vez incluye intervalos de recurrencia de sucesivos terremotos gigantes (Satake & Atwater, 2007), aporta valiosa información, que combinada con otros antecedentes, permite la reconstrucción de eventos pasados.

En el estudio de la recurrencia de tsunamis, las observaciones geológicas, tales como la identificación de depósitos de tsunamis y los cambios de nivel de las costas producidos por grandes terremotos, han confirmado que los tsunamis presentan algún grado de ciclicidad, en cuanto a su periodicidad y magnitud, lo que permite identificar zonas en riesgo (Nanayama et al. 2003; Satake, et al. 2003; Cisternas et al. 2005).

Los depósitos de tsunamis son huellas en forma de depósitos anómalos o fuera de secuencia, generalmente de arenas, que contrastan con los suelos o depósitos de turbas, lodos, arcillas subyacentes en zonas costeras. Son un tipo especial de sismitas, cuya identificación y datación puede aportar datos importantes a estudios de la amenaza sísmica en zonas costeras o de subducción.

La consideración y el interés por los depósitos de tsunami como indicadores se vincula con evidencias de terreno derivadas de grandes terremotos tsunamigénicos (Atwater, 1987). 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 que permita generar el depósito (Lagos & Cisternas, 2004 y 2008).

El presente estudio constituye el primero referido a depósitos de paleotsunamis en el Perú. Estos trabajos se realizaron durante tres años, mediante cooperación con la Universidad Westfälische Wilhelms de Münster, Alemania. Asimismo, debemos indicar que parte del texto de este trabajo es tomado de las publicaciones realizadas en las revistas internacionales *Earth Science Reviews* (Spiske et al., 2013a) y *Quaternary International* (Spiske et al., 2013b). La información presentada constituye una herramienta importante para la toma de decisiones en el plan de ordenamiento territorial.

### UBICACIÓN

El Perú se ubica en una zona tectónicamente activa, es decir, en la parte central y occidental de América del Sur. Presenta una superficie continental de 1 285 215.60 km<sup>2</sup>, que se distribuye en tres grandes regiones: costa, sierra y selva. La zona de estudio se desarrolló a lo largo del litoral peruano, que se encuentra en la región costa; este viene a ser la división entre la parte continental y la parte marítima (figura 1.1).

En la costa peruana se emplazaron varias ciudades, básicamente, por la importancia de la pesca y el comercio; sin tomar en cuenta la exposición que tienen frente a la ocurrencia de tsunamis. El puerto del Callao es un caso representativo, cuya población era de 5000 habitantes cuando ocurrió el maremoto del 28 de octubre de 1746, quedando solo 200 sobrevivientes (4 %). De los 23 barcos anclados en el puerto, 19 fueron hundidos y 5 llevados por las olas tierra adentro; uno de ellos fue varado a 1.5 km tierra adentro (GRC, 2013). A la fecha, la región Callao cuenta con más de 876 877 habitantes (Fuente: INEI).

Los ambientes costeros del Perú muestran diversas morfologías con diferentes posibilidades de conservación de los depósitos de tsunami (Spiske et al. 2013a), como: acantilados costeros y escarpados, playas arenosas, amplias llanuras de ríos y pantanos.

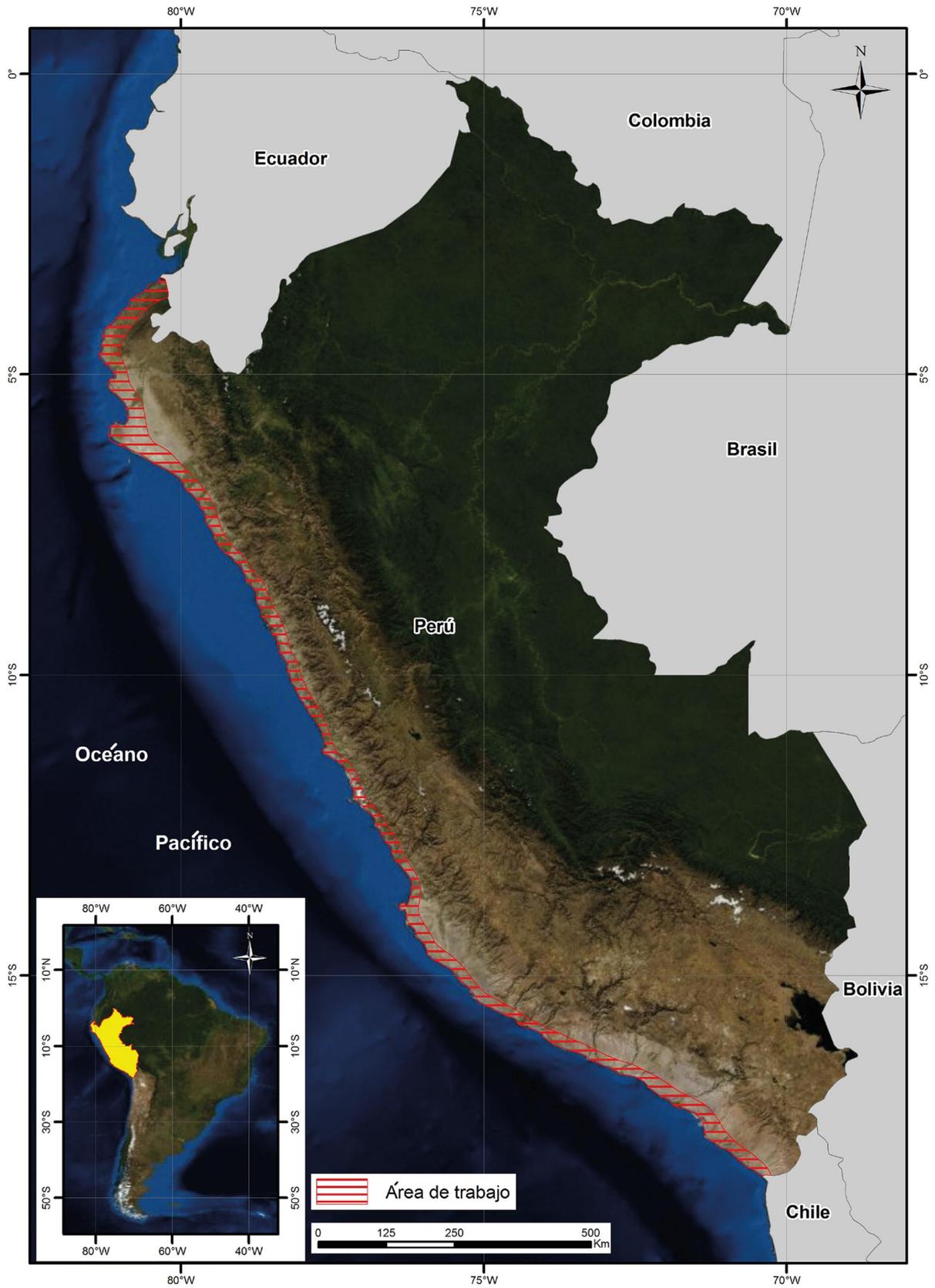


Figura 1.1 Imagen de Google Earth que muestra el área de estudio a lo largo del litoral peruano.

En este sentido, los trabajos se realizaron a lo largo del litoral costero con la finalidad de identificar huellas de paleotsunamis, ya que la costa peruana, por su ubicación, es una zona de gran importancia para realizar este tipo de estudios empleando diferentes métodos de dataciones y así obtener un registro histórico de eventos que afectaron la costa peruana en varios sectores, ya sea en relación a terremotos producto de la subducción o por terremotos en otras partes del mundo que generaron olas de tsunamis (ejemplo: terremoto de 1960 en Chile), para luego comprender, analizar el origen y comportamiento de estos, y generar escenarios del impacto de este proceso geológico en el desarrollo de la sociedad.

## OBJETIVOS

Debido a las características geológicas de la zona de subducción en la que se asienta todo el litoral peruano, los eventos de tsunamis presentan la ciclicidad más alta del planeta. Por esta razón, es importante estudiar eventos de tsunamis antiguos y los efectos producidos por tsunamis contemporáneos, su estudio generará información útil para planos reguladores del uso del territorio y medidas de mitigación para la comunidad y los sistemas productivos.

### Los objetivos del estudio fueron:

- a) Identificar depósitos de paleotsunamis en la costa peruana utilizando técnicas estratigráficas y sedimentológicas.
- b) Establecer la edad de estos depósitos utilizando la técnica de *Luminiscencia Estimulada Ópticamente* y determinar una relación con el registro histórico.
- c) Ampliar el registro histórico e instrumental de los tsunamis en territorio peruano.
- d) Establecer escenarios de inundaciones por tsunamis, a partir de los depósitos de paleotsunamis identificados, utilizando programas de modelamiento inverso.

## ANTECEDENTES

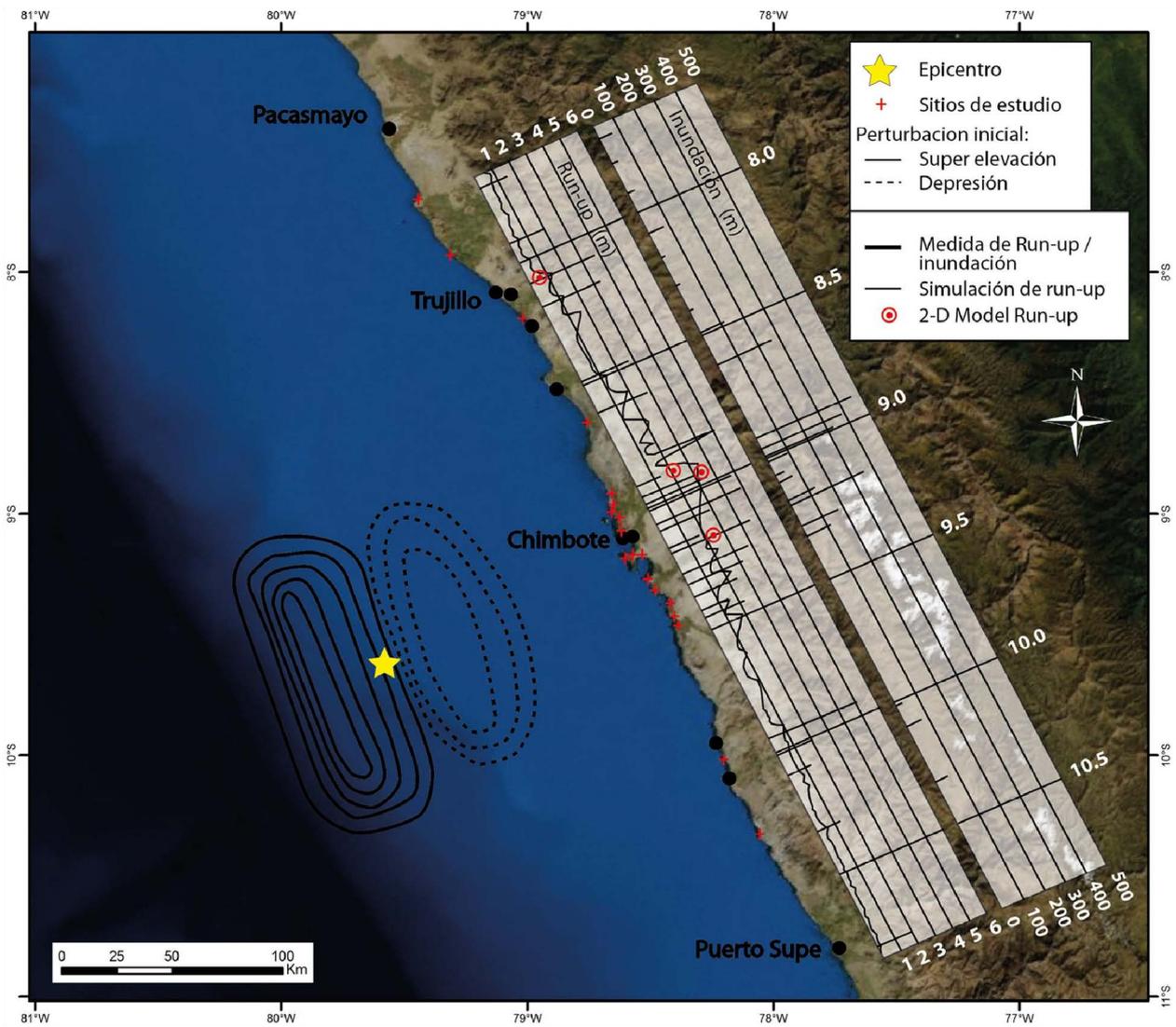
Existen pocos trabajos acerca de tsunamis y sus depósitos en el Perú, es así que:

Bourgeois et al. (1999), en su trabajo acerca del sismo tsumamigénico del 21 de febrero de 1996, presentan cálculos del *run-up* máximo entre 7.7°S a 11°S, así como también la distancia de máxima inundación, la que superó los 500 metros (figura 1.2). Se realizaron trincheras para la identificación de depósitos de tsunami, estos no se encontraron a lo largo de toda la costa afectada, ya que fueron erosionados o la misma vegetación no dejó reconocerlos.

Okal & Newman (2001), en su trabajo analizan una base de datos de 84 sismos en la margen pacífica, con la finalidad de investigar los parámetros de la fuente en la búsqueda de una posible señal regional en tres zonas de subducción (Nicaragua, 1992; Java, 1994 y Perú, 1996), estos datos fueron complementados por sismogramas, entre ellos, los principales sismos tsumamigénicos de los últimos 65 años. No detectaron una tendencia regional de los parámetros, lo que sugiere que este puede estar controlado en una escala más local por estructuras morfológicas, tampoco encontraron correlación entre la lentitud y la profundidad o el mecanismo focal y el momento sísmico (figura 1.3). No obstante, los resultados más interesantes que muestran son en Perú, donde los sismos tsumamigénicos de 1960 y 1996 ocurren en la intersección de la fractura de Mendaña y la fosa de subducción Perú-Chile.

Kulikov et al. (2005), en su trabajo presentan cálculos que determinan los *run-up* a partir de sismos de magnitudes mayores a 8, para intervalos de tiempo de 50, 100 y 200 años, esto basado en tres relaciones diferentes, magnitud del sismo-tsunami y la altura máxima de la ola para varios periodos de retomo (figura 1.4). En conclusión, calculan para un período de retomo de 50 años un *run-up* de 11.2 metros, 13.7 metros (100 años) y 17.3 metros (200 años). De acuerdo a la laguna sísmica, en el sur del Perú y norte de Chile, concluyen que podemos esperar que el próximo tsunami se produzca entre 19°S y 28°S.

Okal et al. (2006), en su trabajo, evalúan el riesgo de los tsunamis en la ciudad portuaria de Pisco, donde están previstas las instalaciones del gas natural licuado, para esto utilizaron información instrumental y sismicidad histórica. La conclusión de su trabajo fue que Pisco puede esperar cada 53 años un maremoto con *run-up* de hasta 10 metros.



**Figura 1.2** La figura muestra el *run-up* de tsunami y distancias de inundaciones a lo largo de la zona de ruptura del sismo de febrero de 1996. Los valores son desde el nivel del mar en el momento de la llegada del tsunami. Las barras verticales representan valores medidos; la línea continua y el símbolo representado por un círculo «G» representan la simulación numérica, valores de una malla de resolución fina. El modelo del desplazamiento en alta mar es de 1.8 metros y 0.7 metros. (Modificado de Bourgeois et al., 1999).

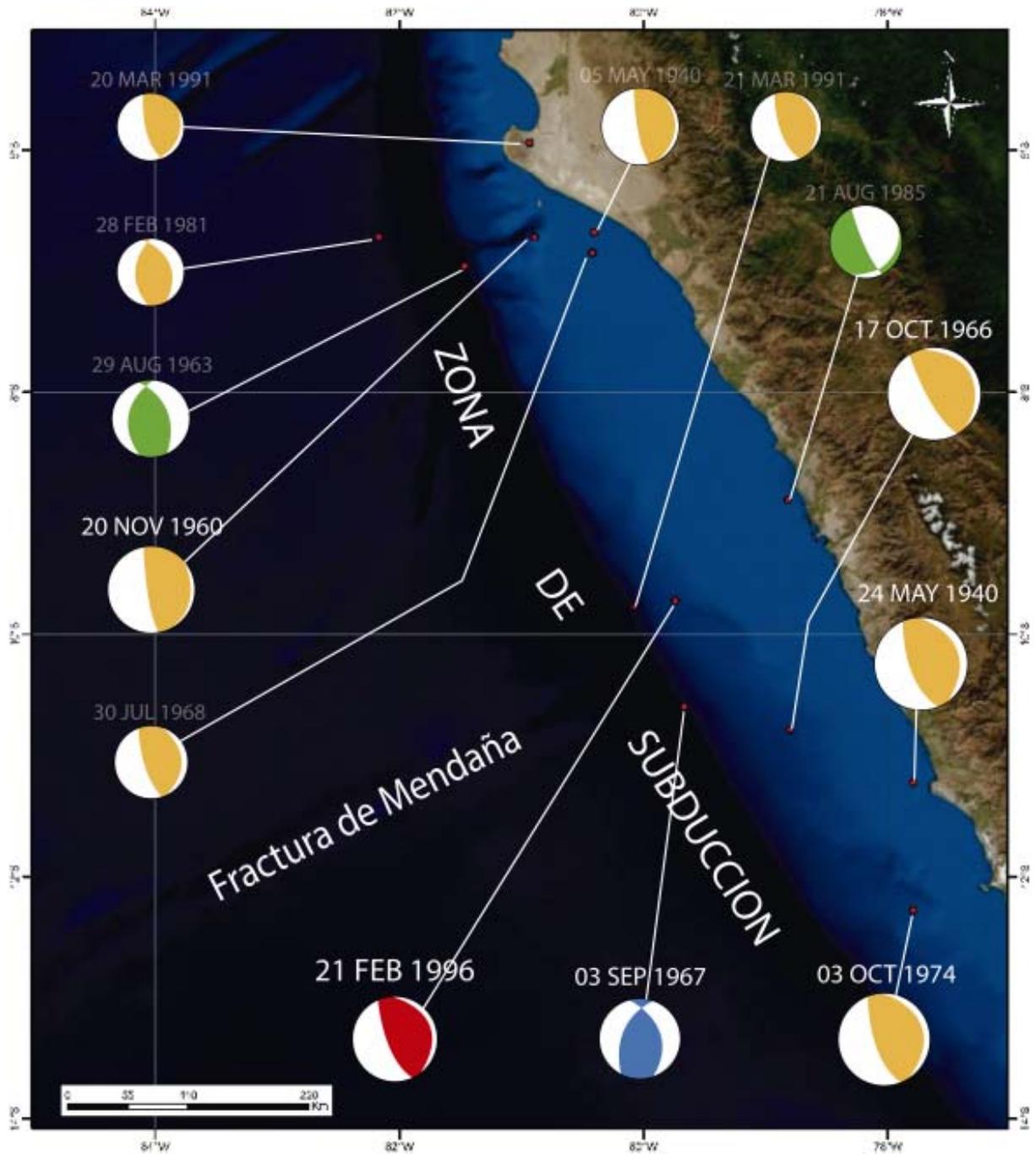


Figura 1.3 Mecanismos focales procesados en Harvard CMT, la atenuación de las letras que indican la fecha de cada mecanismo focal se debe a que los colores tenues muestran los acontecimientos históricos. Los acontecimientos más importantes se identifican por sus fechas más aparentes. Además esta figura muestra la fractura de Mendaña y la zona de subducción. Modificado de Okal & Newman (2001). El tamaño de los mecanismos indican magnitudes elevadas.

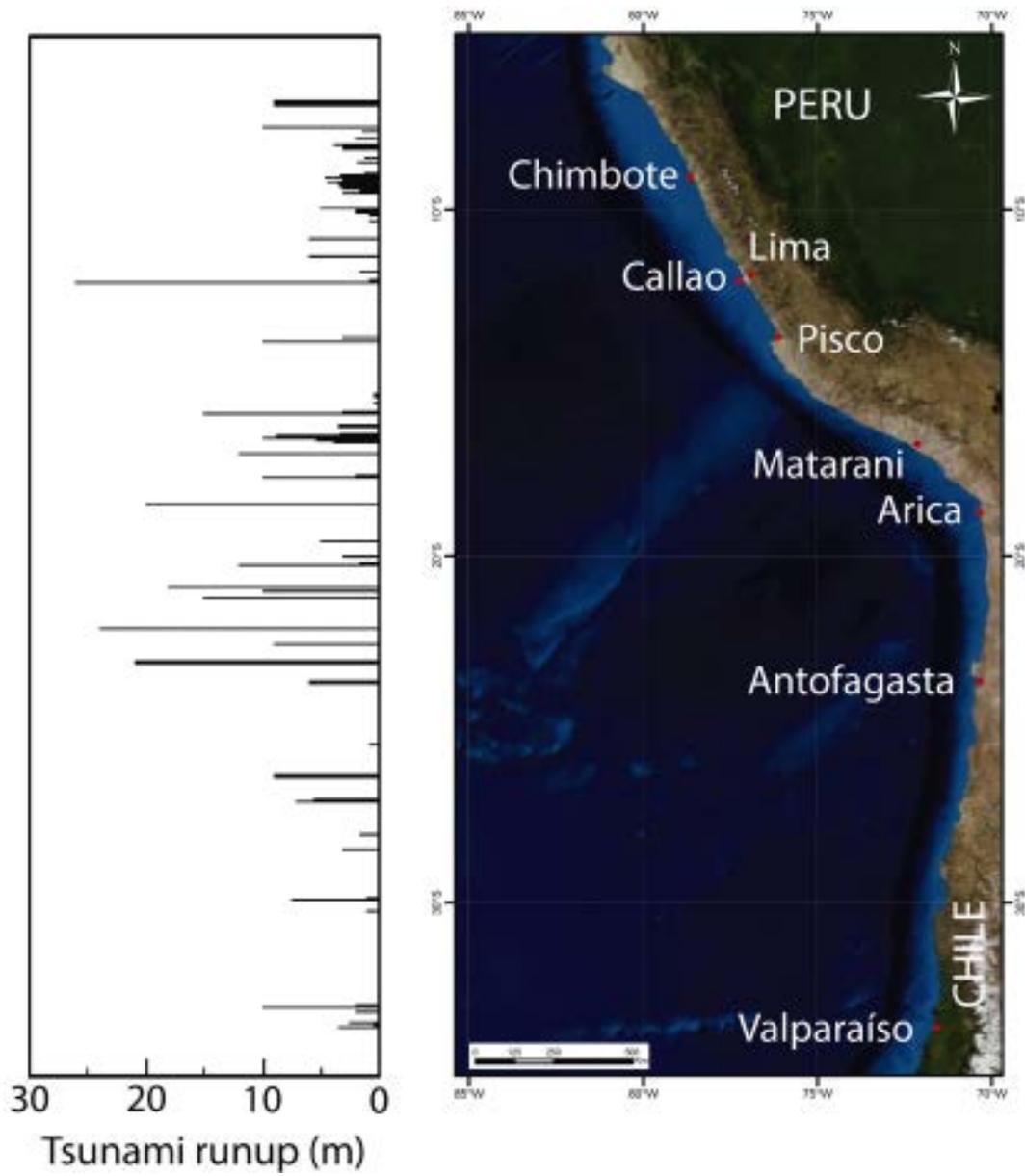


Figura 1.4 Distribución de los *run-up* de los tsunamis a lo largo de las costas del Perú y el norte de Chile. Modificado de Kulikov et al. (2005).

## METODOLOGÍA

La metodología empleada fue la siguiente:

### ETAPA I.- Trabajo en gabinete

Esta etapa consistió en la compilación de información bibliográfica y generación de una base de datos georeferenciada de sismos que produjeron tsunamis en el Perú. Se obtuvieron 128 datos de sismos que generaron tsunamis desde el año 1513.

La información obtenida para cada uno de estos sismos son: año, mes y día del sismo, coordenadas, profundidad del hipocentro, magnitud del sismo. Para algunos de estos sismos, se pudo encontrar el cálculo del momento sísmico, intensidad del sismo e intensidad del tsunami, *run-up* de la ola del tsunami, y, por último, cuáles fueron las localidades afectadas. Estos datos fueron compilados principalmente de Okal et al. (2006); Kulikov et al. (2005); Carpio et al. (2002); Okal & Newman (2001); Lockridge (1985); Silgado (1978 a, b) y la base de datos de la Dirección de Hidrografía y Navegación del Perú (figura 1.5).

Posteriormente a esta revisión bibliográfica, se analizaron imágenes ASTER e imágenes del Google Earth del área de estudio para determinar las mejores zonas para hacer excavaciones o trincheras con la finalidad de identificar depósitos de tsunamis y las condiciones esenciales para determinar la edad de los depósitos.

### ETAPA II.- Trabajo en campo

Se realizaron dos campañas de campo con la finalidad de identificar y muestrear los depósitos de tsunamis, para esto se hicieron trincheras con el propósito de analizar el registro estratigráfico e identificar niveles anómalos relacionados con tsunamis (fotografía 1.1). Las trincheras se realizaron utilizando retroexcavadoras y, en ocasiones, un equipo de perforación que permitiese analizar sedimentológicamente el registro estratigráfico y tomar muestras ubicadas hasta 3 metros de profundidad con respecto a la superficie.

Se pudo extraer 44 muestras a lo largo de toda el área de estudio, en estas se realizaron análisis micropaleontológicos, granulométricos, y se determinó la edad de depositación.

Las muestras se tomaron para datación por *Luminiscencia Estimulada Ópticamente* (OSL). Estas se sacaron cubriendo la zanja o trinchera de la luz con plásticos negros, de tal forma que la muestra extraída no adquiriese rayos cósmicos extras frente a una exposición anómala.

### ETAPA III.- Trabajo en gabinete

Esta etapa consistió en la interpretación estratigráfica y sedimentológica del registro puesto en evidencia por las excavaciones o perforaciones. Posteriormente, se enviaron las muestras al laboratorio de paleontológica del INGEMMET con la finalidad de determinar especies de plataforma profunda que podrían ser transportados por las olas del tsunami.

Finalmente, las muestras fueron enviadas a la Universidad de Münster-Alemania, donde se realizaron análisis granulométricos detallados y procedimientos para obtener la edad del depósito. Asimismo, se cuantificó la humedad de las muestras para estabilizar la edad y, por consiguiente, que el error sea mínimo.

Las edades obtenidas se contrastaron con los registros históricos, lo que sirvió para la interpretación sobre la conservación de los depósitos de tsunamis en zonas áridas. Finalmente, se elaboraron cuadros y figuras, se seleccionaron fotografías ilustrativas y se redactó el informe final.

## CLIMA

La costa peruana tiene un clima templado árido (NCDC, 2009). La precipitación ocurre solo al norte de Piura, de diciembre a abril. El clima árido es fuertemente dependiente de la corriente fría de Humboldt, que corre hacia el norte a lo largo de la costa, y del bloqueo de posibles masas de aire húmedo procedentes del mar. Sin embargo, durante los eventos de El Niño, cuando el agua caliente se acerca a la costa, pueden producirse fuertes lluvias e inundaciones asociadas (por ejemplo, Keefer & Moseley, 2004; Mettler et al, 2009). La dirección del viento prevalece en tierra de sur a suroeste (NCDC, 2009).

## AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento al profesor Heinrich Bahlburg por la revisión del texto y a la Dra. Spiske por sus comentarios del trabajo. A Alexander Kunz por el tratamiento de las muestras y obtención de edades, a Dr. Jaffe por permitir el uso de la última versión del modelo de inversión TsuSedMod; todos estos resultados son también presentados en dos publicaciones el año 2013. Finalmente, nuestros agradecimientos a la Ing. María Morales por los estudios micropaleontológicos y a Julio Lara por su valiosa colaboración en la preparación y digitalización de las figuras.

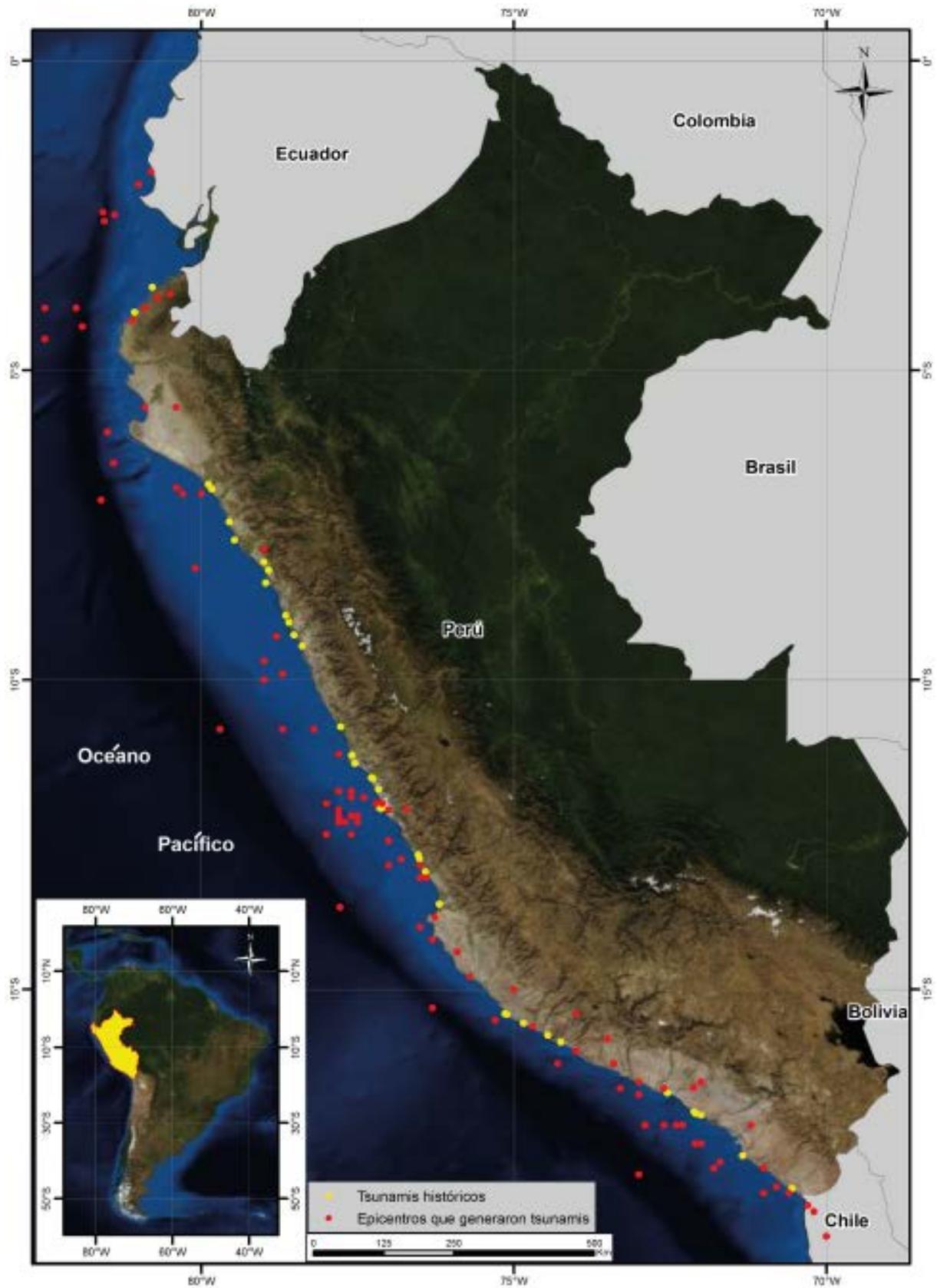


Figura 1.5 Mapa de ubicación de epicentros que generaron tsunamis (puntos rojos) y tsunamis históricos (puntos amarillos).



**Fotografía 1.1** Utilización de retroexcavadora para la excavación de trincheras.



# CAPÍTULO II

## CONCEPTOS GENERALES

### TSUNAMI

El término tsunami es japonés (*tsu*: puerto o bahía, *nami*: ola); internacionalmente se usa para designar el fenómeno denominado maremoto. Se trata de una serie de olas que se producen al ser empujadas con violencia por una fuerza con desplazamiento vertical, estas generalmente son producidas por un sismo o una violenta alteración en la superficie oceánica, lo que provoca el movimiento de una gran masa de agua que se propaga en todas las direcciones; esta masa de agua puede llegar a la costa con gran altura y provocar efectos destructivos como pérdida de vidas y daños materiales.

Los tsunamis que presentan una energía inicial extraordinaria pueden atravesar enormes distancias del océano Pacífico y llegar a costas muy lejanas, por ejemplo, los originados en las aguas de Chile en mayo de 1960 y Alaska en marzo de 1964, llegaron al litoral mexicano y ocasionaron daños menores.

Desde un punto de vista físico, el tsunami al acercarse a la costa en forma de ondas, parte de la energía cinética que posee durante la propagación y se transforma en energía potencial, que da origen a grandes olas cuando llegan a la costa.

Las principales causas de generación de tsunamis son:

- Sismo con epicentro en el mar: Los terremotos son la principal causa de los tsunamis; para que un terremoto origine un tsunami el fondo marino debe ser movido abruptamente en sentido vertical. No todos los terremotos generan tsunamis, sino solo aquellos de magnitud considerable, que ocurren bajo el lecho marino y que son capaces de deformarlo (figura 2.1). El tectonismo ocasiona el 96 % de los tsunamis observados.
- Explosión volcánica en continente o submarina, o también conocidas como erupciones volcánicas (figura 2.2), son responsables del 3 % de la ocurrencia de tsunamis.

- Deslizamiento submarino, en su mayoría de veces solo se dan en el talud continental (figura 2.3), es responsable del 0.8 % de la ocurrencia de los tsunamis.
- Caída de un asteroide al océano.

### CONDICIONES PARA QUE PUEDA GENERARSE UN TSUNAMI

Las condiciones principales para que se den este tipo de fenómenos son:

1. Terremoto de gran magnitud (mayor a 7.0 Mw como valor referencial).
2. Epicentro del sismo en el mar o cerca a la línea de costa.
3. Profundidad menor a 60 kilómetros (como valor referencial).

### CLASIFICACIÓN DE LOS TSUNAMIS

Los tsunamis se clasifican, de acuerdo a la distancia epicentral, en:

*Tsunami de origen cercano*.- Presenta las siguientes características:

- Se generan en las proximidades de las costas.
- Ocasionan destrucción al llegar a las costas.
- Son los más peligrosos debido a que la primera ola puede llegar a la costa entre 10 a 30 minutos de producido el sismo, dependiendo de la ubicación del epicentro.

*Tsunami de origen lejano o transoceánico*.- Presenta las siguientes características:

- Se generan a distancias mayores de 1000 kilómetros.
- Pueden generar destrucción al llegar a las costas.
- La primera ola del tsunami tarda en llegar a nuestras costas entre 5 a 24 horas de producido el sismo.

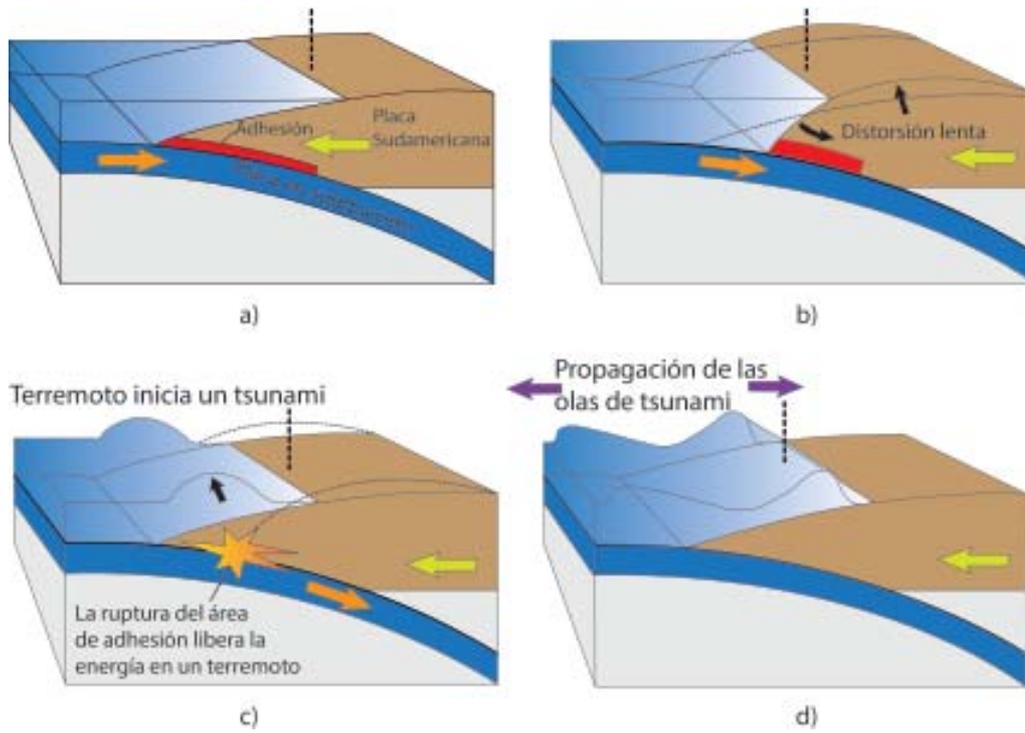


Figura 2.1 Proceso de generación de un tsunami en zonas de subducción (Fuente: USGS).

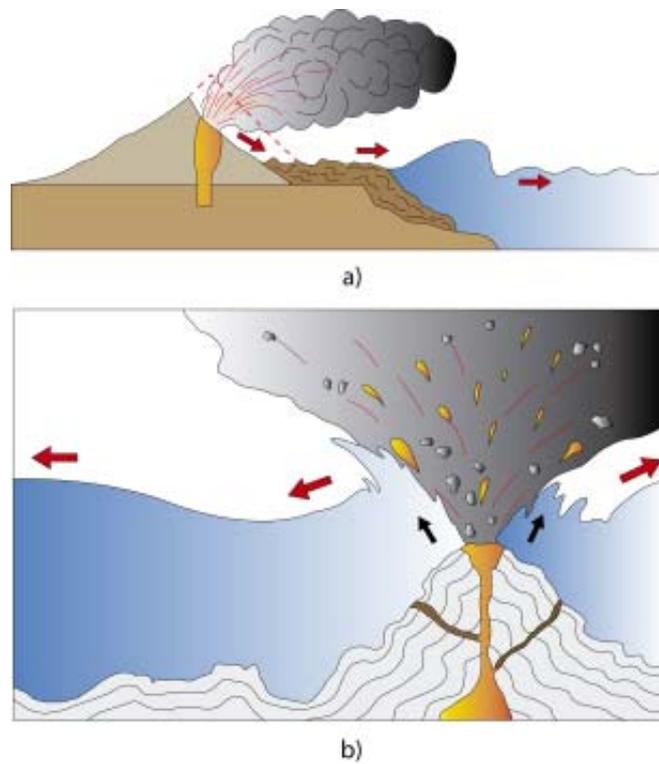


Figura 2.2 Explosión volcánica; en a) el colapso violento de una parte del edificio volcánico que al ingresar al mar genera la ola de tsunami. En b) una explosión volcánica submarina provoca una descompensación en el mar y se generan las olas de tsunami.

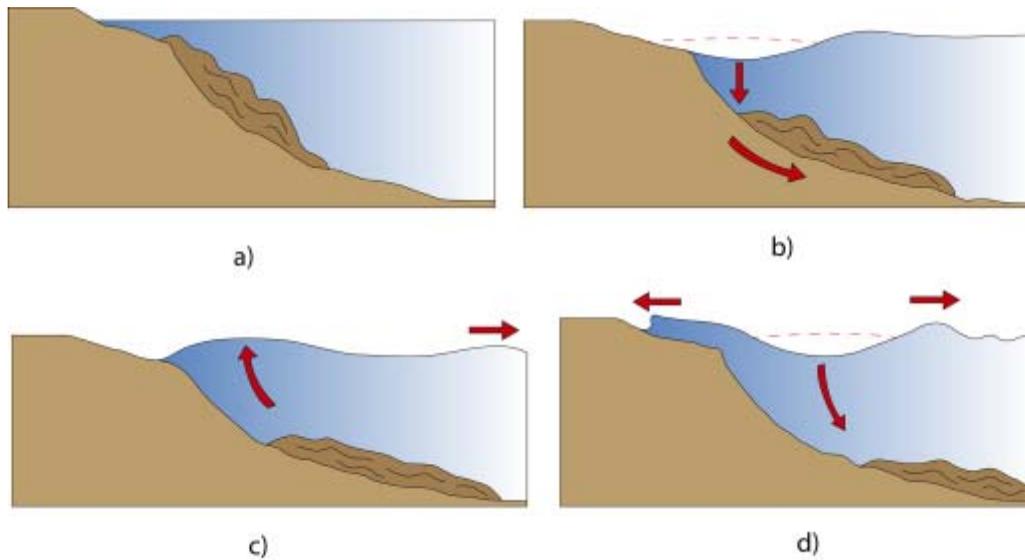


Figura 2.3 Generación de olas de tsunami a partir de un deslizamiento submarino (DGPCE, 2011).

## FASES DE UN TSUNAMI

La dinámica de un tsunami o maremoto generado por causas tectónicas, presenta tres etapas: fase de generación, fase de propagación y fase de inundación (figura 2.4) como se desarrolla a continuación:

### a) Fase de Generación

La etapa de generación de un maremoto se inicia con la deformación del fondo oceánico, en el cual la componente vertical es mucho mayor que la componente horizontal. Si se considera al océano como un fluido incompresible, se producirá un empuje hacia arriba (efecto pistón), que deformará grandes volúmenes de fluido sobre la superficie. Esta es la condición inicial de la siguiente fase.

### b) Fase de Propagación

De inmediato la fuerza recuperadora de la gravedad contribuye a la formación de ondas gravitacionales que se propagan en todas las direcciones. La velocidad de estas ondas es proporcional a la raíz cuadrada de la profundidad del océano (batimetría) por la que se propaga.

Por ejemplo, en aguas del océano profundo, las ondas pueden viajar a velocidades comprendidas entre los 500 a 1000 km/h. En otras palabras, esta onda puede desplazarse a la velocidad de un avión jet. En cambio, cuando las ondas llegan a las costas, la profundidad disminuye y su velocidad se reduce a unas decenas de km/h, entonces la altura de la onda aumenta, pudiendo llegar con una fuerza destructiva y violenta.

### c) Fase de Inundación

Cuando la onda llega a la costa, su velocidad se reduce, pero su altura se incrementa. La altura alcanzada por el tsunami al arribar a la costa se debe a la interacción de varios factores físicos y morfológicos tales como: características de las ondas en mar abierto, batimetría, pendiente del fondo marino, configuración del contorno de la costa, difracción, refracción, reflexión, dispersión, entre otros.

Estos factores determinan que el arribo del tsunami a la costa sea un proceso complejo, lo cual genera diferencias notables de altura máxima de inundación (*run-up*), aún a cortas distancias a lo largo de ella. La estimación del área inundada en zonas costeras, producidas por ondas de tsunami, es de vital importancia para la mitigación de peligro ante un tsunami.

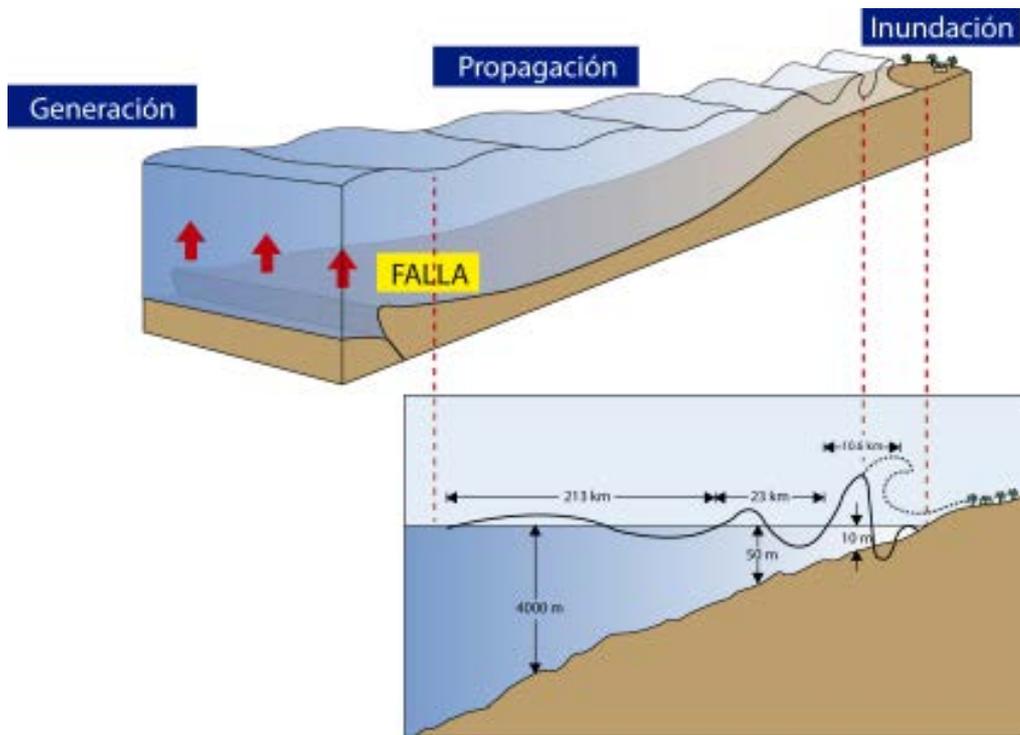


Figura 2.4 Etapas de un tsunami generado por causas tectónicas (Modificado de INOCAR).

**CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE UN TSUNAMI**

**a) Velocidad**

Debido a la gran longitud de onda, estas olas están ligadas con el fondo marino (son refractadas), ya que la profundidad siempre es inferior a la mitad de la longitud de onda (valor crítico que separa las olas de agua profunda de las olas de aguas someras). En consecuencia, en todo punto del océano, la velocidad de propagación del tsunami depende de la profundidad oceánica y puede ser calculado en función de ella, mediante la siguiente fórmula:

$$V = \sqrt{g \cdot d}$$

Dónde:

- V: Velocidad de propagación (m/s).
- g: Aceleración de gravedad (9.81 m/s<sup>2</sup>).
- d: Profundidad del fondo marino (m).

En el cuadro 2.1 se hace el cálculo de la velocidad de propagación de tsunamis en función de la profundidad media; un ejemplo de este cálculo se da para el océano Pacífico donde la profundidad media es de 4.000 metros, lo que da una velocidad de propagación promedio de 198 m/s o 713 km/h. De este modo según el cuadro 2.1 se tiene que, si la profundidad de las aguas disminuye, la velocidad del tsunami decrece (figura 2.5).

**Cuadro 2.1**

**Velocidad de propagación de tsunamis en función de la profundidad**

Profundidad (m)	Velocidad (km/h)
7000	943
4000	713
2000	504
200	159
50	79
10	36

Al aproximarse a la línea de costa (aguas bajas), las olas sufren fenómenos de refracción y disminuyen su velocidad y longitud de onda, aumentando su altura. En mares profundos estas ondas pueden pasar inadvertidas ya que solo tienen amplitudes que bordean el metro; sin embargo, al llegar a la costa pueden excepcionalmente alcanzar hasta 20 metros de altura.

Es posible trazar cartas de propagación de tsunamis (figura 2.6), como se hace con las cartas de olas; la diferencia es que los tsunamis son refractados en todas direcciones por las variaciones de profundidad; mientras que, con las olas ocurren solo cerca de la costa.

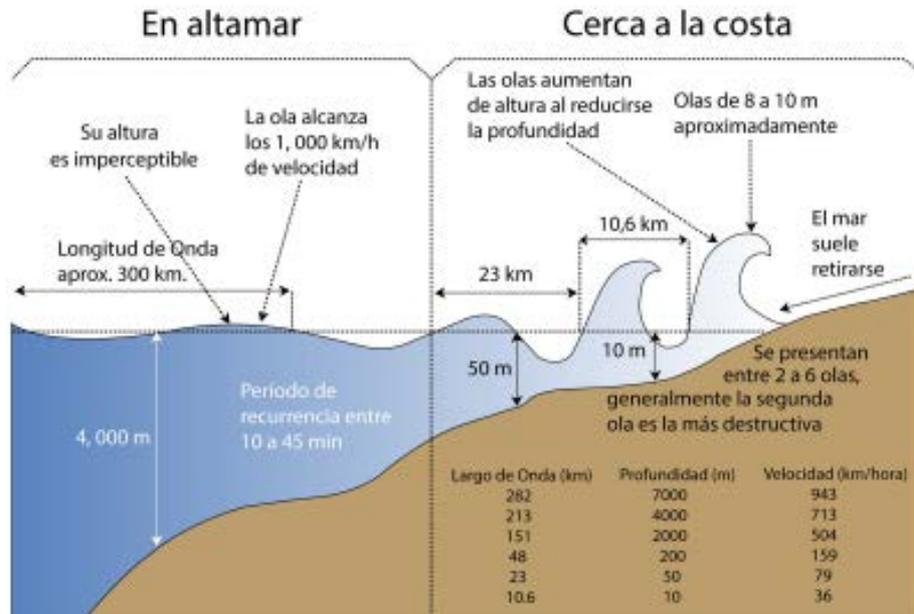


Figura 2.5 Propagación de un tsunami en altamar y cerca de la costa. Se observa que a mayor profundidad mayor es la velocidad de la ola; al acercarse a la costa la velocidad disminuye pero las olas aumentan ya que la profundidad disminuye (Fuente: DHN, 2011).

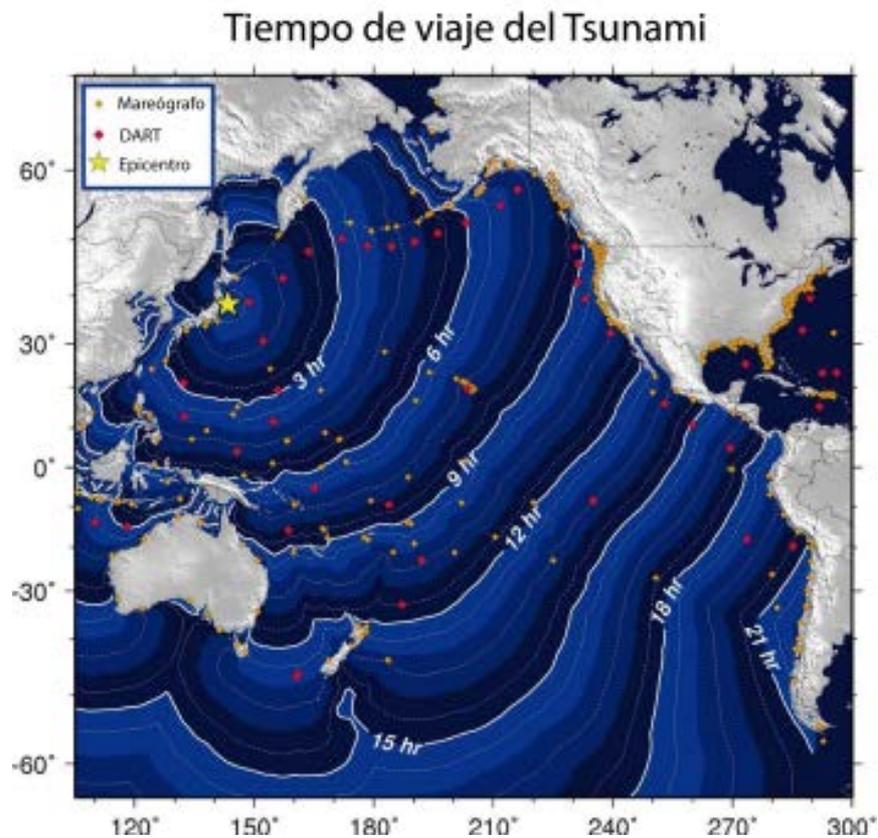


Figura 2.6 Velocidad de propagación de las ondas del tsunami con intervalos cada 30 minutos (Fuente NOAA, 11/03/2011. <http://www.youtube.com/user/NOAAPMEL?feature=mhum#p/c/4/Lo5uH1UJF4A>).

### b) Energía

La energía de la onda del tsunami depende tanto de la velocidad de propagación como de la amplitud de la onda. Con los cambios de ambos parámetros, según la profundidad del suelo marino, el flujo de energía se mantiene aproximadamente constante.

Otro factor importante es la tasa en la que se pierde la energía. La onda pierde energía de manera inversamente proporcional a su longitud de onda, entonces los tsunamis pueden viajar a grandes velocidades por largos periodos de tiempo y perder muy poca energía en el proceso.

Cuanta mayor profundidad, más baja será la ola y viajará más de prisa. Conforme el tsunami entra en la zona costera, genera un

fenómeno llamado asomeramiento que básicamente lleva una reducción de la aceleración de propagación, su velocidad decrece y su altura se incrementa.

### c) Longitud de onda

Sus características difieren notablemente de las olas generadas por el viento. Toda onda tiene un efecto orbital que alcanza una profundidad igual a la mitad de su **longitud de onda** (figura 2.7); así una ola generada por el viento, solo en grandes tormentas, puede alcanzar unos 300 metros de longitud de onda, lo cual indica que ejercerá efecto hasta 150 metros de profundidad.

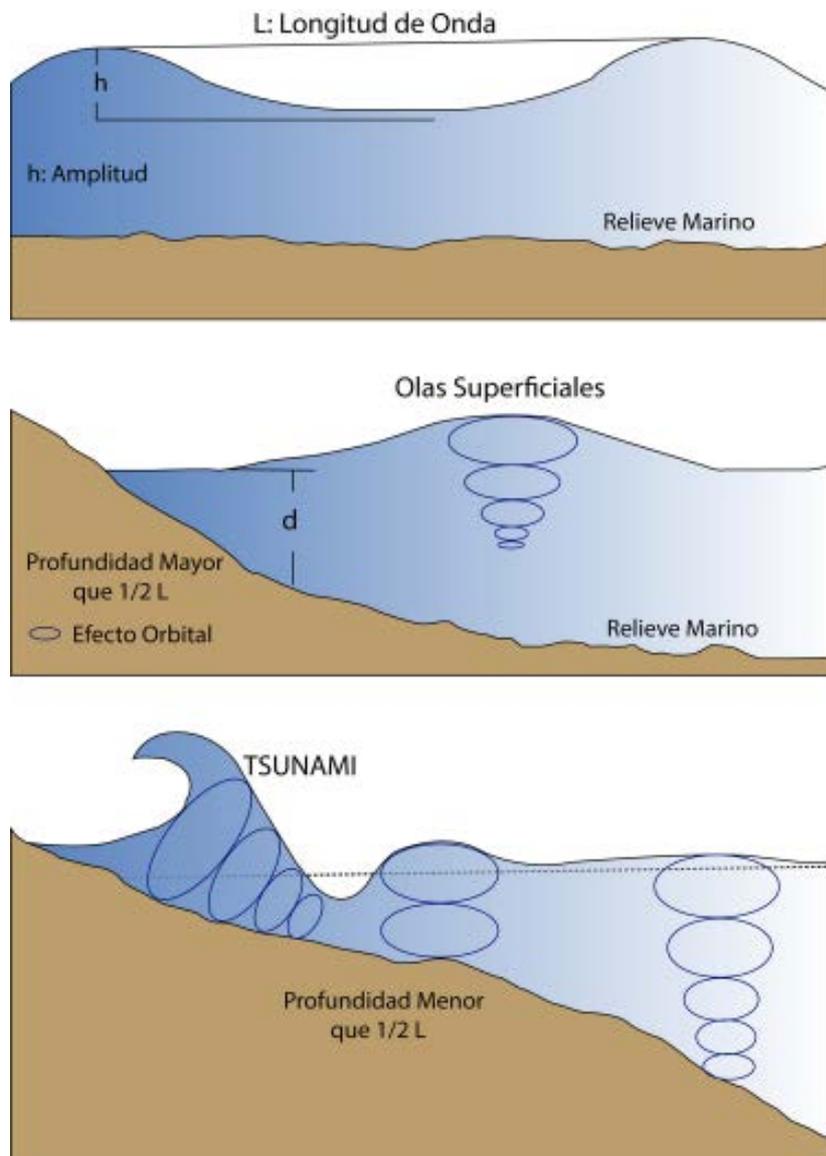


Figura 2.7 Parámetros físicos y geométricos de la onda de tsunami (Fuente: Ramírez, 1986).

Los tsunamis tienen normalmente longitudes de onda que superan los 50 kilómetros y pueden alcanzar hasta 1000 kilómetros, en tal caso el efecto orbital es constante y vigoroso en cualquier parte del fondo marino, ya que no existen profundidades semejantes en los océanos.

La longitud de onda (L) de un tsunami corresponde al producto entre la velocidad de propagación (V) y el período (T), relación dada por:

$$L = V \times T$$

De este modo, para una velocidad de propagación  $V = 713 \text{ km/h}$ , y un período  $T = 15 \text{ minutos}$ , la longitud de onda es  $L = 178 \text{ km}$ .

Debido a su gran longitud de onda, el desplazamiento de un tsunami a grandes profundidades se manifiesta en la superficie oceánica con amplitudes tan solo de unos pocos centímetros (figura 2.8).

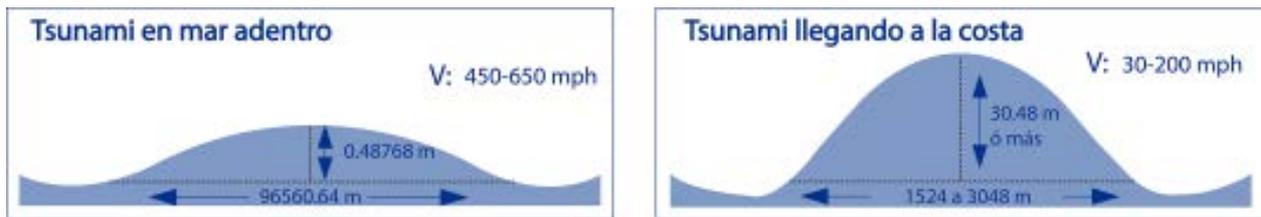


Figura 2.8 En la figura a) nos muestra el tsunami en mar adentro con una velocidad de propagación alta y en b) se observa que el tsunami al llegar a la costa disminuye su velocidad de propagación, pero se incrementa la altura de la ola.

#### d) Amplitud

La altura de las olas al llegar a la costa es variable. Al aproximarse a aguas someras, las olas sufren fenómenos de refracción y disminuyen su velocidad y longitud de onda, aumentando su altura. Cuando alcanza la costa, pareciera alzarse rápidamente en una ola, o dejarse caer, en una serie de olas cortantes.

En altamar, estas olas pueden pasar inadvertidas, ya que tienen amplitudes que bordean el metro, sin embargo, al llegar a la costa, pueden llegar a medir hasta 20 metros de altura (figura 2.9).

#### e) Comparación con ondas de mar

Las diferencias entre una ola de tsunami y una ola común están bien marcadas, ya sea por el comportamiento mar adentro (figura 2.9), o por el comportamiento frente a las costas (Figura 2.10). Sus diferencias están marcadas entorno a su amplitud, velocidad y altura.

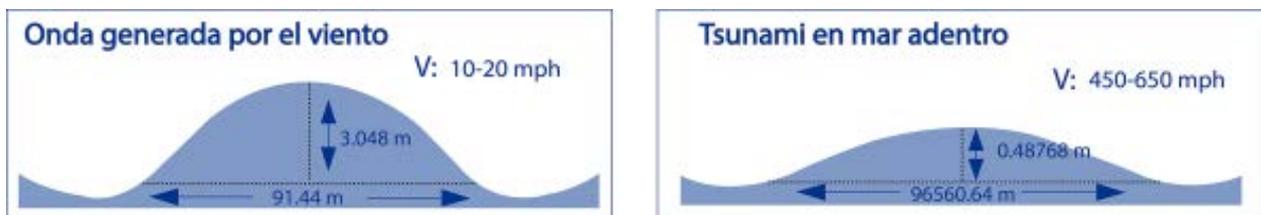


Figura 2.9 Las figuras muestran el comportamiento en mar adentro. En a) la onda generada por el viento presenta una longitud de onda pequeña y una velocidad baja; en cambio en b) el comportamiento del tsunami en mar adentro presenta una amplitud en kilómetros y esta viaja a grandes velocidades.

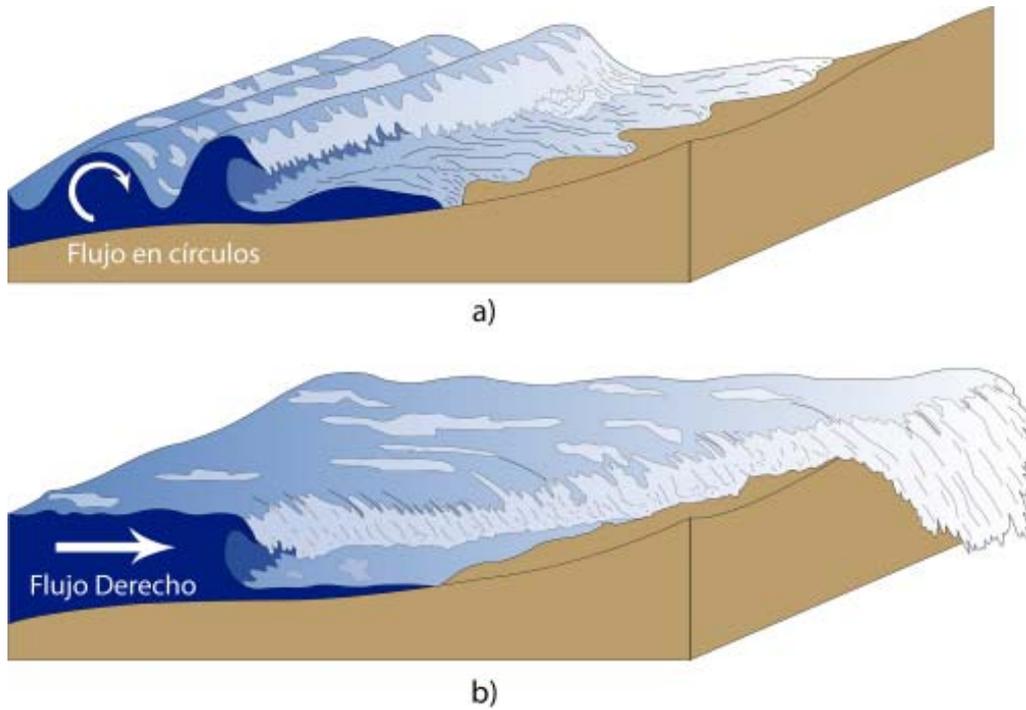


Figura 2.10 En la figura a) se ve las olas que van y vienen como un flujo en círculos sin inundar áreas altas y en b) el tsunami es un flujo derecho que llega rápidamente a tierra como una muralla de agua.

Las olas generadas por los vientos tienen períodos, por lo general, de menos de 15 segundos, a diferencia de las ondas de tsunami que oscilan entre 20 y 60 minutos. Esta característica permite

diferenciarlas claramente en un registro mareográfico y, por lo tanto, advertir la presencia de un tsunami. En el cuadro 2.2, se observan las diferencias entre la ola de tsunami y una ola común.

**Cuadro 2.2**  
Características de una ola de tsunami y una ola común

Característica	Tsunami	Ola común
Longitud de onda	De 150 a 100 km	90 m Océano Atlántico
		300 m Océano Pacífico
Velocidad máxima	900 km/h y más	< 100 Km/h
Periodo	De 10 a 90 min.	< 15 seg.
Altura o amplitud:		
Ola mar adentro	Pocos centímetros	< 13 m
Ola costa	1-30 m	6 m
Influencia en el fondo	Perturba totalmente el fondo	Ninguna, solo en la playa

[Fuente: Modificado de Ramírez, 1986]

**f) Impacto de tsunami**

La magnitud de los efectos de un tsunami en áreas costeras, va a depender de una serie de factores físicos y de la existencia o no de

emplazamientos humanos. De este modo, a continuación se describen escalas de intensidad de tsunamis, su poder destructor, sus efectos en la costa y daños ocasionados.

**g) Escalas de intensidad de tsunamis**

Para expresar la magnitud de un tsunami diversos autores han creado escalas de grados de intensidad. La intensidad de un tsunami es medida en base a observaciones macroscópicas del efecto causado sobre el ser humano y los objetos de varios

tamaños, incluyendo embarcaciones y edificios. Inamura en 1949 propone 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 *m* o magnitud es clasificado de acuerdo a lo estipulado en el cuadro 2.3.

**Cuadro 2.3**  
Escala de Grados de Tsunamis según Inamura, 1949

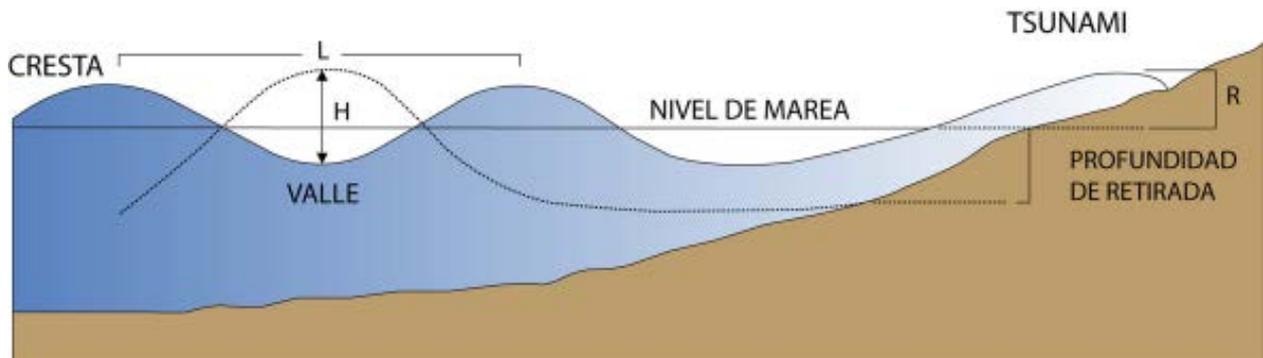
Grado de Tsunami <i>m</i>	Altura de ola <i>H</i> (m)	Descripción de los daños
0	1 - 2	No produce daños
1	2 - 5	Casas inundadas y botes son arrastrados
2	2 - 10	Hombres, barcos y casas son barridos
3	10 - 20	Daños extendidos a lo largo de 400 km a lo largo de la línea de costa
4	> 30	Daños extendidos sobre más de 500 km a lo largo de la línea costera

Por su parte, lida en 1963, propone una escala de grados de tsunami, relacionando la máxima altura de subida que alcanza en tierra la ola (*run-up* = *R*), medida sobre el nivel medio del mar; y la

energía de los tsunamis correspondiente a diferentes grados de intensidad; relación que se ilustra en el cuadro 2.4 y figura 2.11.

**Cuadro 2.4**  
Escala de grados de tsunami según lida, 1963

Grado de tsunami <i>m</i>	Energía (Erg.)	Máxima altura de inundación <i>R</i> (m)
5.0	$25.6 \times 10^{23}$	> 32
4.5	$12.8 \times 10^{23}$	24 - 32
4.0	$6.4 \times 10^{23}$	16 - 24
3.5	$3.2 \times 10^{23}$	12 - 16
3.0	$1.6 \times 10^{23}$	8 - 12
2.5	$0.8 \times 10^{23}$	6 - 8
2.0	$0.4 \times 10^{23}$	4 - 6
1.5	$0.2 \times 10^{23}$	3 - 4
1.0	$0.1 \times 10^{23}$	2 - 3
0.5	$0.05 \times 10^{23}$	1.5 - 2
0.0	$0.025 \times 10^{23}$	1 - 1.5
-0.5	$0.0125 \times 10^{23}$	0.75 - 1
-1.0	$0.006 \times 10^{23}$	0.50 - 0.75
-1.5	$0.003 \times 10^{23}$	0.30 - 0.50
-2	$0.0015 \times 10^{23}$	< 0.30



**Figura 2.11** La altura de la ola  $H$  corresponde a la diferencia de nivel entre cresta y valle. Por otra parte, la cota máxima de inundación  $R$ , corresponde al lugar de la costa donde los efectos del tsunami son máximos.

Posteriormente, Wiegel en 1970, combina las escalas propuestas por Inamura y Lida. Como se observa en el cuadro 2.5, adiciona a la escala de Inamura (1949) la cota máxima de inundación  $R$ , definida por Lida (1963). Como la escala de Lida se extiende

desde  $m = -2$  hasta  $m = 5$  y además contiene medios grados, la adaptación de la variable  $R$  a la escala de Inamura se presenta con intervalos discontinuos.

**Cuadro 2.5**  
Escala de grados de tsunami según Inamura (1949) y Lida (1963), transcrita por Wiegel (1970)

Grado de Tsunami $m$	Altura de ola $H$ (m)	Cota máxima de inundación $R$ (m)	Descripción de los daños
0	01-feb	1 - 1.5	No produce daños
1	02-may	02-mar	Casas inundadas y botes son arrastrados
2	02-oct	04-jun	Hombres, barcos y casas son barridos
3	oct-20	08-dic	Daños extendidos a lo largo de 400 km a lo largo de la línea de costa
4	> 30	16 - 24	Daños extendidos sobre más de 500 km a lo largo de la línea costera

[Fuente: Monge, 1993]

Papadopoulos & Inamura (2001) propusieron una nueva escala de 12 niveles de intensidad independiente de la medida de parámetros físicos (como la amplitud de la ola) y sensible a pequeñas diferencias en los efectos producidos por un tsunami, en la cual cada nivel es lo suficientemente detallado como para cubrir la mayor cantidad posible de tipos de daños que la comunidad y el medio ambiente sufren a causa de los tsunamis (cuadro 2.6). La escala está dividida en 12 niveles y es similar

a la escala de intensidad de Mercalli Modificada (MM) que se emplea para evaluar los efectos del sismo a través de los daños causados. La nueva escala se organiza de acuerdo a tres factores:

- Efectos sobre seres humanos
- Efectos sobre objetos, incluido barcos, y en la naturaleza
- Daños a los edificios

**Cuadro 2.6**  
**Escala de intensidad de tsunami según Papadopolus & Inamura (2001)**

Intensidad		Descripción de los daños
I	No sentido	a) No se sintió incluso en las circunstancias más favorables. b) Ningún efecto. c) Ningún daño.
II	Apenas sentido	a) Sentido por pocas personas a bordo de pequeñas embarcaciones. No se observó en la costa. b) Ningún efecto. c) Ningún daño.
III	Débiles	a) Sentido por la mayoría de las personas a bordo de pequeñas embarcaciones. Observado por pocas personas en la costa. b) Ningún efecto. c) Ningún daño.
IV	Ampliamente observado	a) Sentido por todos a bordo de pequeñas embarcaciones y pocas personas a bordo de grandes buques. b) Observado por la mayoría de personas en la costa. c) Ningún daño.
V	Fuertes	a) Sentido por todos a bordo de buques grandes y observado por todos en la costa. b) Trazas de capa de arena son abandonadas en terrenos de condiciones favorables. c) Límite de la inundación en tierras cultivadas. Límite de la inundación en instalaciones al aire libre (por ejemplo: jardines) y estructuras cercanas a la costa.
VI	Ligeramente perjudicial	a) Mucha gente se atemoriza y evacua a tierras más altas. b) Daños e inundaciones en estructuras de madera. c) El efecto es soportado por la mayoría de los edificios de mampostería.
VII	Perjudicial	a) La mayoría de la gente tiene miedo y trata de correr hacia un terreno más alto, muchas embarcaciones pequeñas dañadas. b) Objetos de tamaño variable en el mar pierden estabilidad y van a la deriva. Capas de arena y acumulaciones de guijarros quedan rezagados. c) Muchas estructuras de madera están dañadas, demolidas o arrastradas. Se producen daños de grado 1 e inundaciones en algunos edificios de mampostería.
VIII	Muy perjudicial	a) Todas las personas escapan a tierras más altas, algunos son arrastrados. b) Pocos buques grandes se mueven a tierra o chocan entre sí. Objetos grandes se van a la deriva. Persiste la remoción de playas, ensuciándolas plenamente. Se producen extensas inundaciones y leves daños en el bosque de control de tsunamis; se detienen derivas. c) Muchas balsas o botes son arrastrados y pocos son parcialmente dañados. Las estructuras de madera se ven de lejos o demolidas. Se producen daños de grado 2 en edificios de mampostería.
IX	Destruyivo	a) Muchas personas son arrastradas por la salida del mar en tierra. b) Grandes buques se mueven violentamente hacia tierra. Se produce la remoción extensa de las playas ensuciándolas. Se hunde el terreno local. Se produce la destrucción parcial en bosques. La mayoría de embarcaciones artesanales son arrastradas y muchas parcialmente dañadas. c) Se producen daños de grado 3 en muchas edificaciones de mampostería, edificios y diques artificiales.

**Cuadro 2.6 (continuación ...)**  
**Escala de intensidad de tsunami según Papadopolus & Inamura (2001)**

X	Muy destructivo	<p>X Se produce un pánico general. La mayoría de las personas son arrastradas por el mar. Los buques se mueven violentamente hacia tierra, muchos se destruyen y/o colisionan con casas y edificios.</p> <p>b) Se produce arrastre de autos y derrame de combustibles. Se inician incendios y se hunde la tierra.</p> <p>c) Daños de grado 4 en albañilería y muchos edificios dañados. Se producen daños en diques artificiales.</p>
XI	Devastador	<p>a) ---</p> <p>b) Las carreteras se interrumpen. Se provocan incendios. El agua arrastra y desplaza automóviles y otros objetos en el mar.</p> <p>c) Se producen daños de grado 5 en muchos edificios de mampostería.</p>
XII	Completamente devastador	<p>a) ---</p> <p>b) ---</p> <p>c) Prácticamente todos los edificios de mampostería están demolidos. La gran mayoría de edificios sufre daños de manera considerable.</p>

# CAPÍTULO III

## TSUNAMIS EN EL MUNDO

### TSUNAMIS EN EL MUNDO

Los tsunamis son eventos extremadamente energéticos que pueden modificar notoriamente los ambientes costeros. Dependiendo de la magnitud del fenómeno, pueden producir modificaciones ambientales, transitorias o permanentes, que a su vez pueden generar alteraciones sobre los sistemas productivos, en este caso a las costas peruanas.

Dentro de los diferentes ejemplos de tsunamis tenemos: los tsunamis generados a nivel mundial con efectos sobre las costas peruanas y los tsunamis generados en las costas peruanas.

### TSUNAMIS A NIVEL MUNDIAL CON EFECTOS SOBRE LAS COSTAS PERUANAS

Los tsunamis son reportados desde tiempos antiguos, en algunos lugares han sido documentados extensamente, tal es el caso de Japón, que está precisamente ubicado cerca del margen donde se unen cuatro placas tectónicas; estos eventos también son muy frecuentes en las áreas del Mediterráneo, océano Índico y a lo largo de la costa oeste de Sudamérica, especialmente, en Perú y Chile, que son unas de las costas del mundo más propensas a los tsunamis.

Cuatro de cada cinco tsunamis suceden en el Cinturón de Fuego del Pacífico; este se encuentra ubicado en las costas del océano Pacífico y se caracteriza por concentrar algunas de las zonas de subducción más importantes del mundo, lo que ocasiona una intensa actividad sísmica y volcánica en las zonas que abarca.

Algunos ejemplos recientes de tsunamis que ocurrieron en el mundo y que afectaron las costas peruanas son: el tsunami en Chile del 27 de febrero de 2010 y el tsunami ocurrido en Japón el 11 de marzo de 2011.

### TSUNAMI EN CHILE: 27 DE FEBRERO 2010

Ocurrió el 27 de febrero de 2010, su origen fue posterior a un evento sísmico registrado el mismo día a las 6:34 GMT (01:34 hora Perú). El sismo presentó una magnitud  $M_w = 8.8$ , con epicentro en el mar a 104 kilómetros al sur-oeste de Talcahuano, Chile.

Spiske & Bahlburg (2011), presentan datos sedimentológicos de este tsunami en la localidad costera de Bucalemu en el centro de Chile. El tsunami depositó sedimentos de grano fino, así como, cantos y bloques. Los autores deducen parámetros del tsunami como velocidad del flujo y profundidad del flujo local a partir del análisis del transporte de guijarros y estructuras sedimentarias (figura 3.1). En consecuencia, interpretan la distribución de los clastos sobre la base del número de olas individuales a partir de una ubicación determinada de los clastos y guijarros.

Suscitado el evento sísmico, la PTWC (Pacific Tsunami Warning Center) emitió una alerta de tsunami para prácticamente todos los territorios que circundan el Pacífico, incluidos Nueva Zelanda, Australia, Rusia, Indonesia, Japón y Filipinas, también a toda la costa sudamericana (figura 3.2). Luego de que la primera ola inundara las costas cercanas al epicentro, este generó la pérdida y desaparición de muchas personas.

Según la Administración Nacional de Atmósfera y Océanos de Estados Unidos (NOAA), registraron el arribo de las olas en la Polinesia Francesa, donde alcanzaron una altura 108 centímetros por encima de su nivel normal.

En el Perú el SNAT (Sistema Nacional de Alerta de Tsunami), activó la alerta de tsunamis a todo el litoral indicando el tiempo de arribo de la primera ola, tanto en la zona sur, centro y norte:

Hora de arribo: Litoral sur: 04:42 horas.

Hora de arribo: Litoral centro: 05:39 horas.

Hora de arribo: Litoral norte: 06:53 horas.

Las redes mareográficas instaladas en el litoral peruano determinaron la altura de la ola de aproximadamente 1 metro, las cuales no afectaron consecuentemente las costas peruanas.

### TSUNAMI EN JAPÓN: 11 DE MARZO 2011

Viene a ser uno de los tsunamis más catastróficos registrados de los últimos años con una altura de ola de hasta 10 metros. Este tsunami se generó luego de registrarse un sismo el 11 de marzo a las 05:46 GMT (00:46 hora - Perú) con una magnitud de 9.0  $M_w$  cerca de la costa este de Honshu en Japón; el epicentro de este sismo se localizó a los 38.322°N, 142.369°E a 130 kilómetros de Sendai y a una profundidad de 24 kilómetros (figura 3.4).



Figura 3.1 Tomada de Spiske & Bahlburg (2011), información general de las evidencias sedimentarias de la inundación del tsunami en Bucalemu. (A) arena que cubre la vegetación, (B) bloques de material limoso pardo depositado en puntos topográficos bajos (hacia tierra), (C) ondulitas actuales alineadas en dirección del run up y marcas de erosión hacia el mar, (D) marcas de erosión hacia el mar; guijarros, cantos rodados y grietas de desecación en la capa de sedimentos, (E) hacia el norte del Grupo II y la zona de transición I, (F) vista hacia tierra de la zona de transición II desde el final del grupo III donde la mayoría cantos rodado están hacia tierra, y (G) vista hacia el sur del grupo III.

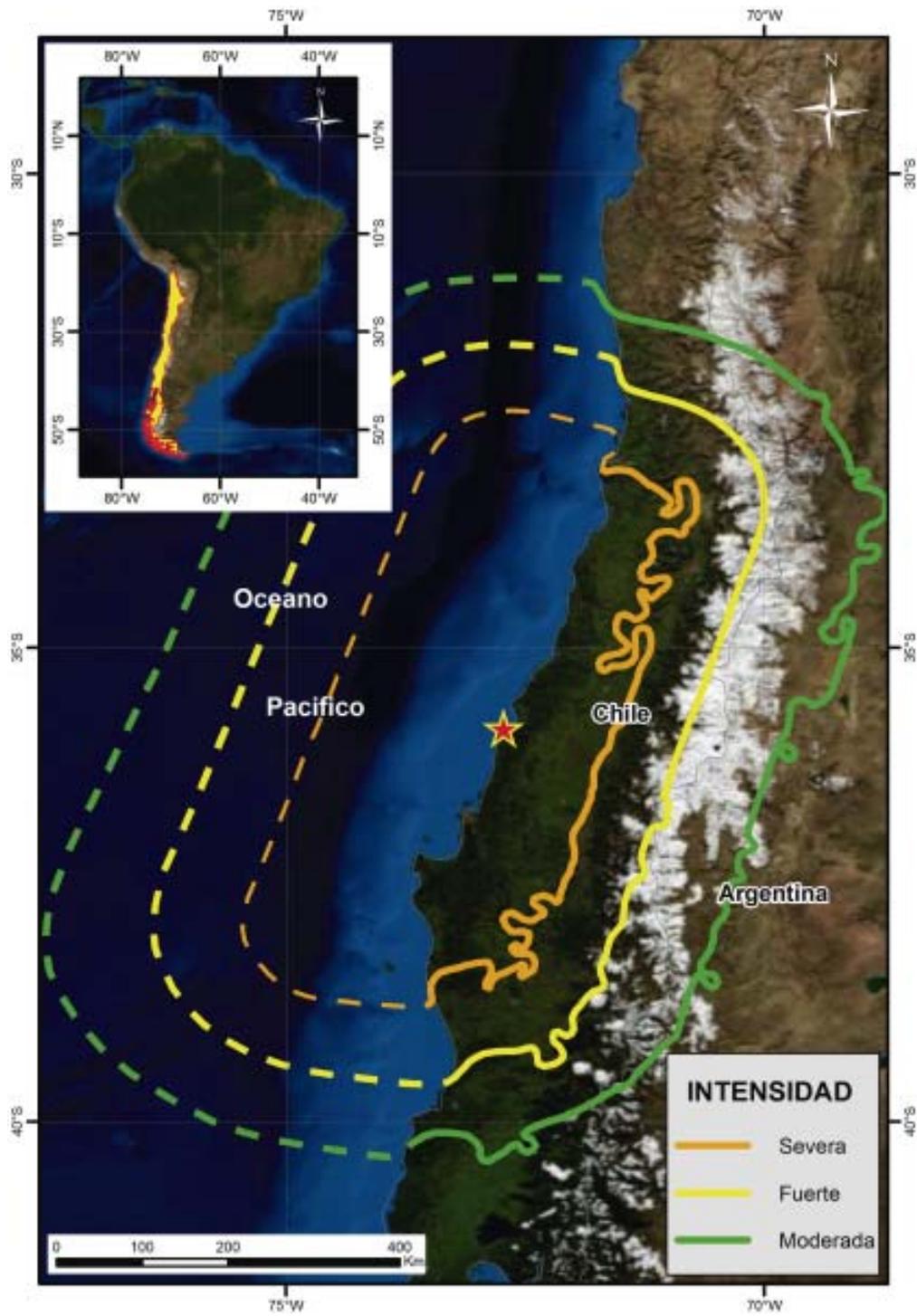


Figura 3.2 Epicentro del terremoto de Chile, febrero de 2010 (modificado de USGS 2010).

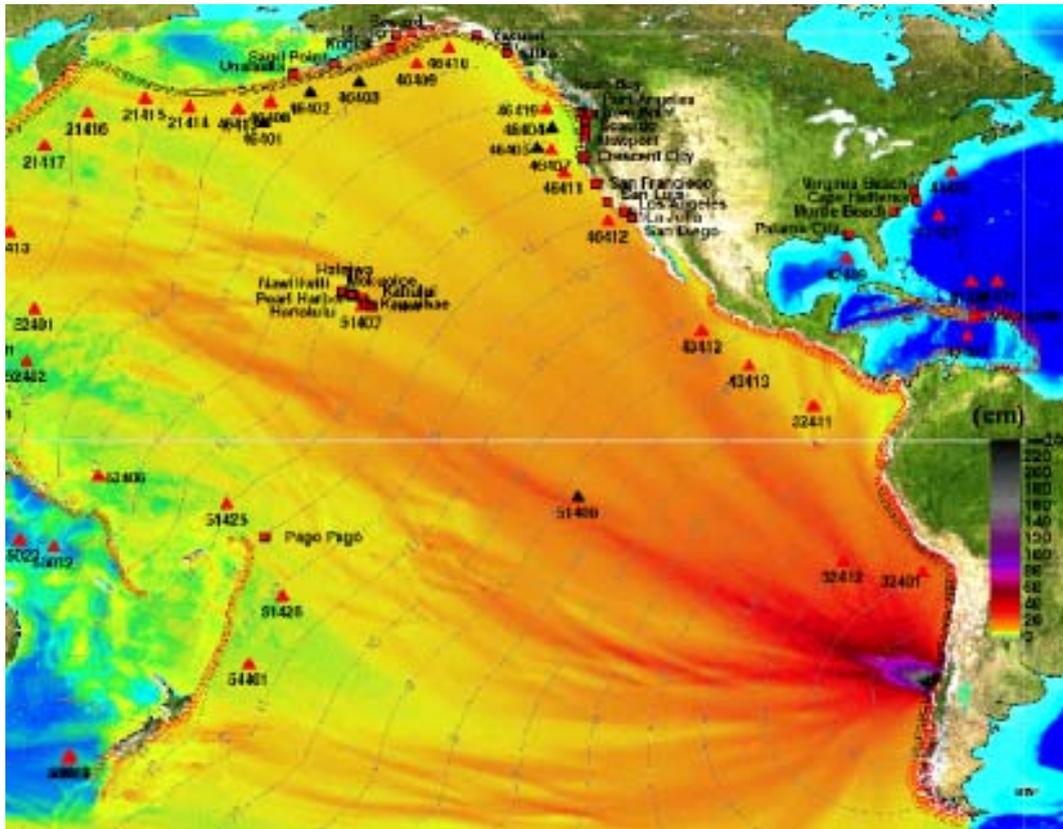


Figura 3.3 Mapa de alerta de tsunami para el Pacífico a partir del sismo y tsunami en Chile, el 27 de febrero de 2010, donde se muestra el tiempo de viaje proyectado y la altura de la ola de tsunami en centímetros. Fuente NOAA, 2010.

En la figura 3.4, elaborada por el Instituto de Física de la Tierra de París (IPGP), se observa una estrella de color rojo, que representa el lugar donde tuvo epicentro el sismo de magnitud 9 el 11/03/2011. El mecanismo focal (USGS: [http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/neic\\_c0001xgp\\_cmt.php](http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/neic_c0001xgp_cmt.php)) muestra que el plano de falla tiene un buzamiento hacia el oeste. Los puntos de color naranja muestran las réplicas durante las 24 horas siguientes después del sismo principal. La sismicidad durante los dos días anteriores al evento principal se indica con puntos de color rojo. El área de color púrpura indica la extensión aproximada de la zona de ruptura; según el USGS, el terremoto tuvo lugar en una falla de tipo compresivo, resultante del efecto interplacas de la zona de subducción de la placa del Pacífico bajo la placa okhotsk.

Este fue el más grande terremoto en 140 años que sufrió Japón, su desencadenante fue un tsunami de altura de ola de 10 metros en

la costa noroeste del país, que dejó centenares de muertos y arrasó todo lo que halló a su paso (figuras 3.5 y 3.6).

Tras el terremoto se generó una alerta de tsunami para la costa pacífica de Japón y países de la cuenca del Pacífico, incluidos Nueva Zelanda, Australia, Rusia, Guam, Filipinas, Indonesia, Papúa Nueva Guinea, Nauru, Hawái, Islas Marianas del Norte, Estados Unidos, Taiwán, América Central, México y en Sudamérica: Colombia, Perú, Ecuador y Chile (figura 3.7).

Los registros mareográficos del litoral peruano evidenciaron y confirmaron el arribo del tsunami, que tuvo una duración de más de 9 horas, estas ondas alcanzaron alturas entre 0.44 y 1.75 metros y un período promedio de 15 minutos. Asimismo, se observó que a pesar de haber terminado este evento se continuaron presentando algunas perturbaciones, debido principalmente a la geomorfología costera y a la presencia de oleajes anómalos que

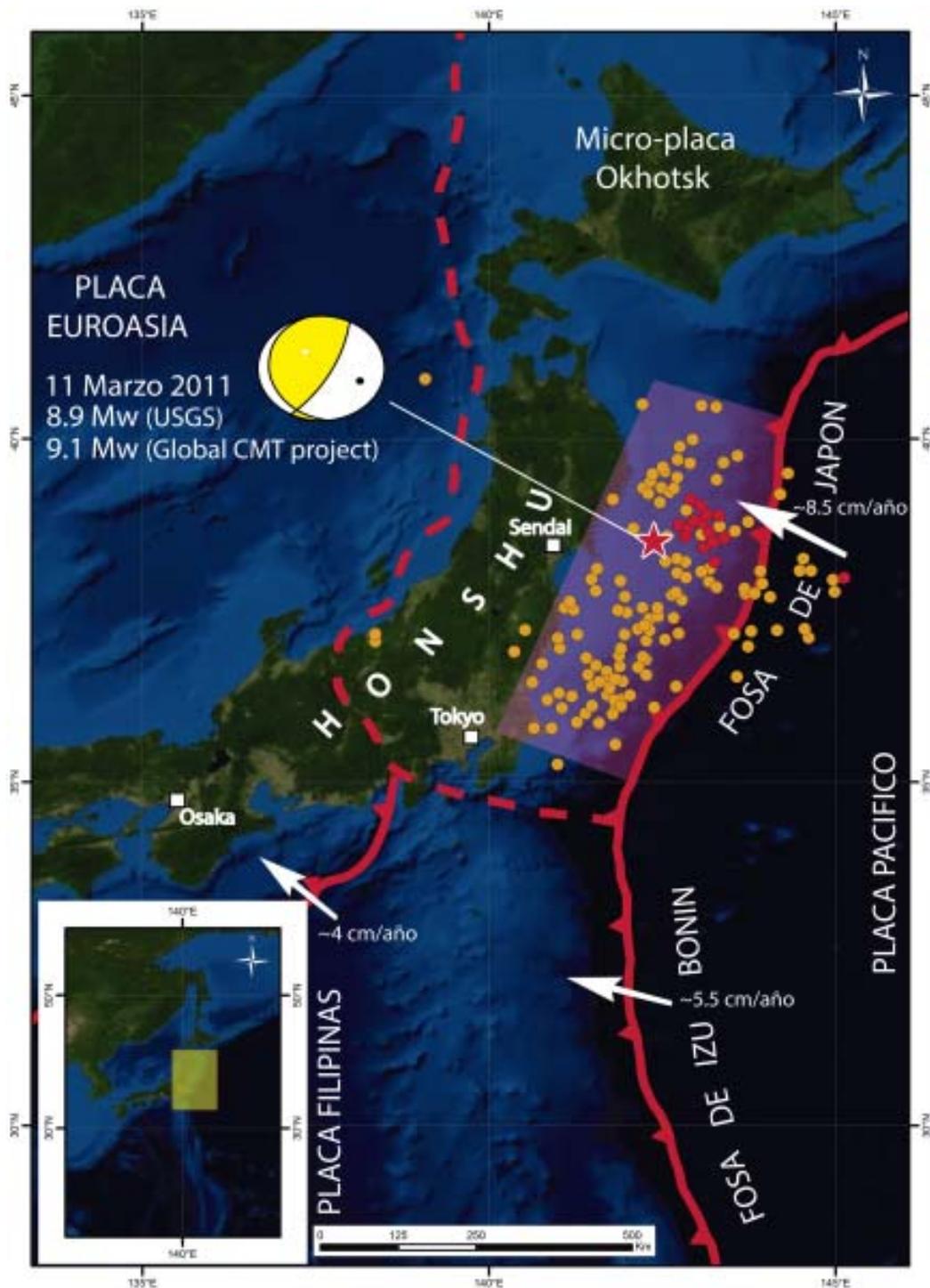


Figura 3.4 Mapa de ubicación del sismo del 11/03/2011. Fuente IPGP (2011).



**Figura 3.5** Las imágenes muestran Torinoumi en la costa oriental de Japón antes del desastre, el 5 de setiembre de 2010 y tras el tsunami el 12 de marzo de 2011. Imágenes adquiridas por la alemana RapidEye óptica y satélites de radar TerraSAR-X. Derechos de autor Rapid Eye AG, DLR, Google Earth. Mapa elaborado por ZKI N°. 04 (DLR, 2011).



**Figura 3.6** Las imágenes se centran en la ciudad de Soma y la región circundante, que se vio gravemente afectada por el tsunami. Las imágenes muestran el antes del desastre (5 de septiembre de 2010) y el después del tsunami (12 de marzo de 2011). Imágenes adquiridas por la alemana RapidEye óptica y satélites de radar TerraSAR-X. Derechos de autor RapidEye AG, DLR, Google Earth. Mapa elaborado por ZKI N°. 05 (DLR, 2011).

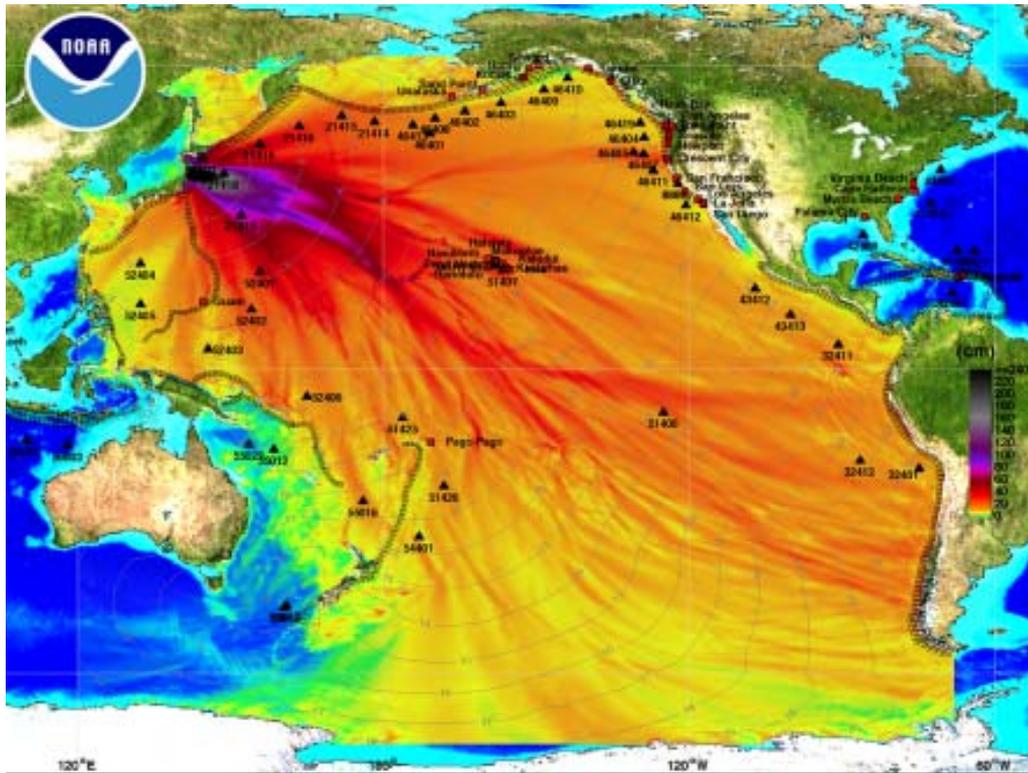


Figura 3.7 Mapa de alerta de tsunami para el Pacífico a partir del sismo y tsunami en Japón, el 11 de marzo de 2011, donde se muestra el tiempo de viaje proyectado y la altura de la ola de tsunami. Fuente NOAA, 2011.

arribaron a las zonas sur y central del litoral. Hubo muchas embarcaciones, principalmente artesanales, que sufrieron daños como consecuencia del tsunami.

La Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú elaboró mapas identificando las zonas afectadas por la inundación, debido al tsunami en la zona de Lima-Callao (figuras 3.8 y 3.9, cuadros 3.1 y 3.2).

Cuadro 3.1

Medición de campo efectuada cerca al Muelle de Pescadores – Ancón (DHN, 2011)

Sección	Latitud	Longitud	Hora	Fecha	Distancia Inundada (m)
1	-11.77203	-77.1749	10:42	13.03.2011	95

Cuadro 3.2

Mediciones de campo efectuadas en playa Los Delfines (DHN, 2011)

Sección	Latitud	Longitud	Hora	Fecha	Distancia Inundada (m)
1	-12.11668	-77.04983	11:40	12.03.2011	30
2	-12.11726	-77.04921	11:45	12.03.2011	25
3	-12.11805	-77.04745	11:48	12.03.2011	37

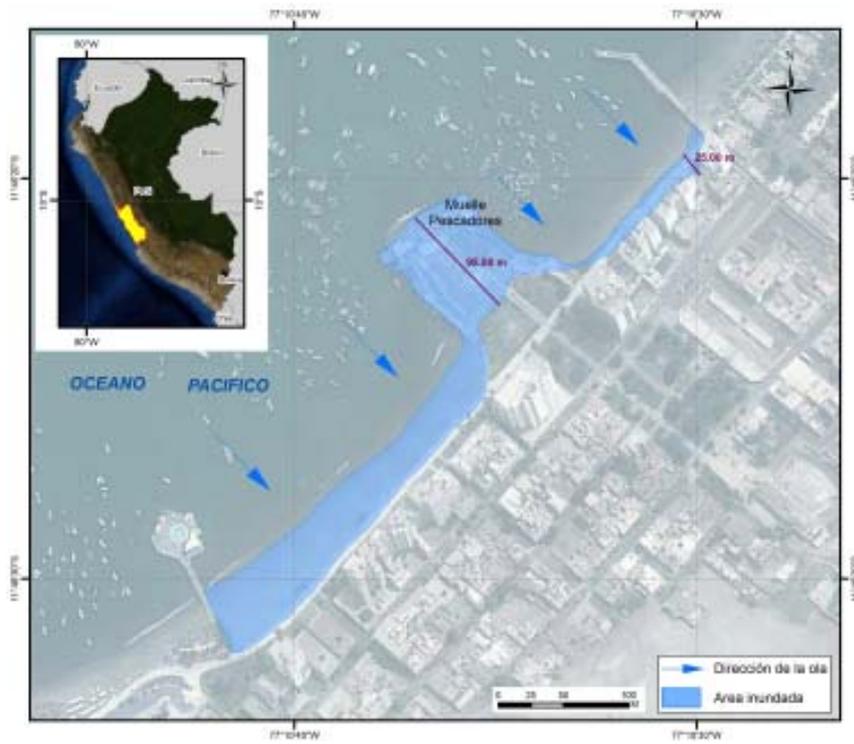


Figura 3.8 Zonas afectadas por la inundación cerca al muelle Pescadores-Ancón. Modificado de la Dirección de Hidrografía y Navegación.



Figura 3.9 Zonas afectadas por inundación en la playa Los Delfines. Modificado de la Dirección de Hidrografía y Navegación.

### TSUNAMIS EN LAS COSTAS PERUANAS

El Perú presenta una actividad sísmica muy activa, esta se debe al proceso de subducción que se da por el movimiento intraplacas entre la placa Sudamericana y la placa Oceánica, los cuales se producen en su mayoría en la línea costera, lo que genera como efecto secundario olas de tsunamis.

El Perú es afectado constantemente por procesos geológicos, ya sean terremotos frente a las costas peruanas o a lo largo del Cinturón de Fuego del Pacífico. Los recientes tsunamis que azotaron

las costas peruanas, producto de sismos con epicentros en el mar peruano, son los tsunamis de Camaná y de Pisco.

#### Tsunami en Camaná: 23 de junio de 2001

El 23 de junio de 2001 a las 15:33 hora local, ocurrió un sismo de magnitud 8.2 Mw, con epicentro en 16.15° S, 74.4° W, ubicado a 82 kilómetros al noroeste del distrito de Ocoña, departamento de Arequipa, Perú. (figura 3.10).

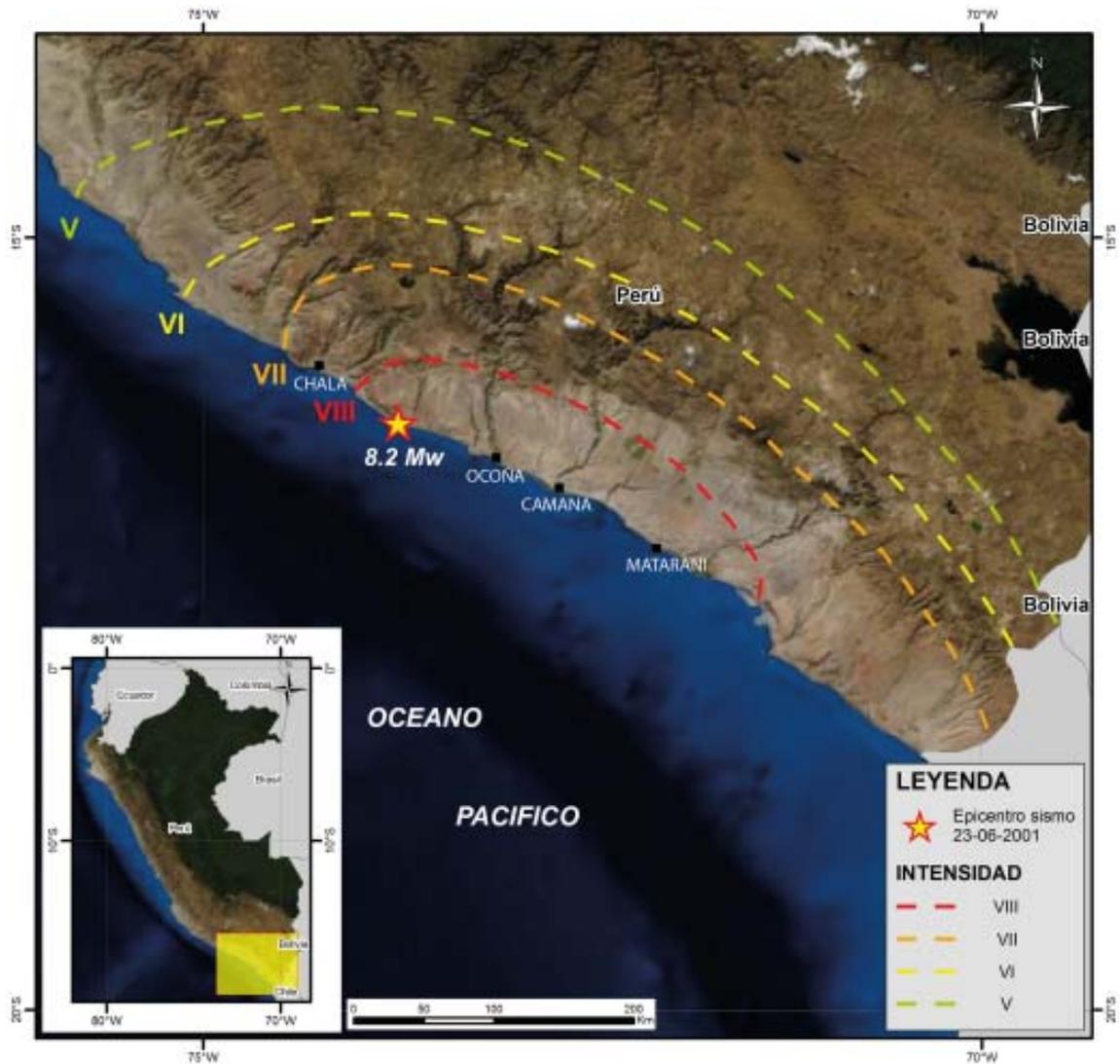
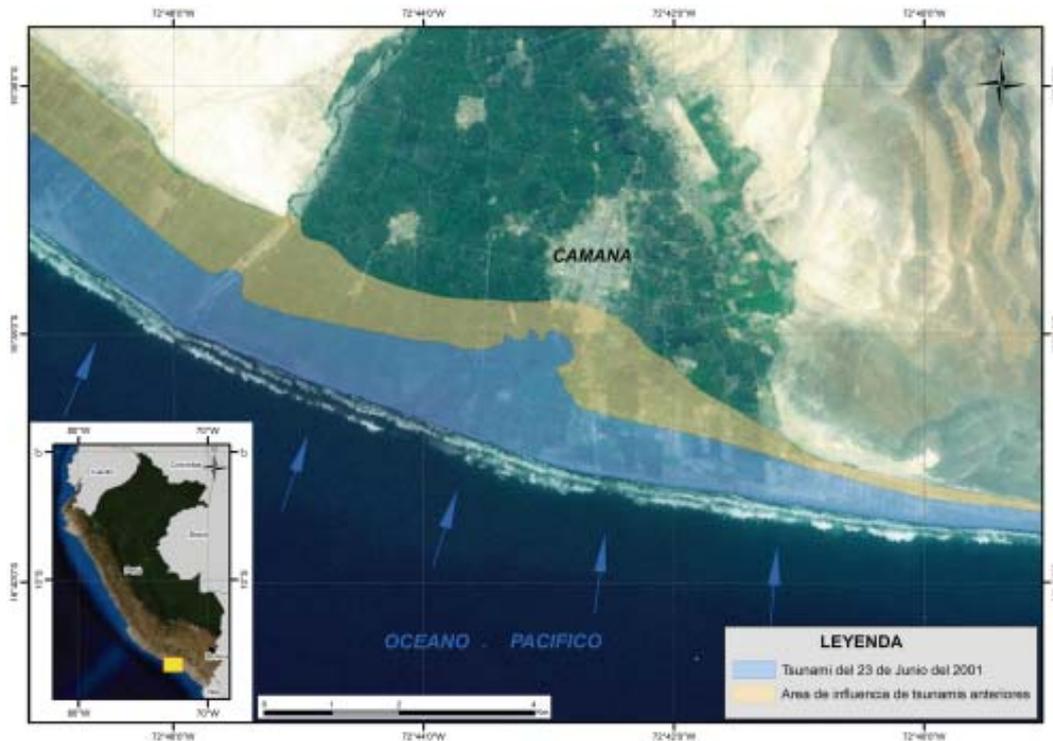


Figura 3.10 Ubicación del epicentro del sismo del 23-06-2001, donde se muestran las líneas de intensidad del movimiento sísmico.

El sismo generó un tsunami que afectó el sur del Perú, las localidades afectadas van desde el norte de Chala hasta el sur de Moquegua. La ola de tsunami llegó a medir hasta 6 metros de altura y produjo inundaciones de 1 kilómetro en Camaná (figura 3.11), donde el resultado fue de 60 víctimas fatales, 30 personas desaparecidas, importantes modificaciones morfológicas en la costa y millones de

dólares en pérdidas materiales (cultivos e infraestructura). Asimismo, en otros puntos del mundo, se observaron olas con las siguientes alturas: 2.57 metros en Arica (Chile), 0.7 metros en Hilo (Hawai), 0.24 metros en Sandpoint (Alaska), 0.55 metros en Nueva Zelanda y 0.5 metros en Hanasaki (Japón).



**Figura 3.11** Se observa en color celeste el área de inundación del último tsunami del 23 de junio de 2001, donde la ola presentó una altura de 6 metros llegando a alcanzar hasta una máxima línea de inundación de 1 kilómetro (área color celeste). El área de color amarillo muestra la zona de máxima inundación por tsunamis anteriores (Modificado de Proyecto INDECI-PENUD, 2003).

Tanto al norte de Ocoña como al sur de Matarani, la altura del tsunami no sobrepasó el nivel de pleamar. Cabe mencionar que el tsunami impactó la costa en el momento en el que la marea alcanzaba su nivel más bajo. La propagación transoceánica del tsunami se registró en los mareogramas de Hawaii, Japón, Australia, Nueva Zelanda, y Chile, con alturas entre 5 y 20 centímetros. En el mareograma del Callao, el tsunami se registró 90 minutos después del sismo con altura de 40 centímetros.

#### Observaciones post-tsunami

INDECI realizó la evaluación post-tsunami y concluyó que, entre los daños ocasionados por las olas de tsunami más de 2000 edificaciones resultaron dañadas y la mayoría de estas quedaron prácticamente destruidas por la fuerza del agua (fotografía 3.1 y

fotografía 3.2). Se han reportado 25 personas fallecidas y 62 desaparecidas. Además, ocasionó daños a 2000 hectáreas de tierras de cultivo existentes en el valle de Camaná.

Los testimonios de pobladores del lugar que vivieron directamente el fenómeno coinciden en indicar que se presentaron después del terremoto tres oleajes que avanzaron en una secuencia de acometidas y retiradas, siendo la tercera la que ocasionó mayores daños.

Así mismo, la llegada de la primera oleada estuvo precedida por un «retroceso» previo del mar, que ocurrió entre 15 a 20 minutos después del terremoto, la altura de la ola como se indicó bordeó los 6 metros. La fuerza de llegada de las olas vino en forma cruzada del sur y norte.



**Fotografía 3.1** Vista de vivienda de material noble destruida por el tsunami, al sur de Camaná.



**Fotografía 3.2** Zanja en donde se encontró material de construcción (yeso) a 0.40 metros de profundidad con relación a la superficie. El material de construcción fue transportado varios cientos de metros de su origen.

La playa sur que comprende los sectores de El Chorro, Chira, la Punta y Cerrillos, fue el sector más afectado en cuanto a daños materiales y vidas humanas (fotografía 3.3), debido a que el poder destructivo de la ola de tsunami estuvo favorecido por las condiciones topográficas y de fricción del suelo en su avance a tierra, es decir,

son de pendiente suave y no presentan accidentes, lo que facilita la acción de las olas. Aquí la inundación del primer y tercer oleaje alcanzó la misma altura tierra adentro y tuvo como límite la carretera Panamericana. El segundo oleaje avanzó en cotas inferiores a las anteriores.



**Fotografía 3.3** La línea de inundación en playa la Chira está marcada por una línea de escombros y un cambio de color en la ladera por encima de la playa. El más alto nivel medido se encuentra a 8.2 m y fue a lo largo de este tramo de la playa (fotografía tomada de Jaffe et al., 2003).

En la playa central, en el sector la Calderona, el oleaje desarrolló una franja de inundación que alcanzó los 2 kilómetros tierra adentro, coincidente con terrenos bajos, de cota negativa, que facilitaron un avance considerable de las aguas marinas a proximidades cercanas a la población urbana del cercado bajo de Camaná. Si bien los efectos destructivos son de menor intensidad, la llegada de los oleajes primero y tercero es similar al anterior, ya que inundó tierra adentro en mayor proporción, mientras que, en el segundo oleaje, la inundación fue comparativamente menor.

En la playa norte desde Jaguay, Santa Elizabeth, Santa Mónica y Saranda, los daños se encuentran referidos a inundaciones sobre terrenos de cultivo, debido posiblemente a que gran parte de la franja próxima a la línea de playa presenta una topografía ondulada con promontorios de arena y otros accidentes menores que se extienden a lo largo de ella, así como, canales de riego, los que

han atenuado la energía de los oleajes. El avance de los oleajes contrasta con los anteriores ya que el primero alcanzó a inundar en el orden de los 100 metros de la línea de playa y desapareció en las inmediaciones de la desembocadura del río. Luego, el segundo inundó entre 500 y 700 metros tierra adentro y, finalmente, el tercero alcanzó a inundar terrenos entre 900 y 1200 metros tierra adentro.

Jaffe et al. (2003) observaron depósitos sedimentarios del tsunami. En la mayoría de los lugares donde se produjo la inundación significativa, la identificación de depósitos fue bastante simple cuando recubrían una superficie preexistente conocida de textura distinta, como suelos agrícolas (La Quinta, Playa Jahuay) y, fué difícil, cuando el material subyacente era arena de la playa similar, tanto en textura como en visualización.

La identificación de los depósitos de tsunami se basa en varios criterios que incluyen las diferencias de tamaño de grano y el color. En estos depósitos el tamaño de grano generalmente es decreciente y se observan clastos *rip-up* (piezas de material de sedimento subyacente arrastrado por el tsunami) pueden estar presentes. La base del depósito erosiona las estructuras subyacentes y una capa de mineral pesado puede estar presente en la base.

El depósito de tsunami en La Quinta recubre el suelo agrícola. Una fina capa de barro divide el depósito en dos capas distintas. Una tapa de barro también cubre la superficie del depósito. Clasificación normal es claramente visible en la capa inferior (fotografía 3.4).



Fotografía 3.4 Depósito Tsunami que cubre capa de barro en Pampa Grande (Tomada de Jaffe et al., 2003).

### Tsunami en Pisco: 15 de agosto 2007

El 15 de agosto de 2007 a las 23:40:57 UTC (18:40 hora local) ocurrió un sismo a unos 20 kilómetros de la costa de Pisco, cuyo epicentro según el IGP se localizó en latitud: 13.67°S, longitud: 76.76°O, a una profundidad de 18 kilómetros, con una magnitud de 8.0 Mw. Este sismo tuvo una duración aproximada de 210 segundos y aconteció en el área de convergencia entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana, con una intensidad VII y VIII en la escala de Mercalli Modificada (MM), lo que causó graves daños a la ciudad costera de Pisco y afectó principalmente a las poblaciones ubicadas en la bahía de Pisco y en la península de Paracas.

A consecuencia de este sismo se generó un tsunami que arribó a cada una de las regiones costeras del Perú (figura 3.12), con diferentes tiempos y alturas.

### Observaciones de campo post-tsunami

Las observaciones de campo post-tsunami a cargo de la Dirección de Hidrografía y Navegación abarcaron aproximadamente 275 kilómetros de la línea de costa del océano Pacífico, desde Lima por el norte hasta la región desértica en la bahía de la Independencia a 50 kilómetros al sur de Paracas. El equipo midió las profundidades de flujo locales, alturas del tsunami, máximo *run-up*, distancias de inundación, y el daño estructural registrado. Los testigos presenciales describieron dos a tres olas principales, sobre todo, una recesión inicial correspondiente a la principal depresión de la ola.

El mayor incremento del nivel del mar que se pudo documentar fue localizado en la playa Yumaque, al sureste de la caleta Lagunillas, donde alcanzó una altura máxima de inundación de 10 metros con respecto al nivel medio del mar y logró una máxima inundación de

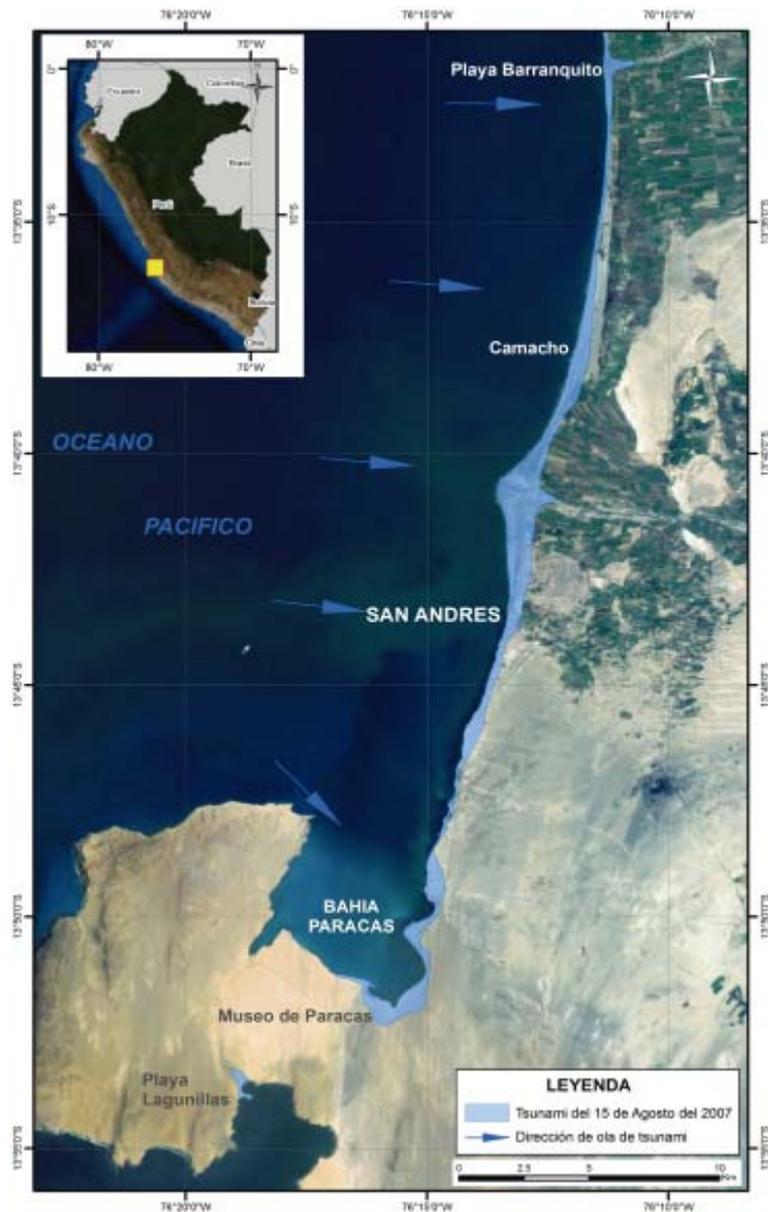


Figura 3.12 Efectos del tsunami del 15-08-2007. El color celeste determina el área de inundación de la ola de tsunami. Los lugares más afectados fueron la playa Barranquillo, Camacho, San Andrés, la bahía de Paracas y la playa Lagunillas.

70 metros, fue el tsunami más grande y, por suerte, no se registraron víctimas debido a que este lugar presentaba playas desérticas.

Los establecimientos permanentes más cercanos a Rancherío y Lagunillas fueron fuertemente afectados por las olas (fotografía 3.5). En Lagunillas, el tsunami inundó hasta 2 kilómetros tierra adentro con máximo *run-up* de hasta 4 metros en el límite de inundación y alturas de *run-up* de 5 a 6 metros en el lugar en que se encontraba el pueblo en la línea de costa. Más de veinte barcos

fueron arrastrados a tierra y depositados hasta 1.3 kilómetros tierra adentro (fotografías 3.6 y 3.7).

En la ciudad de Paracas, se había dañado un embarcadero debido a la licuefacción de la arena lo que causó el descenso de pilotes diferenciales de hasta 0.3 metros, mientras que, la cubierta flotante del embarcadero se elevaba debido al tsunami y se fijaba a una elevación de 2.5 metros.



**Fotografía 3.5** La línea punteada de color negro indica el nivel alcanzado por la ola de tsunami, se estima una altura de 2.30 metros. Las flechas rojas indican el socavamiento causado al ingreso y retorno de la ola de tsunami. Bahía la Aguada, Paracas.



**Fotografía 3.6** Se observa color celeste el área invadida por las olas de tsunami y la destrucción de viviendas en la bahía de Paracas.



**Fotografía 3.7** Barcos arrastrados por la ola de tsunami, bahía de Paracas.

Al norte de la península de Paracas el tsunami tenía alturas características de 3 metros. Sin embargo las embarcaciones fueron arrastradas a las calles en Pisco y; la prisión de Tambo de Mora en Chincha Alta fue parcialmente inundada.

Con la vista al campo, días después al evento, se pudo observar evidencias de depósitos de tsunamis, así como, también de erosión. Por ejemplo, en el sector de Chincha, se observó que la zona de playa modificada mostraba clastos rasgados o erosionados producto del ingreso del mar tierra dentro y algunas raíces de árboles quedaron expuestas (fotografía 3.8).

#### **Propagación transoceánica del tsunami**

La propagación transoceánica de este tsunami se registró en todas las costas de la cuenca del Pacífico de acuerdo a la información brindada por la Agencia Meteorológica de Japón (AMJ). En el caso de Japón, arribó con una altura de 20 centímetros en la provincia de Iwate al norte de Honsu, la mayor de las islas japonesas. Posteriormente, se registraron anomalías en el tamaño de las olas en las costas de Hokkaido (al norte de Japón) y Kyushu (al sureste de Japón), así como, en el archipiélago meridional de Okinawa.



**Fotografía 3.8** Evidencia de erosión del litoral por ingreso del mar, sector Chincha.

### CATÁLOGO DE TSUNAMIS EN EL PERÚ

El planeta Tierra se encuentra dividido en placas que se mueven continuamente entre sí, la colisión de estas placas son generadoras de terremotos con altas magnitudes, de producirse estos eventos en el océano, terminan generando olas de tsunami, que afectan la mayoría de veces a ciudades que se encuentran emplazadas en los litorales marinos.

El Perú no es ajeno a estos eventos, ya que presenta una intensa ocurrencia de sismos por encontrarse dentro del Círculo de Fuego

del Pacífico. Mucho de estos sismos son detonados a lo largo del litoral peruano con altas magnitudes, producto de la subducción entre la placa Oceánica y la placa Sudamericana, lo que llega a desencadenar olas de tsunamis que afectan al litoral peruano.

En el cuadro 3.3 se presenta el catálogo de tsunamis que llegaron a afectar el litoral peruano, ya sean por tsunamis generados frente a las costas peruanas o en otras partes del mundo.

Cuadro 3.3  
Catálogo de tsunamis que afectaron al Perú (Carpio & Tavera, 2002)

Nº	Año	Mes	Día	Lat	Long	Z	Mb	Ms	Mh	Mw	Mo Sismico	Int. Fuente	Mt (Magnitud tsunami)	Int. Tsunami	H max Ola	Nobs	D	F	C	V	RGT (Región Generación del Tsunami)	Localidades afectadas
1	1513			-17.2	-72.3	30		8.7						3		1	S		T	2	SAM	Camaná, Quilca, Matarani, Mollendo.
2	1515			-17.2	-72.4	30											N		TL		SAM	Camaná, Quilca, Matarani, Mollendo.
3	1533	1		-12.2	-77.8	30		6.5									N		TL	1	SAM	Callao, Lima
4	1555	11	15	-11.9	-77.6	30		8.4				VI					N		T	1	SAM	Callao, Lima
5	1562	10	28	-38	73.5			8					4	6.5	16							costa central de Chile
6	1568	4	4	-12.3	-77.7	30		6.6				IX					N		T	1	SAM	Callao, Lima
7	1570	2	8	-37	-73			8.8					2	3	4							costa central de Chile
8	1575	3	17	-33	-70.6			7.3					2	2.5	4							costa central de Chile
9	1575	12	6	-40	-74																	costa central de Chile
10	1575	12	16	-39.8	-73.2			7.8					2	2.5	4							costa central de Chile
11	1581			-12.3	-77.7	30		7.6				VI					N		T	0	SAM	Callao, Lima
12	1582	1	22	-16	-71.6	30		8.2		7.5		X							T	0	SAM	Arequipa
13	1582	8	15	-12.2	-77.6	30		7.8				VII		1.5		1			T	1	SAM	Lima
14	1584	3	17	-11.8	-77.8	30		8.4				VII							T	0	SAM	Lima
15	1586	7	10	-12.1	-77	40		8.6				X		3.5	26	5	L	20	T	4	SAM	Lima
16	1589	7	9	12.2	77.7								4	3.5	24							Callao
17	1590			-17.2	-72.9	40		7.7				VII		1.5		1			T	2	SAM	Arequipa
18	1600	2	19	-16.8	-70.9	20		7.9				XI							T	2	SAM	sur del Perú, norte de Chile
19	1600	2	19	-16.7	-70.8	6						IX							T	1	SAM	sur del Perú, norte de Chile
20	1600	2	28	-16.6	-70.8	20		8.1				X							T	1	SAM	sur del Perú, Norte de Chile
21	1604	11	24	-17.9	-71	30		9.4				X		3.5	16	4	L	20	T	4	SAM	sur del Perú, Norte de Chile
22	1606	3	23	-7	-80.3	40		6.5				VI					N		T	1	SAM	Huanchaco (La Libertad)
23	1606	10	25	-11.8	-77.8	60	6.8					IX							T	1	SAM	Callao, Lima
24	1609	10	20	-11.9	-77.4	40		7.4		8.6		IX							T	1	SAM	Callao, Lima
25	1615	9	16	-18.3	-71	40		8.8				IX		1.5	4	2	M		T	4	SAM	sur del Perú, norte de Chile
26	1619	2	14	-7.9	-79	40		8.6		8.7		IX				0			T	1	SAM	Pacasmayo, Malabingo, Huanchaco, Puerto Mori

Cuadro 3.3 (continuación ...)  
Catálogo de tsunamis que afectaron al Perú (Carpio & Tavera, 2002)

N°	Año	Mes	Día	Lat	Long	Z	Mb	Ms	Mn	Mw	Mo Sismico	Int. Fuente	Mt (Magnitud tsunami)	Int. Tsunami	H max Ola	Nobs	D	F	C	V	RGT (Región Generación del Tsunami)	Localidades afectadas
27	1630	11	27	-12.2	-77.5	30		7.5				VII							T	1	SAM	Callao, Chorrillos, Pachacamac, Punta Hermosa
28	1644	5	12	-13.68	-77.78																	Pisco
29	1647	5	7	-12.2	-77.5	40		8.5				VII		2	2.8	6	2000	T	3	SAM	Perú	
30	1647	5	13	-14	-76.5	40		7.9								0		T	1	SAM	Pisco, Paracas, Barlovento.	
31	1674	5	14			40		8				VII						T	2	SAM	Argentina, Chile, sur de Perú	
32	1658	2	14	-8.2	-80.1	40		7.7										T	1	SAM	Pacasmayo, Malabrigo, Huanchaco, Puerto Mori	
33	1657	3	15	-37	-73			8					3	2.5	8							costa central de Chile
34	1664	5	12	-14.4	-75.9	15		7.3				X						T	1	SAM	L. Grande, Pisco, Paracas, Barlovento, P. Lomitas, P. Caballas, San Juan Marcona.	
35	1678	6	16	-12.3	-77.8	40				7.7		IX						T	1	SAM	Huacho, Chancay, Ancón, Callao, Chorrillos (Lima)	
36	1678	6	18	-12.3	-77.8	40						IX						T	1	SAM	Huacho, Chancay, Ancón, Callao, Chorrillos (Lima)	
37	1681	3	10	-18.5	-70.3			7.5								1		T	3	SAM	sur del Perú, norte de Chile	
38	1682	10	19	-13.5	-79.5																	sur del Perú, norte de Chile
39	1687	7	12	-32.8	-70.7	7.3		7.3								1		T	2	SAM	sur del Perú, norte de Chile	
40	1687	10	20	-13.2	-76.5	30		8.2		8.6	1.00+24	X		3.5	8	14	5000	T	4	SAM	Pisco, Callao, Lima	
41	1690	11	20	-12.6	-77	40		7.2				VI						T	1	SAM	Huacho, Chancay, Ancón, Callao, Chorrillos (Lima)	
42	1705	11	26	-18.6	-70.2										8	2	M	T	0	SAM	sur del Perú, norte de Chile	
43	1715	8	23	-18.5	-70.3			7.5								1		T	3	SAM	sur del Perú, norte de Chile	
44	1716	2	11	-17.2	-71.2	50												T		SAM	Pisco, Nazca, Callao, Lima.	
45	1725	3	25	-16.7	-73	50		6					1.5	2	2	s		T	2	SAM	Lomas, Chala, Alico, Camaná, Quilca, Matarani, Mollendo, Mejía.	
46	1730	7	8	-32.5	-71.5			8					4	3.5	16							sur del Perú, norte de Chile
47	1732	12	2	-11.8	-77.6	50		6.9				VI						T		SAM	Ancón, Callao, Chorrillos	

Cuadro 3.3 (continuación ...)  
Catálogo de tsunamis que afectaron al Perú (Carpio & Tavera, 2002)

N°	Año	Mes	Día	Lat	Long	Z	Mb	Ms	Min	Mw	Mo Sismico	Int. Fuente	Mt (Magnitud tsunami)	Int. Tsunami	H max Ola	Nobs	D	F	C	V	RGT (Región Generación del Tsunami)	Localidades afectadas
48	1742	3	23	-36.8	-73																	costa central de Chile
49	1746	10	29	-12	-77.2	30				8.6		X	9.2	3.5	24	7	L	3800	T	4	SAM	Lima, Callao
50	1750	5	24	-36	-74																	costa central de Chile
51	1751	5	24	-37	-73					8.2												costa central de Chile
52	1784	5	13	-16.5	-72	27						X						54	T	0	SAM	sur del Perú, norte de Chile
53	1806	12	1	-12	-78	30						VII							T	1	SAM	Ancón, Callao, Chorrillos
54	1819	4	11	-27	-71.5			8.5						2	4							costa central de Chile
55	1822	11	19	-33	-72								2									costa central de Chile
56	1828	3	30	-12.1	-77.8	50						VII							T	1	SAM	Ancón, Callao, Chorrillos
57	1833	9	18	-18.3	-71	60		7.7		7.2		VII							T	1	SAM	llo (Moquehua)
58	1835	2	20	-36.8	-73					8.2				4	15							costa central de Chile
59	1837	7	3	-22.5	-70.3					7.5												costa central de Chile
60	1847	5	23	-12.1	-77.1									1.5	2							Callao
61	1849	12	17	-30	-71.5					7.5			2		4							costa central de Chile
62	1851	5	26	-28	-70.5					7.2				2	2.8							costa central de Chile
63	1859	10	5	-27	-70					7.7			2.5	2.5	5.5							norte
64	1860	4	23	-12	-77.1										0.7	1	n		T	3	SAM	Ancón, Callao, Chorrillos
65	1865	1	8	-12	-77.1									1	2							
66	1868	8	13	-16.4	-71.6	25		8.8		9.1		X	9	4	18	115	L	612	T	4	SAM	sur del Perú, norte de Chile
67	1868	8	13	-18.3	-70.6	25		8.6				VI							T	1	SAM	Tacna, Arica
68	1869	8	24	-17.5	-72	30		8.4				VI		1.5	2	4	s		T	4	SAM	Sur del Perú, Norte de Chile
69	1871	8	21	-13	-77			7						1	2	1	s		T	1	SAM	Arequipa
70	1872	1	10					7											T	1	SAM	Lima
71	1873	11	19	-23.6	-70.4									2	2.8							costa central de Chile
72	1877	5	10	-13.3	-71.2	40		8.8		9		VII		4	21	117	L	512	T	4	SAM	sur del Perú, norte de Chile
73	1878	1	10	-19.6	169.4			7.5						3	12	1	L		T	3	NGS	costa peruana (tsunami en Islandia)
74	1878	1	23	-16.3	-71.3			7					1		2							costa central de Chile
75	1878	1	23	-20.1	-77	40		7.9				VII							T		SAM	sur del Perú, norte de Chile
76	1878	2	14												0.7							costa central de Chile

Cuadro 3.3 (continuación...)  
Catálogo de tsunamis que afectaron al Perú (Carpio & Tavera, 2002)

N°	Año	Mes	Día	Lat	Long	Z	Mb	Ms	Mn	Mw	Mo Sismico	Int. Fuente	Mt (Magnitud tsunami)	Int. Tsunami	H max Ola	Nobs	D	F	C	V	RGT (Región Generación del Tsunami)	Localidades afectadas
77	1883	8	27	-6.1	105.4									4.5	35	64	L	36000	VM	4	IND	Explosión del volcán Krakatoa (Indonesia) afectó las costas de Indonesia.
78	1906	5	5	-18.3	-71	30						VII		0	1.5	5	S		T	2	SAM	Ilo, Ite, Vila Vila
79	1908	6	16	-18.2	-70.8	30						VII							T	1	SAM	Ilo, Ite, Vila Vila
80	1912	7	24	-5.6	-80.4	30						X							T	1	SAM	norte de Perú
81	1913	7	28	-16.6	-73.3	30		7				IX		0	0.7	1	N		T	1	SAM	sur del Perú, norte de Chile
82	1913	8	6	-15.8	-73.5	80		7.8				X				1			T	2	SAM	sur del Perú, norte de Chile
83	1913	11	4	-14.2	-72.9	20						X							T	1	SAM	sur del Perú, norte de Chile
84	1914	1	12	-12	-76.6	33								1.5	1	1	S		T	4	SAM	Perú
85	1914	12	2	-15.2	-73.3	15						X							T	1	SAM	sur del Perú, norte de Chile
86	1915	8	21	-12.9	-76.8	40						VI							T	1	SAM	Pachacamac, El Silencio, Punta Hermosa, San Bartolo, <small>Ducayaca</small>
87	1918	12	4	-26	-71			7.8						2.5	5	2.3						
88	1922	1	6	-16.5	-73			7.2											T	1	SAM	sur del Perú, norte de Chile
89	1922	10	11	-16	-72.5	50		7.4				VII							T	1	SAM	sur del Perú, norte de Chile
90	1924	3	11	-4	-82	60		6.8											T	1	SAM	Tumbes, Piura
91	1925	3	16	-18	-73														T	1	SAM	sur del Perú, norte de Chile
92	1925	10	25	-18	-73			6.9											T	1	SAM	sur de Arequipa, norte de
93	1927	3	13	-6	-81.5			6											T	1	SAM	Piura
94	1928	4	27	-13	-69.5																	Callao
95	1933	2	10	-2	-81																	península de Santa Elena
96	1933	8	6	-13.2	-76.5	60		6.5				VI							T	1	SAM	Callao, Lima
97	1933	10	2	-2	-81			6.9											T	1	SAM	Tumbes
98	1933	10	3	-1.8	-80.8			6											T	1	SAM	Tumbes
99	1933	10	3	-1.8	-80.8			6											T	1	SAM	Tumbes
100	1934	12	4	-19.5	-69.5	11		6.9				VI							T	1	SAM	Sur de Tacna
101	1937	12	24	-10.6	-75.6	25		5.7	6.2			X							T	1	SAM	Ancash
102	1940	5	5	-7	-80			5.6	6										T	1	SAM	Lambayeque
103	1940	5	24	-11.2	-77.8	50		6.6	8	7.9		X		1.5	2	1	S	250	T	1	SAM	Callao, Lima

Cuadro 3.3 (continuación ...)  
Catálogo de tsunamis que afectaron al Perú (Carpio & Tavera, 2002)

N°	Año	Mes	Día	Lat	Long	Z	Mb	Ms	Mn	Mw	Mo Sismico	Int. Fuente	Mt (Magnitud tsunami)	Int. Tsunami	H max Ola	Nobs	D	F	C	V	RGT (Región Generación del Tsunami)	Localidades afectadas	
104	1942	8	24	-15.6	-74.7	70	6.7	8.1		8.2	2.70E+23	X		1	2	3	S	22	TL	4	SAM	sur de Perú, norte de Chile	
105	1943	7	5	-16	-74		5.9	6.8											T	1	SAM	Camaná	
106	1945	9	9	-15.3	-76.3	40		6.1				V							T	1	SAM	sur de Ica	
107	1946	4	1	52.8	-163.5	50		7.4		8.5			9.3	4	35	478	I	173	T	4	SAM	Matarani, Talara, Callao, Aleutianas	
108	1948	5	11	-17.9	-71.8	30						X							T	1	SAM	Ilo, Camaná, Chala, Pisco	
109	1948	5	28	-13	-76.5	60	6	7				VII							T	1	SAM	Sur de Lima	
110	1948	7	20	-16.2	-74.3	30	6.1	7.1				VI							T	1	SAM	Arequipa	
111	1949	4	25	-19.8	-69		6.4	7.3				VI							T	1	SAM	Tacna	
112	1950	12	10	14.6	76.3									0	0.7								
113	1952	5	3	-14.2	-76.3	50		6.4				VI							T	1	SAM	Ica	
114	1953	12	12	-3.9	-80.5	30	6.7	7.8			1.77E+22	IX							T	1	SAM	norte de Tumbes	
115	1955	7	21	-15.4	-74	60	5.9	6.8				VI							T	1	SAM	Chala	
116	1956	1	8	-19	-70	11	6.3	7.1				V							T	1	SAM	sur de Tacna	
117	1956	10	12	-15.5	-75.3		5.8	6.5											T	1	SAM	sur de Ica	
118	1957	1	24	-12.5	-78		5.7	6.3											T	1	SAM	Callao	
119	1957	8	8	-4.3	-81.9	40	5.7	6.3				VI							T	1	SAM	sur de Tumbes	
120	1958	19	1	-1.22	-79.37																		Costas de Esmeraldas (Ecuador), Callao (Peru)
121	1958	1	15	-16.5	-72	60		7				IX							T	1	SAM	Arequipa	
122	1959	1	3	-14.8	-75.7		5.8	6.4											T	1	SAM	Ica	
123	1959	1	26	-4.5	-82.5	33	6.4												T	1	SAM	Piura	
124	1959	2	7	-4.2	-81.1	40	6.2	7.4				VII							T	1	SAM	Piura	
125	1959	2	11	-4	-82.5	33	6.4												T	1	SAM	Piura	
126	1960	1	13	-16.2	-72.1	60	6.2	7.5				X							T	1	SAM	Arequipa	
127	1960	1	15	-15	-75	70		7			8.00E+21	VII							T	1	SAM	sur de Ica	
128	1960	4	18	-10	-79	39	6.7			7.2	5.70E-21	VI							T		SAM	sur de Perú, norte de Chile	
129	1960	5	22	-38.3	-72.65	44		8.6		9.5			9.4	5	26	630	I	534	T	4	SAM	Callao, Chimbote, Matarani, San Juan, Talara, Corral-sur	

Cuadro 3.3 (continuación ...)  
Catálogo de tsunamis que afectaron al Perú (Carpio & Tavera, 2002)

N°	Año	Mes	Día	Lat	Long	Z	Mb	Ms	Mn	Mw	Mo Sismico	Int. Fuente	Mt (Magnitud tsunami)	Int. Tsunami	H max Ola	Nobs	D	F	C	V	RGT (Región Generación del Tsunami)	Localidades afectadas	
130	1960	11	20	-5.6	-80.9	60	5.9	6.8			5.70E+22	VI		2.5	9	23	M	11	T	4	SAM	Piura	
131	1963	8	29	-7.1	-81.6	23		6.6		7.1	1.30E+18	VI							T	1	SAM	La Libertad	
132	1963	9	20	-10.8	-78.2	80	6			6.9	3.00E+21	VII							T	1	SAM	Chimbote	
133	1964	3	28	61	-157.7	7		8.4		9			9.1	4.5	67.1	393	I	115	TL	4	A-A	Callao, La Punta Matarani, San Juan Camana.	
134	1966	10	17	-10.8	-78.7	37	6.4	8		8.1	2.00E+23	IX	8.2	1.5	3	67	m	125	T	4	SAM	Chimbote	
135	1967	9	3	-10.8	-79.7	35	6.2	6.7		7	3.09E+21			1.5	2	2	S		T	4	SAM	Chimbote	
136	1968	7	30	-6.9	-80.4	30	5.8	6.4		6.3	3.50E+20								T	1	SAM	Lambayeque	
137	1968	9	28	-13.2	-76.4	68	5.9	6		6.4	6.00E+20	IX							T	1	SAM	Lima	
138	1970	5	31	-9.3	-78.8	71	6.4	7.8		7.9	1.00E+22	X		1	1.8	4	S		T	4	SAM	Chimbote	
139	1970	6	4	-9.9	-78.7	54	5.8	6		6.4	5.50+20								T	1	SAM	Chimbote	
140	1970	6	19	-22.3	-70.1	44		6.4		6.6	8.10E+20								T	1	SAM	Tacna, Arica	
141	1970	12	10	-4.1	-80.7	21	6.3	7.1		7.2	6.70E+21	X							T	1	SAM	norte de Perú	
142	1973	11	9	-4	-80.9	39	5.6			6	8.60E+19								T	1	SAM	norte de Perú	
143	1974	10	3	-12.3	-77.5	21	6.2	7.8		8.1	9.00E+22	IX	8.1	1	1.8	15	S	78	T	4	SAM	Callao, Lima	
144	1974	11	9	-12.5	-77.6	13	6	7.2		8.1		V							T	1	SAM	Callao, Lima	
145	1979	2	16	-16.6	-72.6	53	6.2	6.9			2.70E+21	VIII							T	1	SAM	Camaná	
146	1979	12	12	-1.58	-79.39								7.9		2.5								norte de Perú, Colombia
147	1981	2	28	-6.5	-81.4	39	5.3	6.3		5.6	2.70E+19								T	1	SAM	norte de Perú	
148	1996	2	21	-9.7	-79	1		7.5		7.8			7.8	1.9	5	46	M	2	TL	4	SAM	norte de Perú	
149	1996	11	12	-14	-75	17		7.3		7.7			7.9	-1	0.4	1	N	0	T	4	SAM	Nazca	
150	2001	6	23	-16.2	-73.4	33		8.4		8.3		VIII	8.2	1	7	67	S	50	T	4	SAM	Camaná, Matarani	
151	2001	6	23	-17.2	-72.6	33	6.1												T	1	SAM	Camaná, Matarani	
152	2001	6	26	-17.8	-71.7	24		6.7											T	1	SAM	Camaná, Matarani	
153	2001	7	7	-17.5	-72.1	33				7.6				4		3	S	0	T	4	SAM	Camaná, Matarani	
154	2001	7	22	-19.5	-69.3	33				6.4									T	1	SAM	Camaná, Matarani	
155	2007	8	15	-13.67	-76.76	60		7.0		7.9	2.305+21	VIII	8.5	1	6		S		T	4	SAM	Chincha, Pisco, Paracas	

Dónde:

Nº	Numeración correlativa para los eventos generadores de tsunami
Año	Año de ocurrencia del evento generador del tsunami
Mes	Mes de ocurrencia del evento generador del tsunami
Día	Día de ocurrencia del evento generador del tsunami
Lat	Latitud de la fuente de generación del tsunami
Long	Longitud de la fuente de generación del tsunami
Z	Profundidad de ocurrencia de la fuente de generación del tsunami
Mb	Magnitud de ondas del sismo generador del tsunami
Ms	Magnitud de ondas superficiales del sismo generador de del tsunami
Mw	Magnitud de Momento del sismo generador de tsunami
Mrn	Magnitud de ondas de capa para el evento generador del tsunami (Sistema TREMORS)
Mo	Momento sísmico del sismo generador del tsunami
Int. Fuente.	Intensidad del evento generador del tsunami
Mt	Magnitud del sismo generador del tsunami obtenido a partir de la altura máxima de las olas del tsunami
	-1: Tsunami muy ligero: Perceptible por los mareógrafos
	0: Tsunami ligero con olas observadas por personas que viven cerca de la playa y están familiarizados con el mar
	1: Tsunami regular al ser observado por todos: El tsunami puede llevar tierra adentro algunas embarcaciones pequeñas
	2: Tsunami grande que inunda las playas con olas de cierto tamaño, además produce ligera erosión en los terrenos de relleno
	3: Tsunami muy grande. Inunda toda la costa con olas de cierto tamaño, además produce ligera erosión en los terrenos de relleno
	4: Tsunami desastroso. Produce destrucción parcial o total de las edificaciones hasta una cierta distancia de la playa. Inundación en toda la costa con olas de gran altura. Los barcos grandes sufren graves daños.
Himax.	Altura máxima de las olas del tsunami. Máximo run-up medido en la costa o máxima amplitud leída en el mareógrafo (metros)
Nobs.	Numeró total de observaciones disponibles del run-up y de marea.
	N - No dañino
	S - Daños pequeños
	M - Daños moderados
	L - Daños severos
	E - Daños extremos
F	F - Reporte del número de fallecidos a consecuencia del tsunami

C - (Causas u origen del tsunami)	<p>T - Tectónico</p> <p>V - Volcánico</p> <p>L - Derrumbes, avalanchas, alud</p> <p>M - Meteorológico</p> <p>E - Explosión</p> <p>I - Impacto</p> <p>U - Desconocido</p>
V	<p>Es posible que un tsunami se genere por más de una causa. Por ejemplo, un tsunami generado por un sismo que ocasiona inestabilidad del suelo en el fondo marino y produce luego un derrumbe.</p> <p>4: Tsunamis ocurrido y confirmado por diferentes fuentes de información o cuyo origen se desconoce</p> <p>3: Posible ocurrencia de Tsunami (probabilidad aprox. 0.75)</p> <p>2: Ocurrencia de tsunami cuestionable.</p> <p>1: Información de la ocurrencia de tsunami muy dudosa</p> <p>0: Falso tsunami. La información es muy escasa y cuestionable</p> <p>A-A: Alaska y la costa de EEUU en el océano Pacífico</p> <p>CAM: Centro América</p> <p>SAM: Sudamérica</p> <p>IND: Indonesia</p> <p>NGS: Nueva Guinea y las Islas Salomón</p>
RGT - (región de generación de tsunami)	



# CAPÍTULO IV

## SEDIMENTOLOGÍA, DATACIÓN Y CONSERVACIÓN DE DEPÓSITOS DE TSUNAMIS EN EL LITORAL PERUANO

### INTRODUCCIÓN

La nutrida historia de tsunamis que han azotado las costas del Perú, nos recuerda que estos eventos son fiel reflejo de procesos tectónicos; desde la existencia de la costa peruana 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 que inundaciones producidas en nuestro país han alcanzado alturas de hasta 20 metros sobre el nivel del mar y generado la destrucción de extensas áreas y la pérdida de vidas humanas (Kulikov et al., 2005; Okal et al., 1999 & 2006). Esta constante amenaza se traduce en un riesgo permanente para los asentamientos humanos localizados en el borde costero en el Perú y el mundo.

Las estadísticas indican que Perú y Chile son los países que sufren más terremotos y erupciones volcánicas por kilómetro cuadrado en todo el planeta. De acuerdo a Lockridge (1985), solo si se considera el siglo XX, uno de cada tres tsunamis del océano Pacífico se origina en la costa Peruana.

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, Atwater (1987) descubrió capas de sedimentos anómalas en la estratigrafía costera, interpretándolos como depósitos prehistóricos de tsunamis. Posteriormente, Dawson et al. (1988) describieron un inusual depósito contenido en la estratigrafía de la costa de Escocia, y lo explicaron como el resultado de un megatsunami producido por una avalancha submarina ocurrida hace 7100 años en el norte de Europa.

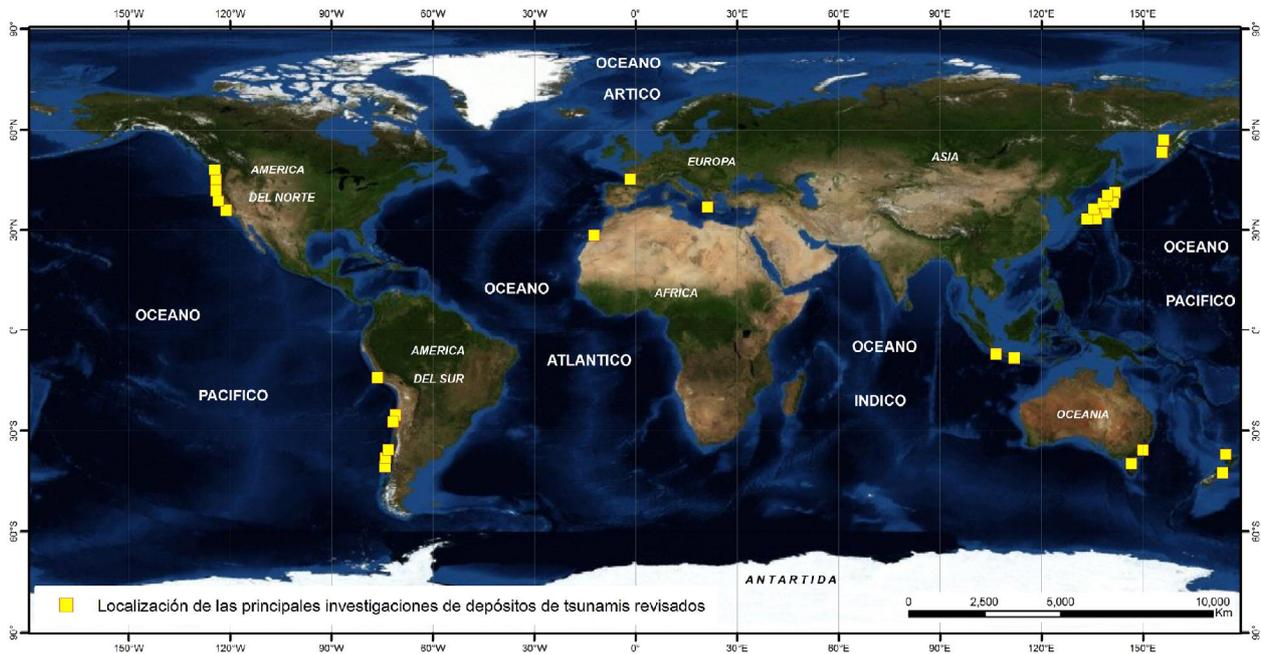
Tanto Atwater (1987) como Dawson et al. (1988) enfrentaron dificultades en sus interpretaciones debido a que no fue posible en aquel tiempo demostrar que aquellos estratos fueran similares a los depósitos dejados por tsunamis modernos, pues nunca antes habían sido estudiados. Así, Atwater (1987) utilizó la información sismológica de un gran terremoto (1700 dC), para sustentar que

un tsunami, inducido por aquel sismo, había depositado dichos sedimentos.

A partir de estos trabajos se continuaron con una serie de trabajos detallados sobre depósitos de tsunamis pasados, en la costa pacífica (Atwater & Moore 1992; Clague & Bobrowsky, 1994 a y b; 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 a y b; 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 han provenido de estas áreas (figura 4.1), y claramente ilustran los patrones contrastantes de depositación entre áreas sísmicamente activas.

### CARACTERÍSTICAS SEDIMENTARIAS DE LOS DEPÓSITOS DE TSUNAMIS

Como señaló Morton et al. (2007a), los sedimentos de tsunami pueden subdividirse en ejemplos modernos, los registros históricos y los de la prehistoria. Los ejemplos modernos proporcionan una evidencia directa de la sedimentación del tsunami, ya que se conoce la fuente. Los registros históricos se remontan a hace varios de miles de años y solo en algunos países, como Japón y Turquía, pueden ser útiles en la identificación de terremotos (una causa común de tsunami). En la mayoría de lugares, sin embargo, los registros son mucho muy escasos, por lo tanto, los datos prehistóricos son esenciales y solo están disponibles en la investigación geológica. Aun así, ejemplos prehistóricos son, en su mayoría, confinados al Holoceno (Spiske et al., 2013b).



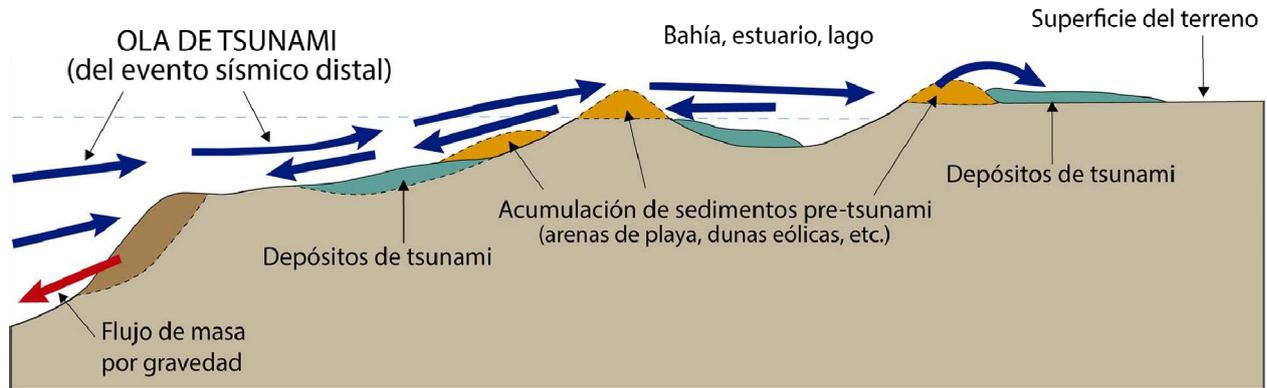
**Figura 4.1** Localización global de las principales investigaciones de depósitos de tsunamis. Elaborado por los autores en base a literatura revisada hasta mayo de 2004.

El objetivo es obtener una mejor comprensión de la recurrencia de los tsunamis en la región y, por lo tanto, de terremotos y riesgos de tsunamis, conservados en los núcleos de los sedimentos de la zona costera. Para ello se aplican procedimientos de campo normalizados, seguido por el análisis de laboratorio del tamaño de grano, junto con los análisis ambientales basados en polen y diatomeas con edades datadas por Tefrocronología, C-14 y OSL. El contexto tectónico es complejo y refleja la interesante interacción del hundimiento a largo plazo, la elevación intermitente y el descenso del nivel del mar desde el Holoceno medio hace unos 5-6.000 años, todo tiene lugar en un típico entorno de zona de subducción.

Los depósitos de tsunami están documentados desde tiempos modernos e históricos (por ejemplo, Dawson & Shi, 2000; Scheffers & Kelletat, 2003; Bahlburg & Spiske, 2012), pero estos son raras veces descritos en el registro geológico. Puede haber dos razones obvias de esta aparente escasez de antiguos depósitos de tsunami. En primer lugar, puede indicar una tendencia a la erosión de los restos del tsunami en el registro rocoso. Los tsunamis normalmente afectan ambientes sujetos a permanente o frecuente erosión, como las llanuras aluviales, las zonas costeras, mares poco profundos y cañones submarinos, y estos ambientes, generalmente, tienen un bajo potencial de conservación para estos «depósitos de eventos»

(Clifton, 1988; Einsele et al, 1996; Spiske et al., 2013b). En segundo lugar, puede reflejar una tendencia a que las condiciones geológicas características de los procesos de tsunami (*tsunamitas*) pueden ser similares a los producidos por otros procesos abruptos, como: procesos marinos de alta energía y procesos litorales (Shiki, 1996; Shiki et al., 2000). Para examinar estas cuestiones, se revisa la incidencia y los efectos de los tsunamis en el registro precuaternario y se considera la probabilidad de huellas geológicas de tales paleotsunamis.

Es importante saber que cualquier estudio de la expresión geológica de los tsunamis debe considerar sus firmas depositacionales en términos de su génesis física (Tappin, 2007). En este sentido, la física de los tsunamis en general vincula tres fases de un tsunami, pero bastantes procesos distintos: (1) la generación de una fuerza que perturba la columna de agua, (2) la propagación, ya sea desde mar abierto a las aguas costeras más restringidas, totalmente dentro de las aguas costeras poco profundas o en los lagos; y (3) la inundación de áreas en tierra (González, 1999). A esto le sumamos un importante (pero descuidado en gran medida) cuarto proceso relacionado con el tsunami: la tracción, la corriente del tsunami genera un retrolavado o reflujos desde la costa hacia aguas más profundas (Einsele et al., 1996) (figura 4.2).



**Figura 4.2** Ilustración esquemática de las vías principales de transporte y deposición de sedimentos de tsunami (Modificado de Einsele et al., 1996).

Asimismo, Cisternas (2005) define criterios que diferencian los depósitos generados por tsunamis de los producidos por el accionar de las olas y corrientes fluviomareales.

- *Criterio 1:* El suelo sepultado está siendo erosionado en su borde expuesto al accionar de las olas.
- *Criterio 2:* Un análisis más detallado del suelo exhumado muestra que se encuentra completamente bioturbado por madrigueras de cangrejos y gusanos de la zona intermareal.
- *Criterio 3:* Para que lo anterior ocurriera, necesariamente, el suelo debió quedar expuesto al accionar del intermareal. En sectores más protegidos, la arena mareal actual nuevamente sepulta el suelo exhumado y agujereado. El resultado de este proceso se muestra en la estratigrafía, como un contacto irregular entre el paleosuelo y la arena mareal.

Estos tres primeros criterios definen un depósito de arena intermareal.

- *Criterio 4:* Por el contrario, después de la subsidencia, los sectores más altos se convierten en marismas mareales (con vegetación). En ellas, el accionar de las olas mareales y corrientes fluviales es mucho menor. Allí es posible reconocer cómo las huellas dejadas por mamíferos sobre el suelo fueron colmadas por las arenas del tsunami.
- *Criterio 5:* No se observa el accionar de cangrejos ni gusanos intermareales. El depósito de tsunami cubre rápida y efectivamente el suelo, conservándolo y produciendo un contacto estratigráfico bien definido. Del mismo modo, las capas de arena presentan un aguzamiento estratigráfico determinado por la topografía en dirección contraria a la costa.
- *Criterio 6:* Finalmente, también es posible distinguir un depósito de tsunami al reconocer las plantas, en posición de crecimiento, inyectadas en la arena desde el suelo subyacente.

Varias conclusiones interesantes se obtienen del estudio: el espesor de los sedimentos del tsunami no es un criterio fiable para la estimación de la profundidad del flujo de tsunami, pero el tamaño del grano del sedimento y la distribución del tamaño de grano sí afectan a la velocidad del flujo. El tamaño del grano del depósito es un mejor pronosticador de la velocidad del flujo que el espesor del depósito.

En la actualidad, se realizan los análisis de los depósitos de paleotsunamis, que básicamente sirven para encontrar evidencias de tsunamis que afectaron las costas, en este caso al litoral peruano, que a pesar de la importancia del fenómeno sísmico y tsunámico en el Perú, poseen muy pocos estudios científicos relacionados a los registros sedimentarios o geomorfológicos dejados por estos eventos en el litoral de nuestro país.

Así mismo, proponemos un esquema de diferencias sedimentológicas entre los sedimentos depositados por el tsunami y los sedimentos depositados por procesos de inundación (figura 4.3).

## DATACIÓN POR LUMINISCENCIA ÓPTICAMENTE ESTIMULADA (OSL)

La datación por Luminiscencia Estimulada Ópticamente (OSL) es el único procedimiento disponible en geología sedimentaria que data la edad de depositación en sí, y no como es el caso del ESR o de la datación por radiocarbono, que data la muerte de la materia orgánica incorporada (Aitken, 1998). Precisamente el OSL determina la última vez que el grano de mineral fue expuesto a la luz del sol antes de ser enterrado. El método se basa en los electrones que están activados y atrapados en los defectos de la estructura cristalina por la radioactividad natural, tales como la radiación cósmica, así como, la radiación  $\alpha$ -,  $\beta$ -, y  $\gamma$ -, emitida por los sedimentos que rodean el grano mineral. Los electrones



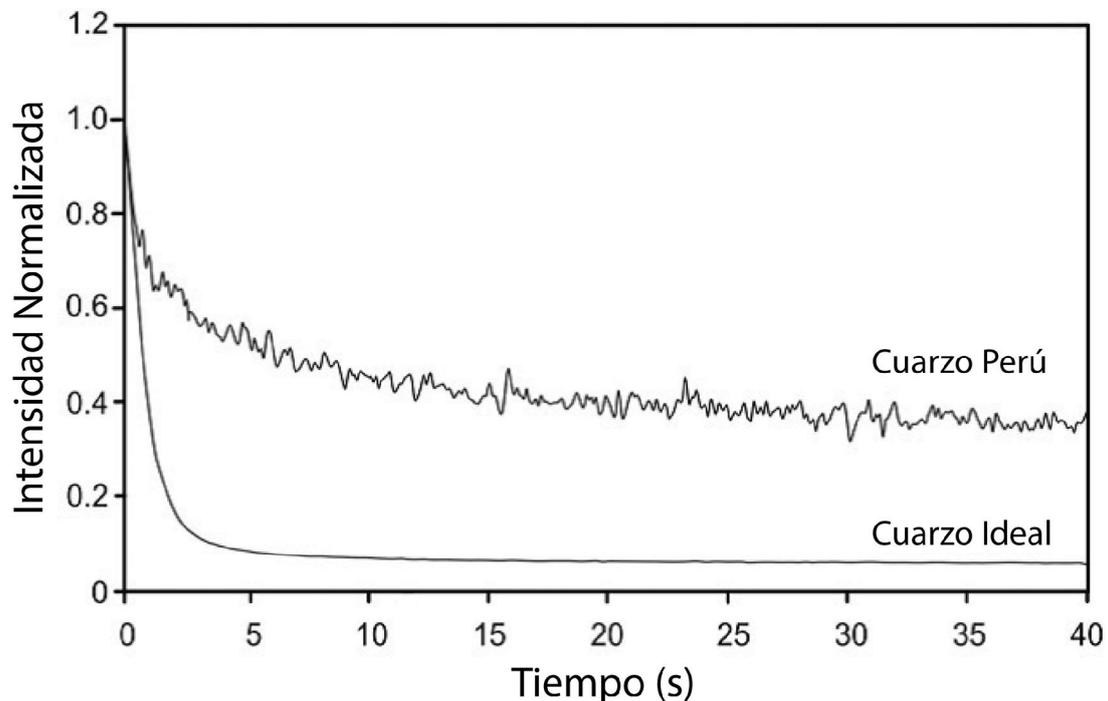
**Figura 4.3** Esquema de las diferencias sedimentológicas entre los sedimentos depositados por el tsunami y los sedimentos depositados por procesos de inundación (por ejemplo, fenómeno de El Niño) (Tomado de Spiske 2013).

atrapados vuelven a su lugar de origen cuando son expuestos a una luz artificial, que reemplaza la luz solar a la que fueron expuestos antes de su enterramiento. Los electrones estimulados al dejar los defectos de la estructura cristalina y saltar a niveles más bajos de energía, liberan energía en forma de luz (luminiscencia) la cual es medida por el OSL (Aitken, 1998). La luz emitida es proporcional al número de electrones atrapados anteriormente. Esto significa que la señal OSL vuelve más intensa la radiación natural activando electrones para saltar a las trampas reticulares y más electrones son capturados en estos agujeros (Aitken, 1998).

La señal OSL que representa el tiempo transcurrido desde la última exposición de un grano de mineral a la luz solar, solo puede ser conservada si la muestra se toma en tubos de prueba de luz protegiéndolos de la decoloración por la luz solar reciente. Para este estudio, la toma de muestras incluye tanto la capa del evento como las capas que infrayacen y suprayacen a esta. Las muestras fueron procesadas bajo condiciones de luz roja en el laboratorio OSL del Instituto Leibniz de Geofísica Aplicada en Hannover, Alemania. La preparación de las muestras incluye: secado, tamizado (muestras de arena: 100-150  $\mu\text{m}$ ; muestras de limo: 4-11  $\mu\text{m}$ ), la disolución de la materia orgánica y carbonatos, separación de líquidos pesados del cuarzo y feldespato potásico, y el grabado

del cuarzo con ácido fluorhídrico. Para una descripción más detallada del procedimiento de la preparación de las muestras, se refieren a Aitken (1998) y Kunz et al. (2010 a, b). Los granos de cuarzo y feldespato se montaron utilizando aceite de silicona (RüschSilkospray) sobre discos de acero inoxidable. Los granos de 2-3 milímetros de diámetro se colocaron en el centro de la superficie del disco que contenía ~1000 granos. Las muestras de grano fino se prepararon de acuerdo a Frechen et al. (1996). Básicamente, este método sigue los mismos pasos que para las muestras de cristales secundarios. Para la separación de la fracción de 4-11  $\mu\text{m}$  de la sedimentación (basado en la ley de Stokes) se utilizó una centrifuga. Las muestras preparadas de poliminerales de grano fino fueron montadas en discos de aluminio en la solución en acetona. Cada parte alícuota contenía aproximadamente 2 miligramos de material de la muestra que cubría el disco por completo.

Las primeras mediciones de prueba mostraron propiedades OSL insatisfactorias para las muestras de cuarzo. La señal natural del cuarzo era baja y, en general, aparecía débil (figura 4.4). Además, un componente lento dominante impidió el uso adecuado del OSL. Por lo tanto, en este estudio se utilizaron los feldespatos potásicos para la datación.



**Figura 4.4** Se puede observar la intensidad normalizada del cuarzo ideal con respecto al tiempo, calibrada en las dunas al sudeste de la India. Kunz et al., 2010b hace una comparación con el cuarzo muestreado en las costas peruanas (Puerto Casma y Boca de Río).

Por el contrario, el uso del feldespato conlleva ventajas adicionales porque el feldespato emite una señal de luminiscencia de hasta 100 veces más intensa que el cuarzo, lo que implica que puede ser utilizado para datar muestras más recientes y que la precisión obtenida es superior a la del cuarzo (Wagner, 1998; Lian & Roberts, 2006; Li et al., 2007). Una desventaja analítica del feldespato es la posible presencia del decaimiento anómalo (Wintle, 1973). El decaimiento anómalo parece estar relacionado a una fuga de electrones que implica una pérdida de la señal, es decir, los electrones pueden escapar de las trampas dentro de la red mineral sin ser levantados dentro de la banda de conducción (Wintle, 1973; Aitken, 1998). Por lo tanto, el decaimiento anómalo puede dar lugar a una subestimación de la edad y, en consecuencia, las edades necesitan ser corregidas por este efecto (por ejemplo, Huntley & Lamothe, 2001; Lamothe et al., 2003). Los estudios más recientes tratan de evitar la corrección del decaimiento de los depósitos del Pleistoceno utilizando altas temperaturas de estimulación óptica para medir las señales procedentes de las trampas afectadas sin decaimiento (por ejemplo, Thomsen et al., 2008; Buylaert et al., 2009).

Las mediciones se realizaron con un lector Risø TL/OSL-DA-15. Los granos de feldespatos fueron estimulados con luz infrarroja ( $\lambda = 875 \text{ nm}$ ). La señal OSL del feldespato se detectó a través de una combinación de filtros Schott BG 39 y Corning 7-59. La irradiación se llevó a cabo con una fuente beta de  $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ , con una tasa de dosis de  $0.175 \text{ Gy/s}$ . La medición del feldespato se hizo utilizando el protocolo de dosis regenerativa en una sola alícuota (SAR) basado en Wallinga et al. (2007). Para este estudio, las temperaturas de precalentamiento y poscalentamiento de las muestras fueron de  $180 \text{ }^\circ\text{C}$  y se mantuvieron durante 10 segundos. La estimulación se realiza durante 100 segundos a  $50 \text{ }^\circ\text{C}$  con diodos IR. La dosis de prueba fue de  $1.75 \text{ Gy}$  y la dosis regenerativa va de  $0.32 \text{ Gy}$  a  $10.5 \text{ Gy}$ , dependiendo de la edad esperada de la muestra. Después de cada ciclo SAR, se incluyó una etapa de blanqueamiento caliente con 40 segundos de estimulación IR a  $290 \text{ }^\circ\text{C}$ . Los ajustes para el protocolo SAR se derivan de las pruebas de precalentamiento y pruebas de transferencia térmica realizadas en una muestra de cada sección. El protocolo SAR se comprobó con una dosis de prueba de recuperación en todas las muestras, si la dosis administrada artificialmente pudiera ser recuperada. Luego, las edades obtenidas de los feldespatos se corrigieron con el decaimiento anómalo por el método de Auclair et al. (2003) y Huntley & Lamothe (2001).

La tasa de dosis de la radiación natural de las muestras se midió con un detector tipo HPGe N (Kunz et al., 2010a) en el Instituto Leibniz de Geofísica Aplicada en Hannover (Alemania). Las muestras para el análisis de la tasa de dosis se secaron, se

homogenizaron y se introdujeron en vasos de precipitado (50 gramos de material). Los vasos de precipitados se cerraron herméticamente y se almacenaron durante al menos cuatro semanas de manera que el desequilibrio del radón se pudiera reajustar. Los resultados de la espectrometría de rayos gamma y del cálculo de la tasa de dosis se muestran en el cuadro 4.1.

Además, se probó si las muestras analizadas se blanquearon completamente durante el transporte, es decir, antes de la depositación. Esto se hizo con la distribución de la dosis equivalente (DE) en una muestra que pueda proporcionar evidencia acerca de la cantidad de blanqueamiento antes de la depositación de los sedimentos. Los sedimentos blanqueados deben de mostrar una distribución gaussiana de los valores DE, mientras que, los sedimentos parcial o incompletamente blanqueados muestran una distribución asimétrica de los valores DE con un pico desplazado hacia los valores más bajos (Rittenour, 2008). Para la distribución de los valores DE, en todas las demás muestras medidas, se comprobó su distribución normal mediante la prueba de Kolmogorov-Smirnov (prueba K-S, cuadro 4.1).

En el cuadro anterior, se muestran los resultados de IRSL, las mediciones y el cálculo de la edad de los yacimientos históricos de tsunamis y de los sedimentos circundantes relacionados, en Puerto Casma (norte de Perú), Boca de Río y Vila Vila (sur de Perú). Las dosis equivalentes se calcularon usando el modelo de edad central (Galbraith et al., 1999). Las edades corregidas Fading se calcularon utilizando el enfoque de Huntley & Lamothe (2001). Si el valor de la prueba K-S es menor que el valor de K-S crítico (entre paréntesis) la distribución de la  $D_e$  sigue una distribución normal.

## RESULTADOS

### a. Depósitos históricos de tsunamis

Depósitos de paleotsunamis fueron encontradas en Puerto Casma en el norte de Perú, en Vila Vila y Boca del Río en el sur de Perú (figura 4.5). En Puerto Casma y Vila Vila se tiene un solo evento documentado. Mientras, que en Boca del Río, se encontraron dos capas sucesivas. Las dataciones fueron realizadas tanto en los depósitos de tsunamis como en los depósitos infrayacentes y suprayacentes (cuadro 4.1).

El cuadro 4.1 muestra resultados de IRSL de las mediciones y el cálculo de la edad de los yacimientos históricos de tsunamis y la relación con los sedimentos circundantes, en Puerto Casma (norte de Perú), Boca de Río y Vila Vila (sur de Perú). Las dosis equivalentes se calcularon usando el modelo de edad central (Galbraith et al., 1999). Las edades corregidas se calcularon utilizando el enfoque del Huntley & Lamothe (2001).

**Cuadro 4.1**  
**Resultados de IRSL**

Localización	Muestra	N	Resultados de la prueba K-S	Tasa de dosis total [Gy / Ka]	Dosis equivalente $D_e$ [Gy]	Valor $g$ [% por década]	Edad OSL sin corregir [años] <sup>b</sup>	Edad OSL corregida [años] <sup>b</sup>	Rango de edad Histórica
PUERTO CASMA 09°27'6" S 78°22'5" W	NPCA1a	7	0.171 (0.483)	3.671±0.980	0.577 ± 0.114	12.1±1.4 <sup>c</sup>	0.17±0.03 ka <sup>c</sup>	0.48±0.21 ka <sup>c</sup>	1315-1739 dC <sup>c</sup>
	NPCA1b <sup>a</sup>	24	0.166 (0.269)	4.764±0.300	1.272 ± 0.040	3.8±0.2	0.28±0.02 ka	0.37±0.03 ka	1615-1667 dC
	NPCA1c	23	0.140 (0.275)	3.647 ± 0.201	0.981 ± 0.025	4,0 ± 0.5	0.28 ± 0.02 ka	0.38 ± 0.03 ka	1599-1655 dC
BOCA DEL RÍO 18°09'29" S 70°40'19" W	SBDR1a	20	0.129 (0.294)	3.845 ± 0.500	7.133 ± 0.110	3.4 ± 0.4	1.95 ± 0.26 ka	2.58 ± 0.33 ka	902-240 aC
	SBDR1ba	22	0.161 (0.275)	3.507 ± 0.470	4.505 ± 0.337	5.9 ± 0.6	1.35 ± 0.16 ka	2.26 ± 0.37 ka	615 aC-119 dC
	SBDR1c	20	0.071 (0.294)	3.909 ± 0.500	5.789 ± 0.093	3.4 ± 0.6	1.55 ± 0.21 ka	2.05 ± 0.27 ka	316 aC-230 dC
	SBDR1da	21	0.100 (0.287)	3.421 ± 0.350	3.836 ± 0.151	6.0 ± 0.4	1.19 ± 0.12 ka	1.98 ± 0.23 ka	207 aC-255 dC
	SBDR1e	24	0.113 (0.269)	4.002 ± 0.510	2.914 ± 0.050	5.1 ± 0.8	0.76 ± 0.10 ka	1.16 ± 0.17 ka	685-1019 dC
VILA VILA 18°06'26" S 70°43'35" W	SVV3a	24	0.183 (0.269)	2.775 ± 0.270	0.240 ± 0.016	6.7 ± 0.5	90 ± 7 a	145 ± 18 a	1844-1880 dC
	SVV3ba	23	0,178 (0.275)	3,560 ± 0.600	0.319 ± 0.038	8.3 ± 0.8	94 ± 12 a	173 ± 37 a	1797-1871 dC
	SVV3c	24	0.098 (0.269)	3.116 ± 0.261	0.168 ± 0.009	7.4 ± 0.9	57 ± 4 a	95 ± 12 a	1900-1924 dC

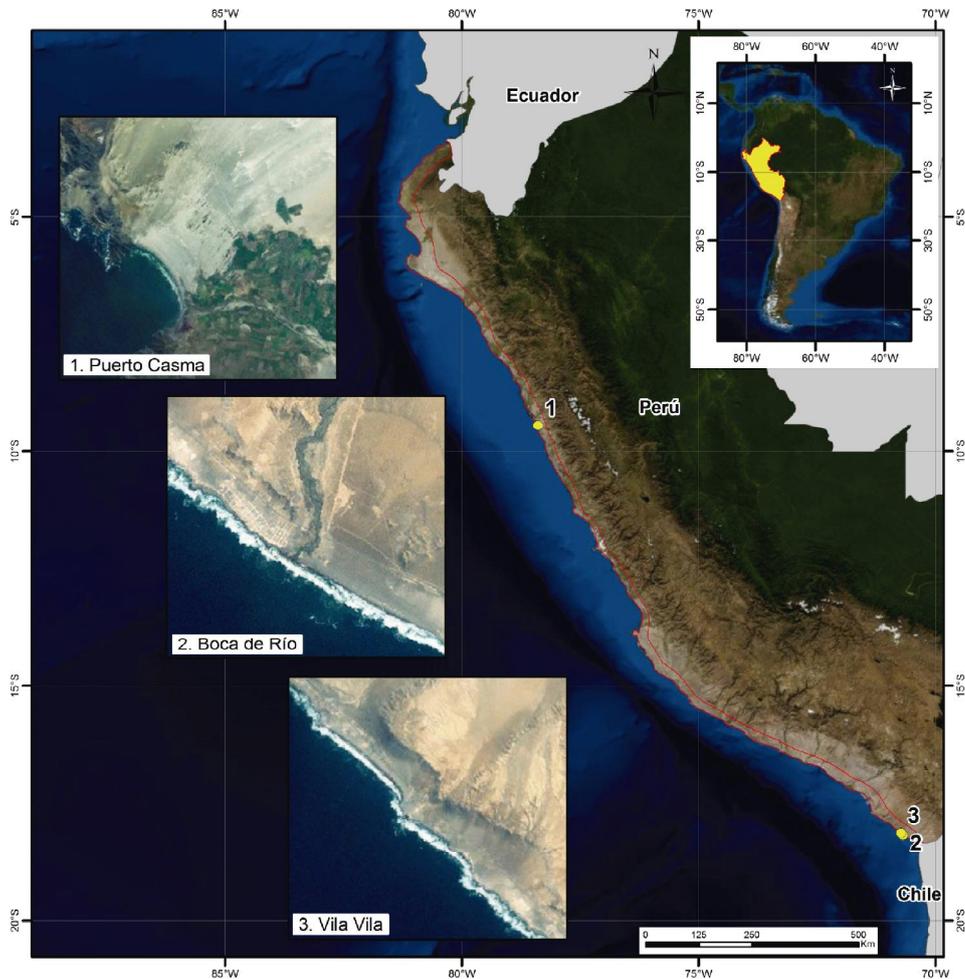
N = número de alicuotas utilizadas para el cálculo de la edad.

a Capa de eventos.

b Edades OSL relacionado con el año de muestreo en 2007 dC.

c Velocidad de decoloración es muy alto por lo que la edad obtenida no puede ser utilizada

Fuente: Spiske et al., 2013a



**Figura 4.5** Lugares donde se encontraron evidencias de depósitos de paleotsunamis.

- **Puerto Casma (norte de Perú)**

La playa del Puerto Casma (figura 4.5) se encuentra aproximadamente 3 kilómetros al sur de la bahía de Casma y a 45 kilómetros al sur de Chimbote. La playa presenta desniveles permitiendo la generación de depresiones, que son lugares potenciales para la acumulación de sedimentos.

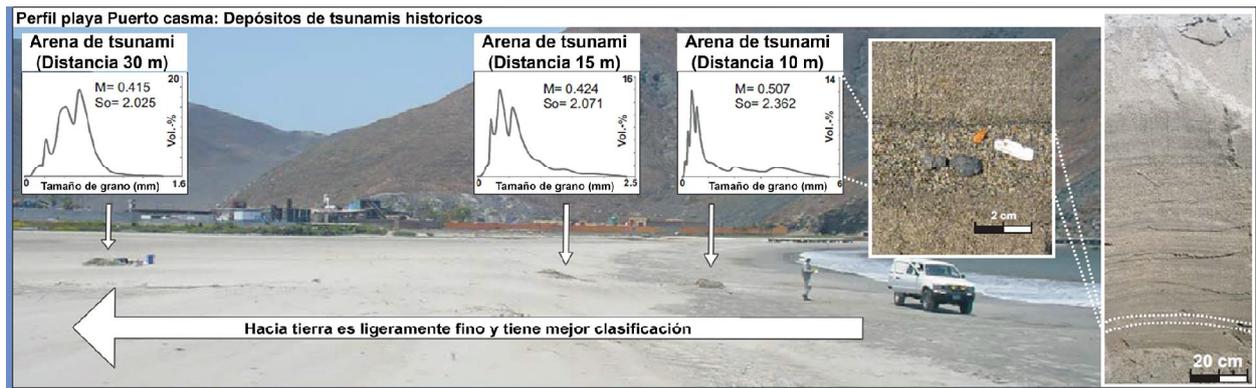
Realizamos trincheras transversales a la línea de costa con la finalidad de identificar depósitos de tsunamis y de ver sus variaciones y/o modificaciones con la topografía (fotografías 4.1 y 4.2).

Las trincheras nos permitieron observar una clara variación en la granulometría y en el espesor (fotografía 4.3), pero podrían existir depresiones que puedan modificar el ordenamiento interno de los depósitos y sus características sedimentológicas y verse en muchos casos las arenas del tsunami favorecida. Estas arenas además de presentar claramente una mayor granulometría, coloración anómala, contienen fragmentos de rocas y de moluscos.

A una profundidad de 0.6 metros, se identificó una capa de arena anómala de 3-6 centímetros de espesor (figura 4.6). Esta capa de arena se puede distinguir claramente de la arena de playa habitual (tamaño medio del grano +1.8 a +2.3 phi), por su tamaño de grano más grueso (+1.6 phi) y diferente color. La capa se encuentra ondulada, presenta un contacto erosionado con la arena subyacente y contiene fragmentos de rocas y moluscos (1-2 centímetros de tamaño), así como, acumulaciones de minerales pesados en la base (fotografía 4.4). Se obtuvieron dos submuestras de esta capa de arena. El análisis del tamaño de grano muestra una gradación normal, esto indica la depositación de las partículas en suspensión. La variación del color entre la capa del evento y las arenas que la rodean es debido a la diferente composición mineral, es decir, un mayor contenido de minerales pesados, granos gruesos de plagioclasa y cuarzo en la capa del evento. Además, las distribuciones del tamaño de grano muestran que la capa del paleotsunami contiene arena de playa re TRABAJADA y componentes



Fotografía 4.1 Trincheras transversales a la línea de costa en Puerto Casma.



Fotografía 4.2 Ubicación de las zanjas y de la variación granulométrica de los depósitos de tsunamis.



**Fotografía 4.3** Depósito de tsunami en la parte inferior de la zanja. El depósito se caracteriza por tener un color más claro (beige) y tiene 3 centímetros de espesor, el espesor varía de acuerdo a la distancia de la línea de costa.

gruesos con una mayor densidad en el caso de los minerales pesados, indicando probablemente, un origen marino poco profundo.

La presencia de minerales pesados dentro del depósito de tsunami refleja que el tsunami poseía mayores condiciones energéticas de flujo en comparación con las condiciones de olas habituales, por lo tanto, será capaz de transportar y erosionar: i) el material de ambientes, posiblemente, más profundos que la base de olas de tormentas y ii) el material que era demasiado pesado (demasiado grande o demasiado denso) para ser transportado por el régimen de olas habituales.

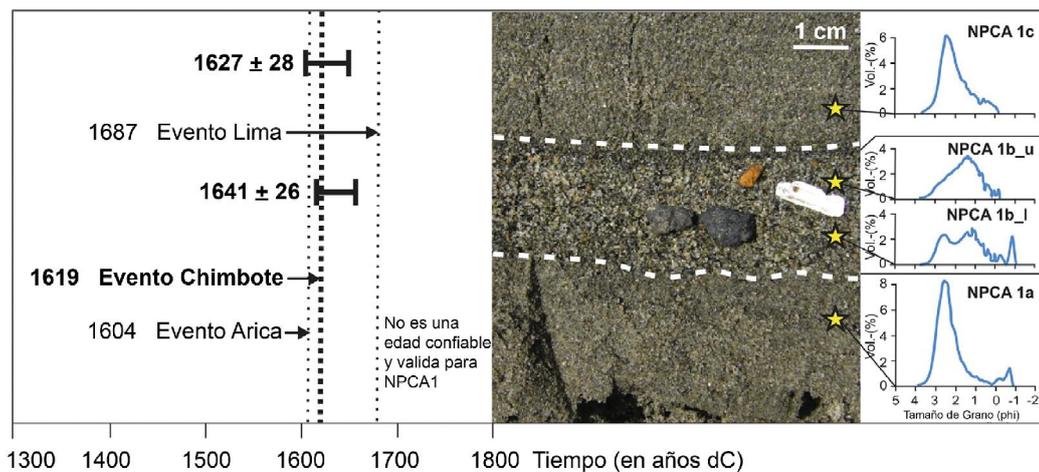
Encontrar la capa del evento a unos 100 metros dentro de la costa da evidencia de una ligera tendencia hacia la costa. La datación OSL revela una edad de  $0.36 \pm 0.03$  ka ( $1641 \pm 26$  yr A.D.) para la capa del evento. La capa del evento y la arena de playa

suprayacente, con una edad OSL de  $0.38 \pm 0.03$  ka ( $1627 \pm 28$  yr A.D.), están en orden estratigráfico y dentro del margen de error. Sin embargo, la edad OSL de la arena de playa subyacente tiene un error relativo del 44 % y una velocidad de decaimiento alta y excepcional con un valor  $g$  de  $12.1 \pm 1.4$  %. Por lo tanto, las propiedades de luminiscencia son insatisfactorias para esta muestra, dando dudas sobre la fiabilidad del resultado de las dataciones para esta muestra, de modo que la edad obtenida no puede ser utilizada.

Los parámetros del flujo necesarios para generar la capa de tsunami en Puerto Casma se calcularon utilizando un depósito de 2 centímetros de espesor y un tamaño medio de grano de  $+1.6$  phi. El Modelamiento Inverso dio lugar a una velocidad de flujo de 7.8 m/s, y una profundidad de flujo de 6.2 metros a aproximadamente ~60 metros de la línea de costa actual.



**Fotografía 4.4** Detalle del depósito de tsunami. Llama la atención el cambio brusco de la granulometría y la acumulación de minerales pesados hacia la base.



**Figura 4.6** Depósito de tsunami histórico y distribuciones del tamaño de grano en Puerto Casma datada en  $0.36 \pm 0.03$  ka ( $1641 \pm 26$  yrs A.D.). El afloramiento se encuentra a 60 metros de la costa actual y a una profundidad de 0.60 metros con respecto a la superficie.



**Fotografía 4.5** Ubicación de una de las trincheras realizadas en Boca de Río y donde encontramos depósitos de tsunamis. La distancia con relación a la línea de costa es de aproximadamente 460 metros.

- **Boca del Río (sur de Perú)**

Boca del Río se encuentra en la zona sur del Perú (figura 4.5), en este sector las dunas separan la playa de una amplia llanura costera, que es atravesada por un río seco estacional. A una distancia de ~460 metros de la línea de costa, se encontraron dos capas de arena distintas (muestras SBDR 1b y 1d) dentro de sedimentos lodosos de marismas (fotografía 4.5).

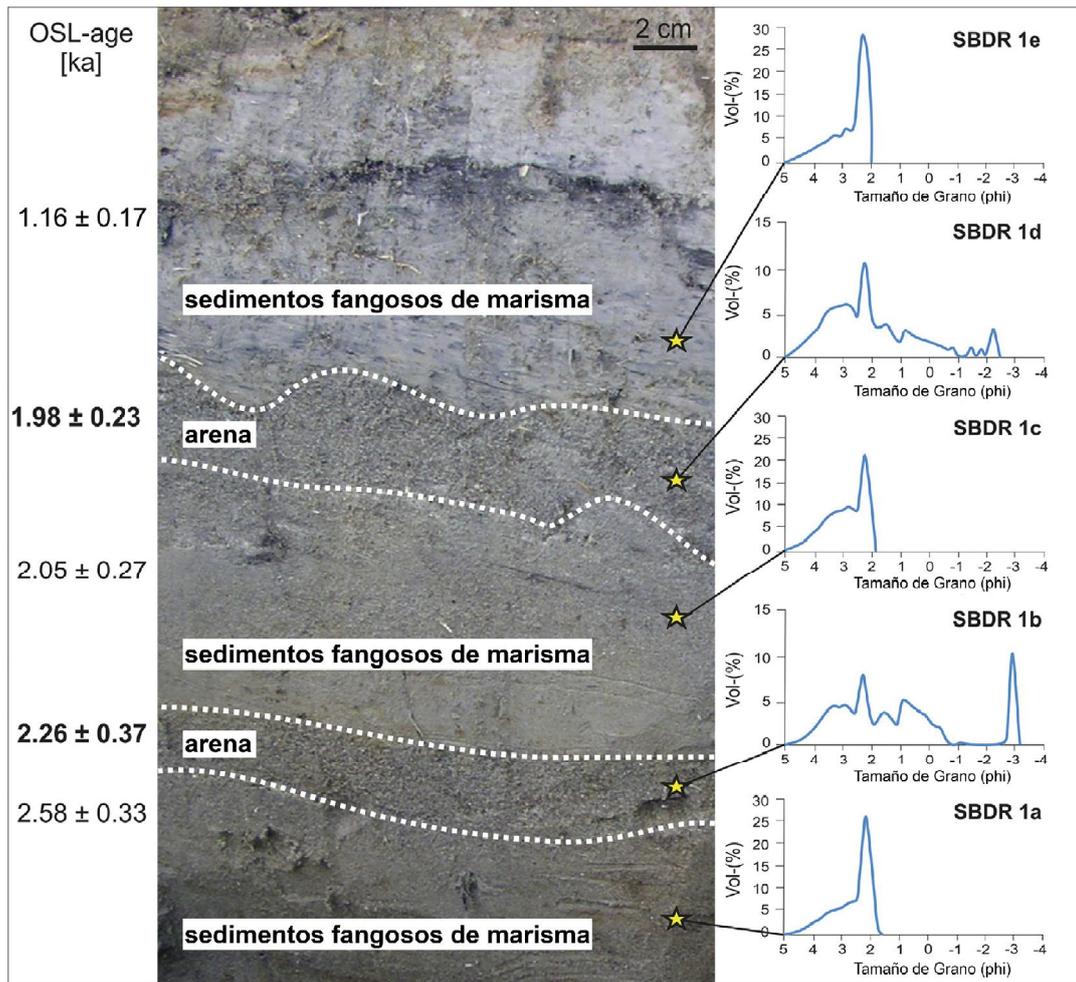
Las dos capas de arena forman contactos erosivos nítidos y ondulados con los depósitos de marismas subyacentes (figura 4.7). El depósito inferior se encuentra a 0.4 metros por debajo de la superficie actual y el superior a 0.3 metros por debajo de la superficie. Estos dos niveles se interpretan como el resultado de dos eventos históricos de tsunamis que inundaron las dunas y transportaron sedimentos costeros hacia la llanura costera. Las dos capas se componen de arena gruesa, incluyendo algunos fragmentos de caparzones. Ambas capas tienen un espesor de ~4 centímetros. Los sedimentos de fondo y las capas del evento presentan un tamaño medio de aproximadamente +2.2 phi. Sin embargo, las capas de tsunami muestran un rango del tamaño de grano mucho más amplio de -3.0 a +5.0 phi, en comparación con los sedimentos de marismas (+1.9 a +5.0 phi). La gradación gruesa (-2.0 a -3.0 phi) de los depósitos de tsunami es debido a caparzones

planos y fragmentos de estos. Por otra parte, dentro de las dos capas de tsunami existe una tendencia débil a una gradación normal.

Las dataciones OSL revelan una secuencia estratigráfica donde cada estrato es razonablemente más joven que los estratos subyacentes, y el tiempo similar que pasa durante la depositación constante de los sedimentos de marismas (figura 4.7, cuadro 4.1). La capa del evento inferior fue datada por OSL en  $2.26 \pm 0.37$  ka ( $248 \pm 367$  yr B.C.) y la capa superior del evento en  $1.98 \pm 0.23$  ka ( $24 \pm 231$  yr A.D.).

El análisis micropaleontológico de los dos depósitos realizado en el INGEMMET (anexo I) pone en evidencia ostrácodos, la especie frecuente es *Hemicyprisp. Sars 1983*, sus valvas bien conservadas, fragmentos de moluscos y pecelípodos. Todos ellos mezclados en estos dos horizontes producto de la erosión de la ola de tsunami.

El Modelamiento Inverso para la capa de tsunami inferior proporcionó una posible velocidad de flujo del tsunami de 7.1 m/s, y una profundidad de flujo de 5.1 metros a 460 metros de distancia de la línea de costa actual. La capa superior revela una velocidad de flujo de 7.8 m/s y profundidad de flujo de 6.1 metros.



**Figura 4.7** Depósitos históricos de tsunamis y las distribuciones granulométricas en Boca del Río, datada en  $1.98 \pm 0.23$  y  $2.25 \pm 0.37$  ka. El afloramiento se encuentra a 460 metros de la costa actual.

• **Vila Vila (sur de Perú)**

Vila Vila (figura 4.5) es el único lugar donde se encontró una capa de caparazones distintiva entre las arenas de playa de grano fino a medio (figuras 4.8 y 4.9). La capa de caparazones tiene de 11-13 centímetros de espesor y se encuentra a una profundidad de 1.1 metros por debajo de la superficie actual. La presencia de caparazones implica una composición polimodal de la capa del evento con una fracción de grano grueso dominante alrededor de  $-5.0$  a  $-3.0$  phi. Las submuestras documentan una gradación normal. La gradación se puede definir debido a la disminución en el tamaño de grano que aparece principalmente para los fragmentos de caparazones, pero no para el material siliciclástico incorporado. Por otra parte, algunos fragmentos de estos caparazones o conchas identificados muestran una imbricación con ángulos entre  $30-45^\circ$

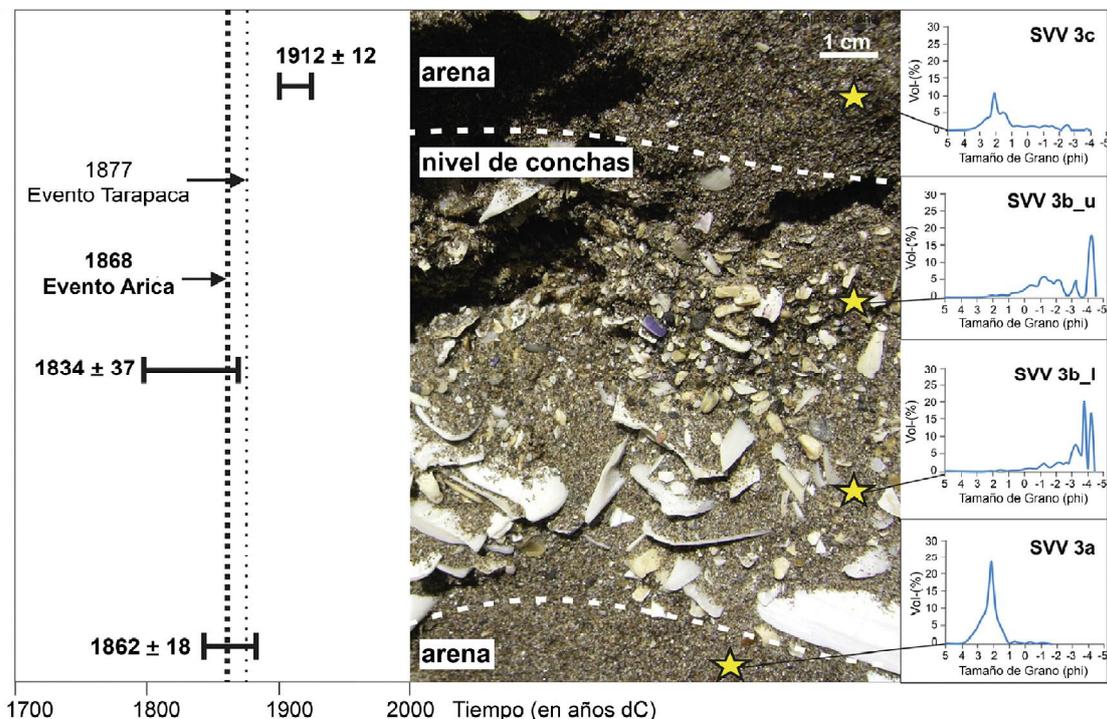
(figura 4.9a), por lo tanto dan evidencia de la depositación durante el transporte hacia la costa. Además, la capa del evento contiene fragmentos de roca subredondeados a redondeados de hasta  $12 \times 11 \times 5$  centímetros de tamaño (aproximadamente 1.75 kilogramos), algunos de ellos con barnaclas y vermétidos incorporados, lo que indica su origen marino (figura 4.9b).

Los fragmentos de caparazones más grandes son de  $9 \times 7 \times 4$  centímetros y se encuentran parcialmente rotos (figura 4.9c). Vila Vila es el único lugar donde se encontraron foraminíferos, tanto dentro de las arenas de playa como en la capa del evento (figura 4.9d). Los foraminíferos fueron exclusivamente bentónicos y pueden ser encontrados en todas las capas analizadas en Vila Vila. Las especies más frecuentes son *Anomalinoide*spp. (figura 4.9d 1-3), *Cribrorotalia* spp. (Entre ellos *C. meridionalis*; figura 4.9d 4-6) y

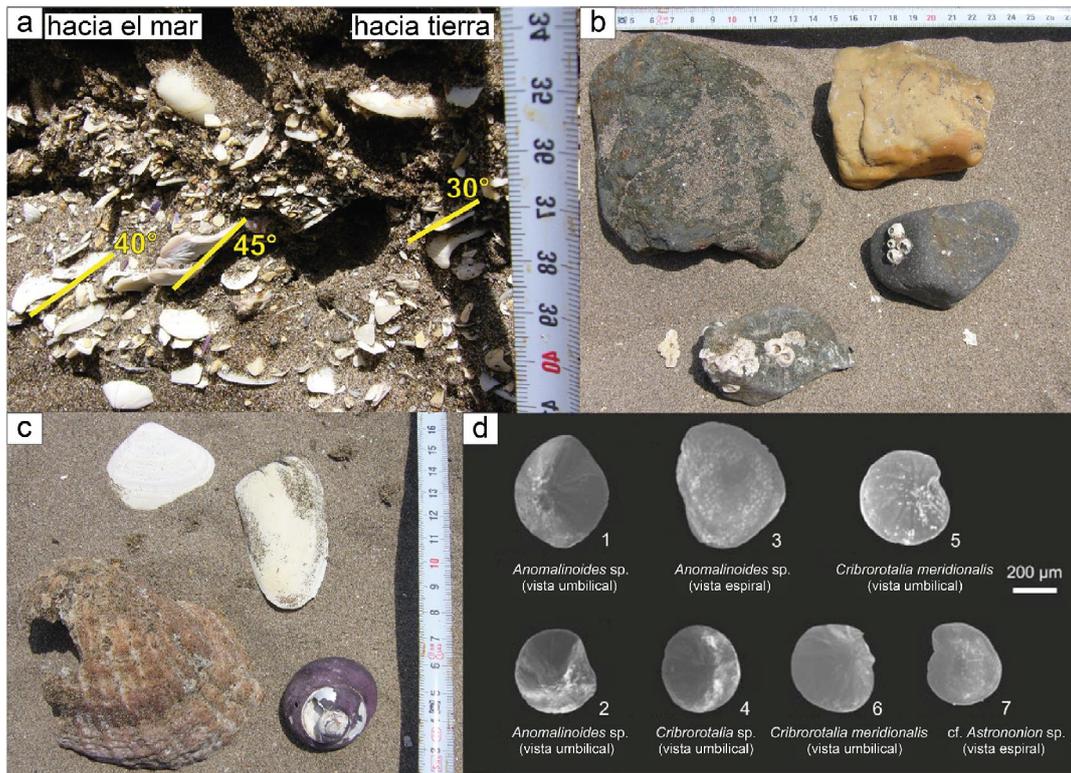
cf. *Astrononion* spp. (figura 4.9d 7). Según Malumián & Scarpa (2005), estas especies son típicas de regiones de plataforma interna, con una profundidad del agua menor a 100 metros, a lo largo de la costa del Pacífico. La total ausencia de foraminíferos planctónicos parece apoyar un origen nerítico. Incluso si algunas especies de *Anomalinoidea* poseen un amplio rango de profundidad hasta el talud continental (por ejemplo, Heinz et al., 2008), la mala conservación de los foraminíferos en este estudio no permite una asignación más detallada. Por otra parte, *Cribrorotalia*, especialmente *C. meridionalis*, sin duda y exclusivamente habita en ambientes infralitorales (Hayward & Brook, 1994; Zapata & Gutiérrez, 1995; Páez & Zúñiga, 2001). Si bien las formas alargadas y frágiles están ausentes, las evidencias trocospirales descubiertas son a menudo rotas, desgastadas, parcialmente disueltas o muestran cristalización secundaria y que parecen asemejarse a materiales retrabajados desde los acantilados durante el Pleistoceno, que luego fueron transportados hacia la costa tanto durante la acción del oleaje normal como por el tsunami. Por lo tanto, la presencia de los foraminíferos representa un transporte postmuerte, y no se pueden utilizar como un indicador de tsunami ni para la inferencia de las profundidades del agua para el arrastre de los sedimentos.

La datación OSL de la sucesión sedimentaria en Vila Vila reveló una edad de  $0.15 \pm 0.02$  ka ( $1862 \pm 18$  yr A.D.) para la arena de playa subyacente,  $0.17 \pm 0.04$  ka ( $1834 \pm 37$  yr A.D.) para la capa del evento y  $0.10 \pm 0.01$  ka ( $1912 \pm 12$  yr A.D.) para la arena de playa suprayacente (figura 4.8, cuadro 4.1). Sin embargo, mientras que, la capa del evento y la capa de arena suprayacente están en orden cronológico, las edades de la capa de arena inferior y la capa del evento se superponen de manera significativa.

El Modelamiento Inverso de los parámetros del tsunami asociado con la capa del evento, obtiene una velocidad del flujo de 21.4 m/s y una profundidad del flujo de 47 metros necesarios para transportar la cantidad determinada de sedimento y los respectivos tamaños de grano. En comparación con los recientes eventos de tsunami en el Perú y los depósitos históricos estudiados en Boca del Río y Puerto Casma, estos valores son poco realistas y probablemente muy inexactos. Los resultados poco realistas en los cálculos de los parámetros de flujos implican que la porción de la carga del lecho puede haber superado el 10 %, debido a que el modelo inverso TsuSedMod solo puede simular la deposición de un flujo con carga del lecho < 10 % (por ejemplo, Jaffe & Gelfenbaum, 2007; Spiske et al., 2010b).



**Figura 4.8** Depósito histórico de tsunami y distribuciones granulométricas en Vila Vila datado en  $0.17 \pm 0.04$  ka. El afloramiento se encuentra a 80 metros de la costa actual.



**Figura 4.9** Composición sedimentológica detallada de la unidad de tsunami en Vila Vila, a) Fragmentos de caparazones imbricados con ángulos de inclinación de 30-45° hacia la costa, b) Fragmentos de rocas, algunos de ellos con barnaclas y verméticos adheridos, c) Caparazones y fragmentos de caparazones incorporados en la capa del evento, d) Foraminíferos encontrados en la capa del evento y en la arena de playa circundante.

## ACERCA DEL POTENCIAL DE CONSERVACIÓN DE DEPÓSITOS DE TSUNAMIS EN EL LITORAL PERUANO

En las dos últimas décadas, sobre todo después del tsunami en el océano Índico el 2004, se han llevado a cabo numerosos estudios posteriores sobre tsunamis. En estos estudios se describen una gran variedad de estructuras sedimentarias y erosionales relacionadas al *run-up* y el retrolavado de las olas del tsunami.

Sin embargo, la pregunta que surge es, si estas estructuras son efímeras o tienen un gran potencial para ser conservadas en el registro geológico.

En este parte del estudio, comparamos los sedimentos encontrados durante los estudios posteriores al tsunami después del tsunami de Chimbote (1996), Camaná (2001) y Pisco-Paracas (2007) en el Perú, con observaciones realizadas durante dos campañas de campo, con el fin de determinar el potencial de conservación de las diversas texturas de grano fino de los depósitos de tsunamis en diferentes ambientes costeros. En segundo lugar, dar la primera descripción detallada de los sedimentos dejados por el tsunami Pisco-Paracas en agosto de 2007.

### a. Tsunami Chimbote 1996

En el 21 de febrero de 1996, un terremoto de magnitud 7.5 tuvo su epicentro a unos 120 kilómetros frente a las costas de Chimbote en el norte de Perú (Petroff et al., 1996). Testigos presenciales (pers. comm) reportaron un retiro del mar de hasta 500 metros antes de la llegada de la primera ola del tsunami, unos 15 minutos después del sismo principal. Dos a tres olas sucesivas, siendo la segunda la más grande, llegaron a la costa unos 8-25 minutos después de la llegada de las primeras olas (Petroff et al., 1996; Bourgeois et al., 1999). Las alturas máximas de las olas fueron de 5 metros en Chimbote, Coishco y Culebras, y la máxima inundación alcanzada fue de 455 metros en el Puerto Santa (Petroff et al., 1996; Bourgeois et al., 1999).

Dos semanas después, Petroff et al. (1996) y Bourgeois et al. (1999) visitaron la zona para estudiar los parámetros de inundación del tsunami y los sedimentos. Ambos informaron sobre sedimentos arenosos depositados por el tsunami, describen que grandes volúmenes fueron depositados cerca de desembocadura de los ríos (por ejemplo, río Santa) y en

los lechos de los ríos, secos estacionalmente, donde grandes cantidades de arena y lodo estaban disponibles para el transporte y redepositación.

En el Puerto Santa, donde la altura de la ola fue de aproximadamente de 2 metros, los sedimentos del tsunami presentaban una gradación normal de arena fina a muy fina con un espesor que varía de 4-11 centímetros dependiendo de la topografía local. La arena de tsunami sepultó las superficies de marismas con vegetación.

Once años después, realizamos una evaluación en las zonas descritas por Bourgeois et al. (1999) (fotografía 4.6), llegando a apreciar que ninguno de los sedimentos fueron conservados. Los pescadores del Puerto Santa fueron capaces de contar sus experiencias sobre el evento del tsunami. Nos contaron que después del terremoto, el mar se retiró hasta el final de la península, que se encuentra a una distancia de unos 500 metros de la línea de costa actual (figura 4.10a).



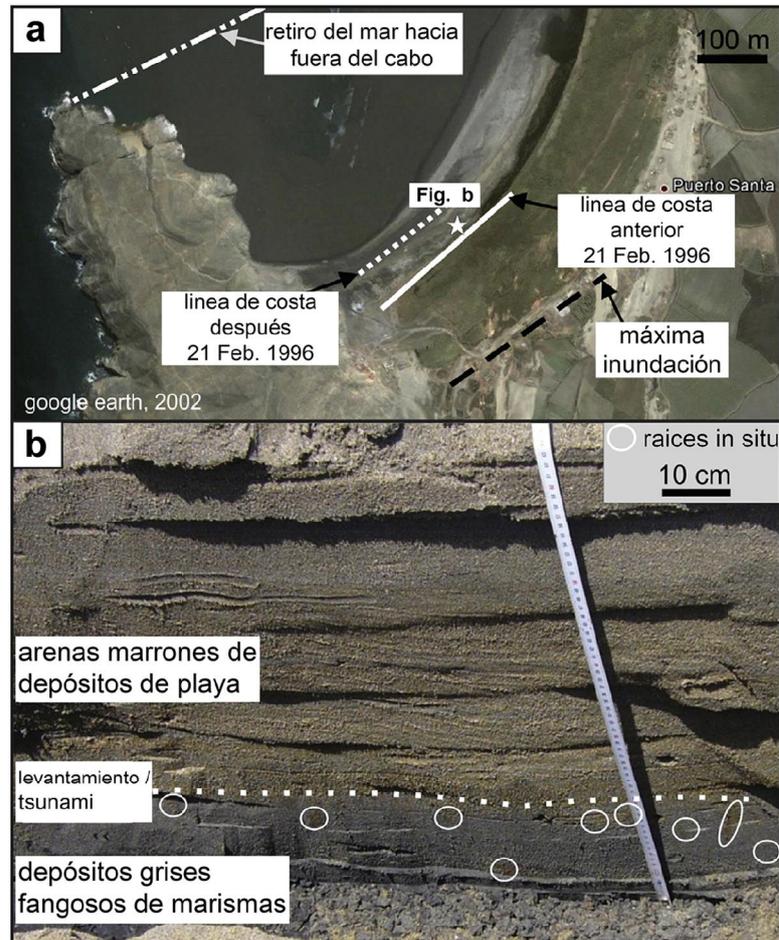
**Fotografía 4.6** La fotografía muestra la exploración de los depósitos de tsunami en Puerto Casma después de 11 años en los lugares que Bourgeois et al. (1999) los describe.

La inundación máxima del tsunami alcanzó el pie de una colina a 300 metros aprox. de distancia del mar. También declararon que después del tsunami, la costa se había movido unos 60 metros en dirección al mar. El último caso se debe a un levantamiento cosísmico local relacionado al terremoto tsunamigénico. La cantidad de elevación fue de 0.5-0.6 metros.

En el Puerto Santa, ponemos en evidencia una secuencia sedimentaria de 0.7 metros de espesor (figura 4.10b). En la base, es visible una arena lodosa gris. Varias raíces parduscas se conservan in situ dentro de esta unidad. En una profundidad de 0.5 metros por debajo de la superficie actual, un contacto visible separa la arena lodosa gris de una arena marrón bien gradada. Se interpreta este cambio marcado de facies de

sedimentos lodosos de marisma a depósitos de playa de arena, como resultado de la subsidencia inducida postsísmica (por ejemplo, Barrientos, 1995), que ofrece nuevos espacios de alojamiento para los sedimentos de playa.

Si el sedimento de tsunami estuvo presente en esta zona, debió estar sobre los sedimentos de marisma que representaban la superficie en 1996. Pero no hay depósitos distintivos del evento en la actualidad. Las arenas de playa de 50 centímetros se depositaron durante los once años transcurridos desde el evento. Esto implica una tasa de sedimentación anual promedio de 4.5 centímetros para esta zona.



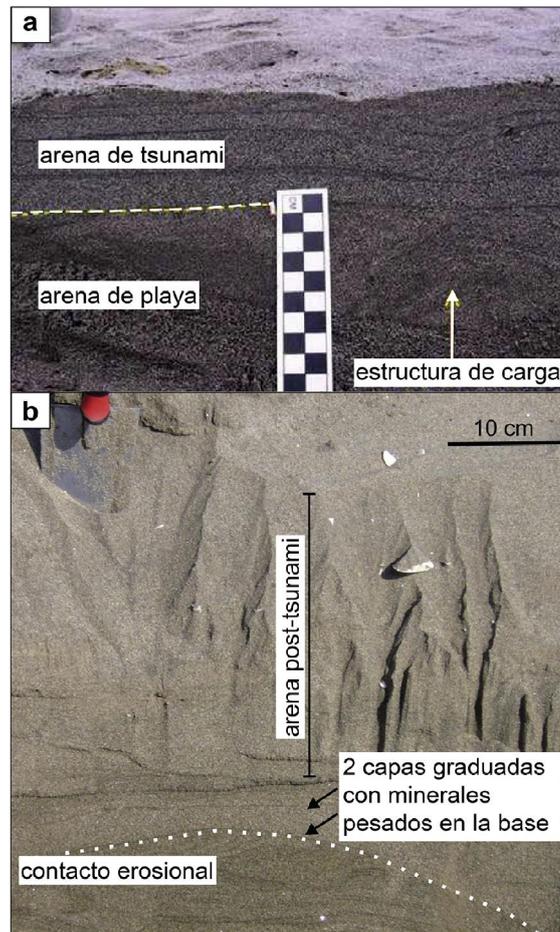
**Figura 4.10** Puerto Santa al norte de Chimbote. (A) Un levantamiento cósmico provocó un desplazamiento de 60 m. aproximadamente. de la línea de costa en dirección al mar. El agua se retiró 500 metros aproximadamente antes de la llegada de la primera ola a la orilla. El tsunami se detuvo al pie de una colina a una distancia de 300 metros de la orilla. (B) Afloramiento mostrando un cambio de facies de marisma a depósitos de playa (Tomado de Spiske et al., 2013).

#### b. Tsunami Camaná 2001

El tsunami de Camaná del 23 junio de 2001 fue causado por un terremoto de  $M=8,4$  a unos 75 kilómetros de la costa de Camaná en el sur de Perú (Dengler, 2001; EERI, 2001; JSCE, 2001). Los testigos observaron que el agua comenzó a retirarse 50-100 metros de la costa, 5-15 minutos después del terremoto y se mantuvo bajo durante unos 15-20 minutos (Dengler, 2001; DHN, 2001; EERI, 2001). De tres a cuatro olas sucesivas fueron reportadas, siendo la segunda y tercera ola las más grandes. La altura máxima de la ola fue de al menos 8 metros y una inundación máxima de 760-1.360 metros (Dengler 2001; EERI, 2001; JSCE, 2001; Velásquez, 2002; Jaffe et al, 2003.). El tsunami también fue observado con una amplitud de 10-70 centímetros por los mareógrafos en Hawái, Nueva Zelanda,

en Japón y en la costa oeste de los EE.UU. (Dengler, 2001; DHN, 2001).

Con los trabajos de campo postsunami (USGS, 2001 Okal; 2002; Jaffe et al., 2003) se observó que los sedimentos producidos por el tsunami fueron encontrados en las playas de arena, en el lecho seco del río Camaná cubriendo terrenos de cultivo. Los depósitos tenían un espesor de 0.5-28 centímetros y mostraban un contacto de erosión en la base. Asimismo, describen los depósitos de Camaná como capas múltiples generalmente con gradación normal, algunos de ellos con láminas delgadas de minerales pesados en la base de cada capa. Los clastos desgarrados de lodo (*muddy rip up clasts*) y capas de lodo se formaban en la parte superior de los



**Figura 4.11** Múltiples depósitos de niveles del tsunami Camaná. a) Depósito de tsunami que recubre las arenas de playa y consta de tres unidades con minerales pesados en la base, b) Depósito cerca de La Bajada en 2007 que consta de dos unidades gradadas con minerales pesados en la base (ca. 80 m de la costa). El espesor de los sedimentos post-tsunami en 2007 fue de 30 cm playa (Modificado de Spiske et al., 2013).

depósitos de tsunami o entre las capas individuales interpretadas como depósitos de olas individuales (figura 4.11a y b). Los sedimentos pueden estar compuesto de solo una de las características mencionadas o una mezcla de diferentes características. Estaban presentes tanto los sedimentos de *run-up* retrogresivos. Los escarpes erosionales en la superficie fueron reportados por Dengler (2001) y el USGS (2001).

Seis años después realizamos trabajos de campo en la zona de influencia y se observó que los restos de los sedimentos del tsunami sólo se encontraron en ambientes de playa. Jaffe et al. (2003) informaron que los sedimentos del tsunami tenían un grosor de 28 centímetros, mientras que los sedimentos encontrados en el 2007 solo tenían espesores máximos de alrededor de 6-7 centímetros. No fue posible identificar los

sedimentos del tsunami que se han descrito en el lecho del río Camaná y que cubrían los suelos lodosos de los campos agrícolas.

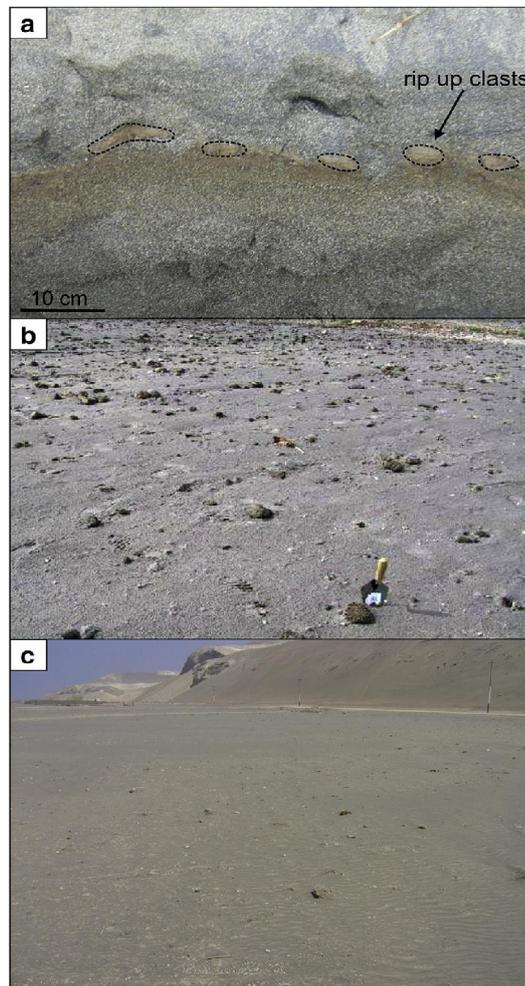
Las capas de lodo dividiendo capas individuales o capas de lodo situadas en la parte superior de la sucesión de tsunami han sido descritas por Jaffe et al. (2003). Éstas son indicadores de bajas velocidades del flujo entre el *run-up* y el retrolavado, por lo tanto ayudan a subdividir una sucesión en diferentes depósitos. En el año 2007, se logró detectar las capas de lodo individuales, pero no múltiples.

Otro tipo de sedimento de lodo depositado por el tsunami de Camaná son los clastos desgarrados (*rip-up clast*). Los clastos son provenientes de los campos agrícolas que han sido inundados por el tsunami.

Jaffe et al. (2003), Benavente et al. (2008) establecen que los clastos desgarrados están incorporados en los sedimentos del tsunami y sobre la superficie de playa. Jaffe et al. (2003) y Morton et al. (2007) muestran clastos desgarrados que cubren el suelo del que fueron arrancados. En cambio, clastos del suelo transportados de los campos que se encuentran en la parte posterior de la playa se detectaron a lo largo de la playa Punta de Bombón (figura 4.12a). El diámetro de estos clastos se hace más pequeña en dirección al mar, lo que indica que fueron transportados por el retrolavado.

Los clastos de lodo en la superficie de la playa están todavía presentes en la Playa las Cuevas (figura 4.12c). Una

comparación de las zonas de estudio en el 2001 (Jaffe et al., 2003) y el 2007 (figura 12b) muestra diversos cambios. Solo los clastos más grandes son todavía visibles. Mientras que los clastos están apenas cubriendo la superficie en el 2001, seis años después están medio cubiertos por la arena. Mientras que los clastos más pequeños están completamente cubiertos por la arena. La superficie post-tsunami presenta ondulaciones (*ripples*) de origen eólicas. Además, los clastos tienen un aspecto fresco, parcialmente angular justo después del evento, pero que ya están suavizadas, probablemente por las fuerzas eólicas, en el 2007.



**Figura 4.12** Clastos desgarrados del tsunami Camaná. a) clastos incorporados en el sedimento en Punta de Bombón en 2007 (ca. 70 m de la costa). b) clastos en la superficie de la playa (aprox. 140 m de la costa) La Quinta en 2001 (Jaffe et al., 2003, fig. 2). c) clastos en la superficie de la playa, cerca de la playa Las Cuevas en 2007 (Tomado de Spiske et al., 2013).

El espesor de los sedimentos post-tsunami ayuda a calcular la tasa de sedimentación postsunami, sugiriendo una tasa de sedimentación aproximadamente de 3.3 - 5 centímetros por año.

### c. Tsunami del 2007, Pisco – Paracas

Es el tsunami más reciente, que afectó la zona de Pisco y la península de Paracas. En la región de Pisco, se observó un retiro inicial del mar de 200 metros antes de la llegada de las cuatro olas que arribaron a la costa 10-25 minutos después del terremoto (Fritz et al., 2008; Yauri et al., 2008). La primera y segunda ola llegaron con un gran impacto (Yauri et al., 2008). Por el contrario, los testigos nos contaron que entre el pueblo de Paracas y el museo en la entrada del Parque Nacional, el mar no se retiró y la ola no arribó a la costa, pero hubo un ascenso progresivo inundando 800-900 metros aproximadamente. Tanto la mayor altura de la ola de 10 metros (playa Yumaque) y la inundación máxima de 2 kilómetros (Lagunillas) se observaron a lo largo de la península de Paracas (Fritz et al., 2008; Yauri et al., 2008). Para obtener más parámetros detallados del tsunami en distintas zonas de estudio ver Fritz et al. (2008) y Yauri et al. (2008).

Científicos peruanos y extranjeros visitaron la costa afectada poco después del evento (Astroza, 2007; Fritz et al., 2008; Sánchez, 2007; Yauri et al., 2007). Estos estudios documentaron el *run-up* y los parámetros de inundación, así como daños. Las únicas estructuras sedimentarias tsunamigénicas descritas son observadas en Laguna Grande (Fritz et al., 2008).

Un año después del evento visitamos nuevamente la zona entre Chincha y bahía Independencia con el fin de documentar el grado de conservación de los sedimentos de tsunami, después de los procesos de modificación natural y humana.

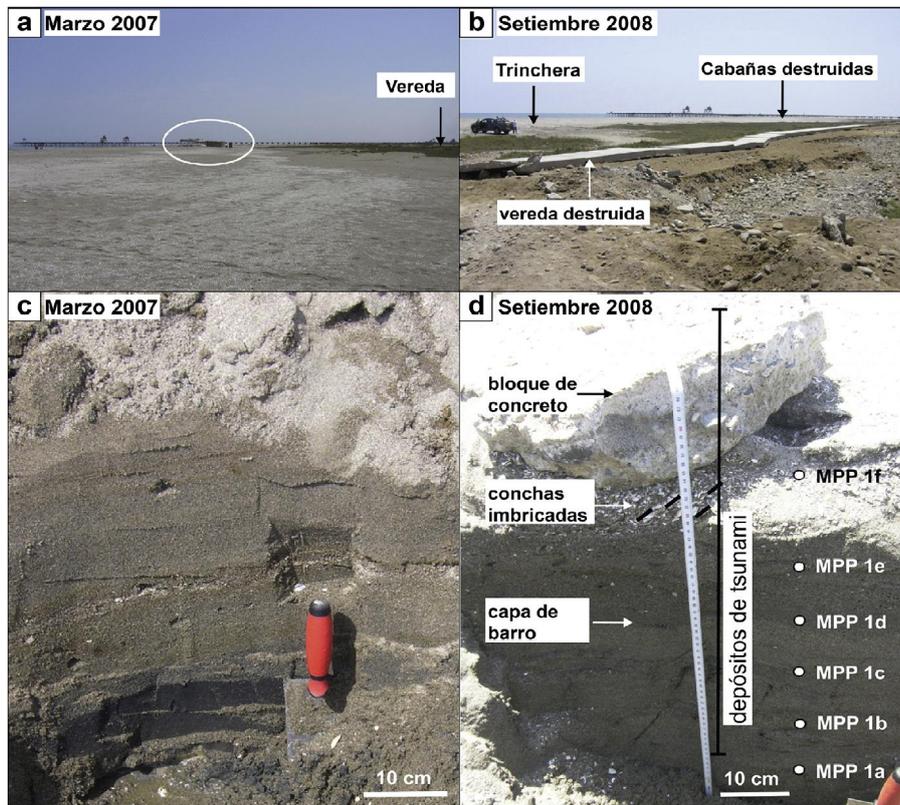
Aunque los sedimentos descritos que se encontraron un año después del evento reflejan solo una porción indeterminada de los depósitos que se generaron directamente después del tsunami; una visión general de las características sedimentarias e información sobre las mejores circunstancias de conservación se puede dar en base del registro conservado.

Los sedimentos del tsunami de Pisco-Paracas se generaron como capas múltiples, con presencia de clastos desgarrados, acumulaciones de conchas, capas de gravas imbricadas, pequeños bloques de concreto y capas de lodo. El espesor máximo era de unos 53 centímetros. Se observaron tanto los sedimentos de *run-up* y retrolavado, así como, estructuras de retrolavado.

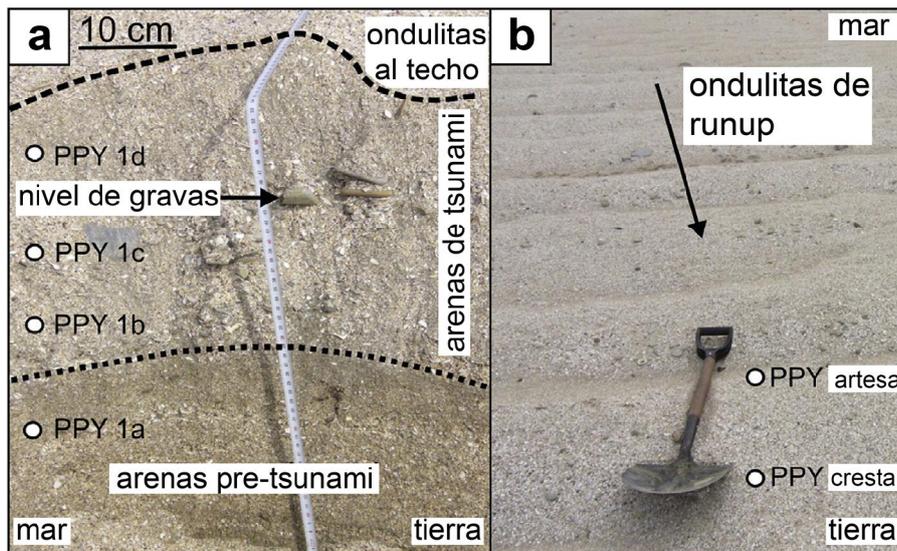
Una comparación de la morfología de la playa Pisco antes del tsunami de marzo de 2007 y después del evento, en septiembre de 2008, muestra que algunas cabañas y una pista de concreto fueron destruidas por el tsunami (figuras 4.13a, 4.13b). El muelle no muestra daños significativos a excepción de algunos postes que estaban alineados en dirección hacia la costa y que fueron alcanzados por el tsunami. Los sedimentos examinados en el 2007 se compararon con la secuencia sedimentaria post-tsunami en la misma localidad (figura 4.13c, 4.13 d). En marzo del 2007 se observaron cerca de 50 centímetros de arena de la playa con presencia de conchas marinas. No se detectaron estructuras sedimentarias o cambios en la composición. La sucesión del tsunami en el 2008, no presenta ninguna base distinta, pero utilizando sedimentos pre-tsunami, la posición de la base pudo ser estimada. La comparación implica que después el espesor del depósito tsunami aumentó a 44-53 centímetros (figura 4.13d). Este volumen adicional de sedimento depositado en 1.5 años parece ser únicamente el producto de la depositación del tsunami.

La sucesión del tsunami muestra dos capas de lodo que separan tres capas de arena. Estas capas de lodo se pueden interpretar como indicadores de condiciones de baja energía entre el *run-up* y el retrolavado de las ondas individuales. En la parte superior de la tercera capa de arena del tsunami, está presente una unidad con un muy alto contenido de conchas. La imbricación de las conchas indica una depositación durante el flujo de tsunami hacia la costa. Por lo tanto, las tres capas principales de arena y la unidad de conchas, en la parte superior, indican al menos tres olas del tsunami inundando la costa (figura 4.13d). Esto es coherente con los reportes de los testigos (Yauri et al., 2008). El bloque de concreto en la parte superior de la sucesión fue arrancado de la pista destruida, ubicada a 40 metros de la trinchera de estudio y transportado hacia la playa por el retrolavado.

En la playa Yumaque, en el Parque Nacional de Paracas, arena de tsunami de grano grueso y de 25 centímetros de espesor está cubriendo depósitos de playa (pre-tsunami) (figura 4.14a). La capa de arena tiene una base potencialmente erosiva y muestra una gradación normal. La capa superior presenta gravas parcialmente imbricadas hasta la base y una gradación normal hacia el tope y presencia de *ondulitas* de corriente (*currentripples*) en la superficie. Estas, *ondulitas* cubren una gran zona de la playa (figura 4.14b). Las *ondulitas* de tsunami también están presentes en Lagunillas donde el agua invadió la costa hasta unos 2 kilómetros.



**Figura 4.13** Vista general de la playa principal de Pisco. (A) En marzo del 2007, chozas (círculo) todavía presentes en la playa, (B) Después del tsunami, en septiembre de 2008, las chozas y una pista fueron destruidas. La flecha indica la localización de la trinchera de estudio (ver figura 7C, figura 7D). (C) Depósitos de playa pre-tsunami. (D) Depósitos de tsunami, que consta de varias unidades, tal como se encuentran en la playa, septiembre de 2008 (tomado de Spiske et al., 2013).

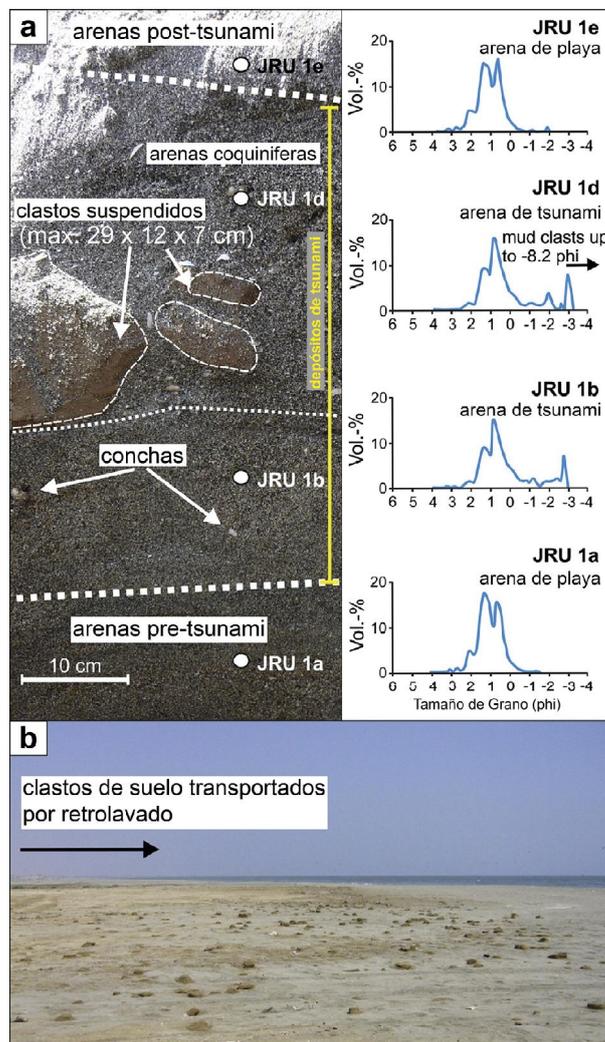


**Figura 4.14** Depósitos de tsunami en playa Yumaque. (a) Arena de tsunami con una capa de grava y estructuras de *ondulitas* hacia el tope (b) *ondulitas de run up* en la superficie de playa (Tomado de Spiske et al., 2013).

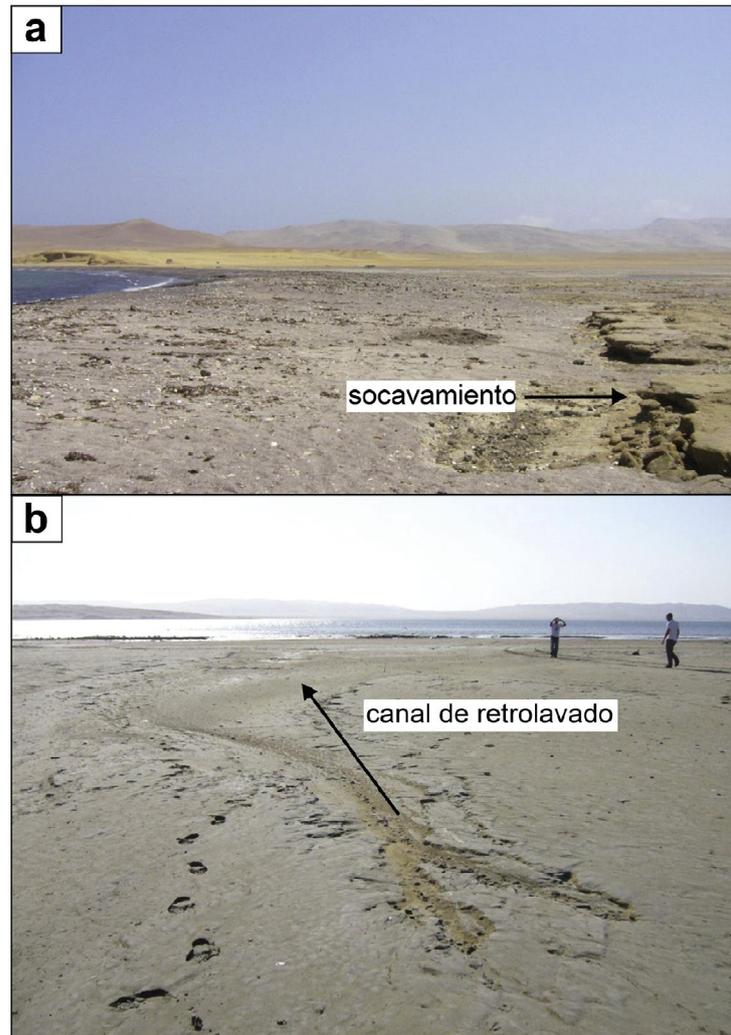
Otro ejemplo de capas *run-up* y de retrolavado se encuentran dentro de una sucesión que está presente en la playa Jahuay (figura 4.15). Se observó una fuerte base erosiva separando la arena uniforme de playa de los depósitos de tsunami de 44 centímetros de espesor. La parte inferior del depósito de tsunami está compuesta por arena con contenido de conchas marinas. Los clastos de lodo desgarrados (*muddyrip-up clasts*) quedaron incrustados dentro de esta capa inferior (figura 4.15). Esta característica parece ser un indicador de que el sedimento subyacente aún poseía un alto contenido de agua, cuando los clastos fueron depositados. Los clastos desgarrados

procedentes de los campos agrícolas, ubicados a 150-200 metros de distancia de la playa, fueron transportados hacia el mar durante el retrolavado (figura 4.15b).

Los signos de erosión del tsunami son visibles en Lagunillas (figura 4.16a) y en la playa Chaco (figura 4.16b). En este último caso, el desgaste, erosión es debido al retrolavado con canales de erosión dentro de la superficie de lodo. Dado que no se produjeron lluvias fuertes en la región de Paracas entre el tsunami y nuestra evaluación de campo, por tal motivo estas estructuras tuvieron un origen tsunamigénico.



**Figura 4.15** Depósitos de tsunami en playa Jahuay. (a) Depósito de tsunami con clastos desgarrados impactados en la capa *run-up* subyacente. (b) Vista de la playa mostrando clastos desgarrados del suelo de los campos agrícolas que se encuentran en la parte posterior de la playa y que fueron transportados hacia el mar durante el retrolavado (tomado de Spiske et al., 2013).



**Figura 4.16** Estructuras producidas por erosión de las olas de tsunami Pisco-Paracas. (a) Erosión de superficie en Lagunillas. (b) Canal de retrolavado en la playa Chaco producto del retroceso de la ola de tsunami playa (tomado de Spiske et al., 2013).

## INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES

Teniendo en cuenta que la fosa Perú-Chile es una de las zonas sísmicas más activas del mundo (Kulikov et al., 2005) con una recurrencia de terremotos de gran magnitud, con posible presencia de tsunamis, fue sorprendente encontrar rastros de tsunamis históricos en sólo tres sitios. Según Kulikov et al. (2005) un tsunami con alturas de ola promedio de alrededor de 11 m es generado por sismos en la fosa Perú-Chile cada 50 años, con 14 m cada 100 años y con 16 m cada 200 años. Dorbath et al. (1990) cita que el periodo de ocurrencia de grandes terremotos en Perú y Chile, que pueden causar tsunamis a lo largo del Pacífico es de aproximadamente un siglo. Teniendo en cuenta los acontecimientos

que figuran en los estudios de tsunami (Bemingham, 1962; Iida et al., 1967; Lomnitz, 1970; Lockridge, 1985; Dorbath et al., 1990; Carpio y Tavera, 2002; Kulikov et al., 2005; Benavente et al., 2008 y 2012), en el Perú el periodo de ocurrencia de tsunamis locales con alturas de ola <10 m es de aproximadamente una década. Esta cifra coincide con los acontecimientos más recientes en el Perú 1996, 2001 y 2007. Los estudios de tsunami indican que los tsunamis históricos en general y el número de tsunamis destructivos son mayores en el centro y sur del Perú que en el norte de Perú. Este podría ser el resultado de las diferentes condiciones de esfuerzos a lo largo de la placa tectónica en marcadas en las fronteras norte y sur de la Dorsal de Nazca o por el hecho de que

las costas del centro y sur del Perú son más densamente pobladas en comparación con el norte de Perú.

El pequeño número de capas de tsunamis detectados puede ser debido a:

- a) El hecho de que una gran parte de la costa está cubierta por los acantilados.
- b) Los depósitos de la costa y los depósitos de tsunami son similares, por tanto, es probable un mismo origen.
- c) El bajo potencial de conservación de las capas de tsunami en tierra.

El último caso fue reportado por Spiske et al. (2013a), donde estudiaron los sedimentos depositados por los tsunamis más recientes en el Perú (Chimbote 1996, Camaná 2001, Pisco-Paracas 2007) y constataron que ninguno de los sedimentos depositados en Chimbote quedaron once años después del evento y sólo la mitad de los depósitos del tsunami de Camaná quedaron seis años después del evento. El bajo potencial de conservación parece estar determinado principalmente por el clima árido y una rápida erosión eólica de los sedimentos del tsunami; sin embargo, la costa del Perú es un lugar apropiado para el estudio de los depósitos históricos de tsunamis debido a que la región cuenta con condiciones climáticas estables y no experimenta tormentas estacionales, ni mareas de tormentas (NCDC, 2011). Por lo tanto, las mareas de tormenta pueden ser excluidas como formadoras de depósitos en las zonas costeras. Esporádicamente, las fuertes lluvias que son capaces de erosionar y transportar enormes cantidades de sedimentos caen durante el Fenómeno de El Niño. Witter et al. (2001) señala que estos depósitos de inundación se pueden distinguir fácilmente de los sedimentos depositados por las inundaciones del mar debido a la dirección inversa del transporte. Por lo tanto, los depósitos de inundación son provocados por El Niño se presentan como capas más gruesas en dirección hacia la costa, mientras que para las mareas de tormenta o un tsunami sería lo contrario (Witter et al., 2001). Además, los sedimentos formados por tormentas o un tsunami pueden contener organismos marinos. Este es el caso para todas las capas de tsunami reportadas en este estudio y, en consecuencia, las inundaciones de El Niño no podrían haber formado los depósitos de capas gruesas en la costa del Perú.

En el Puerto Casma se encontró una capa de tsunami que fue datada en  $1641 \pm 26$  años dC (fig. 1, 2) la cual muestra una gradación normal con un contacto erosivo y la acumulación de minerales pesados en la base. La arena es mucho más gruesa que las arenas de la playa que la rodean y contienen fragmentos de rocas y caparzones. La gradación normal de la capa indica una depositación de las partículas en suspensión. Las distribución

del tamaño de grano muestran que las capas de paleotsunamis contienen arena de playa retrabajada de granos más gruesos y con un mayor contenido de minerales pesados, lo que indica probablemente un origen marino superficial. La presencia de minerales pesados dentro de la unidad del tsunami refleja que el tsunami tenía mayores condiciones de flujos de alta energía en comparación con las condiciones de las olas normales, por lo tanto, es capaz de transportar y erosionar el material posiblemente más profundo, y el material que fue demasiado pesado (demasiado grande o demasiado denso) para ser transportado por el oleaje normal. Por ello al hacer un seguimiento de la capa de tsunami aproximadamente unos 100 m en dirección hacia el interior da pruebas de una tendencia leve de material más fino hacia la costa.

Alrededor de la edad datada con  $1641 \pm 26$  años dC (1615-1667 dC), se generó una lista con registros históricos de siete terremotos de gran magnitud en los años 1604 dC, 1615 dC, 1619 dC, 1647 dC, 1664 dC, 1678 dC y 1687 en el Perú (Tabla 2; Berninghausen, 1962; Iida et al, 1967; Lomnitz, 1970; Lockridge, 1985; Dorbath et al, 1990; Carpio et al, 2002; Kulikov et al, 2005). Los eventos de 1615 - 1647 - 1664 - 1678 están relacionados con tsunamis que afectaron la zona sur del Perú. El evento de 1604 produjo en el norte de Perú, un tsunami con pequeñas olas y con una profundidad de flujo calculado de 6.2 m en el Puerto Casma. Además, el evento de 1604 no se encuentra dentro del rango calculado de  $1641 \pm 26$  años dC. Esto también se aplica para el terremoto de 1687, con un epicentro cerca de Lima, que causó un tsunami que afectó el norte de Perú. Para los otros dos eventos de 1619 y 1663 no se informó presencia de tsunami. Excluyendo los terremotos que afectaron sobre todo al sur del Perú, así como, los eventos que están fuera del rango de edad datada (1604 y 1687), evento local sin registrar de 1619 sigue siendo el posible desencadenante de la depositación de una capa de tsunami en el Puerto Casma.

Dorbath et al. (1990) afirma que es extraño que para el evento de 1619 no se reportara tsunami; sin embargo, la calidad de los datos históricos en muchos casos es cuestionable, porque aún hoy en día la costa peruana se encuentra en muchas partes muy alejada y no densamente poblada (Dorbath et al, 1990; Kulikov et al, 2005). Esto también se refleja en los estudios de tsunamis, principalmente en Lima (Callao) y Arequipa, así como, algunas pequeñas ciudades costeras. Dorbath et al. (1990), Wells (1996) proponen un depósito de tsunami formado por residuos orgánicos dentro de una compleja zona de playa en Santa alrededor de 1618 dC. A pesar de la posibilidad de un evento local, que no afectó a las principales ciudades de la costa y, por lo tanto, no estaba registrado en los estudios de tsunamis históricos, el evento de 1619 con una magnitud supuesta de 7.7 a 8.0 (tabla 2) y una longitud de ruptura de 100-150 km parece ser el desencadenante más razonable. El

terremoto puede ser visto como precursor del evento Chimbote 1996, que tuvo una magnitud de 7.5, una longitud de ruptura de unos 100 km y provocó un tsunami regional con alturas de ola de 3.5 metros y un máximo de inundación de 455 m (Petroff et al., 1996; Bourgeois et al., 1999). Por lo que el evento de 1619 podría haber desencadenado un tsunami de magnitud similar, esto coincidiría con los cálculos de flujo en el Puerto de Casma y la única ocurrencia local de la capa de tsunami. Por lo tanto, este estudio puede proporcionar la primera evidencia de un tsunami local que fue provocado por el terremoto del 14 de febrero de 1619 en Chimbote y puede apoyar la hipótesis de Wells (1996).

La segunda capa histórica se encuentra en Vila Vila, en el sur de Perú. La capa contiene una gran cantidad de conchas y fragmentos de conchas, así como cantos y fragmentos de roca, algunos de ellos con organismos marinos adheridos. La edad obtenida es de  $1862 \pm 18$  años dC (1797-1871 dC). La gradación normal y la imbricación dan evidencia del transporte de partículas pequeñas en suspensión, y el transporte de grandes conchas y cantos rodados, respectivamente. Los cálculos de flujo poco realistas de los parámetros de Vila Vila implica que la parte de carga del lecho puede haber sido superior al 10% debido a que el modelo inverso TsuSedMod sólo puede simular la depositación de un flujo de carga, con pendiente  $<10\%$  de lecho (Jaffe y Gelfenbaum, 2007; Spiske et al., 2010).

Los estudios de tsunami (Berninghausen, 1962; Iida et al., 1967; Lomnitz, 1970; Lockridge, 1985; Dorbath et al., 1990; Carpio y Tavera, 2002; Kulikov et al., 2005) reportan siete grandes terremotos en todo el lapso de tiempo datado, en marcados en los eventos de 1833, 1835, 1847, 1868, 1869, 1871 y 1877 (tabla 2). Para el evento de 1833 no se informó tsunami, todos los otros terremotos provocaron un tsunami que afectó el sur de Perú, mientras que los tsunamis de 1847, 1869 y 1871 fueron probablemente demasiados pequeños para depositar la capa de tsunami en Vila Vila.

Tres eventos (1835, 1868, 1877) causaron tsunamis en el océano Pacífico, el tsunami de 1835 se produjo en Chile Central, a 200 kilómetros al sur de Vila Vila, y el principal impacto se observó en Concepción, pero no se registraron severos daños en el sur de Perú (Iida et al., 1967; Lomnitz, 1970; Lockridge, 1985). En consecuencia, los eventos de 1868 y 1877 permanecen como posibles causas de los depósitos de tsunami en Vila Vila.

El terremoto del 13 de agosto de 1868 es el segundo terremoto más importante generado fuera de la costa en Arica, después del terremoto de 1604, donde se reportó una altura de las olas de 15

a 21 m aproximadamente, más al norte cerca de Islay alcanzaron los 12 m (Berninghausen, 1962; Iida et al., 1967; Lockridge, 1985). Por lo tanto, se puede suponer una altura de por lo menos 10 m para Vila Vila, a unos 180 km al sur de Islay y 65 km al norte de Arica. Además, este evento es el más cercano a la edad obtenida de  $1862 \pm 18$  años dC.

El evento de 1877 está un poco fuera del rango de edad obtenida y se generó por un terremoto fuera de la costa en Tarapacá, a unos 200-250 km al sur de Vila Vila, no obstante, se reportaron olas de 20 m de altura en Arica, que también afectaron gravemente la costa del sur del Perú (Berninghausen, 1962; Iida et al., 1967; Lomnitz, 1970). En comparación con el evento de 1868, la altura del tsunami parece disiparse de manera significativa al norte de Arica, porque sólo se informa alturas del tsunami de 3 m en Islay (Lockridge, 1985). El evento de 1877 no se puede excluir; pero el evento más razonable para depositar los sedimentos de tsunami en Vila Vila es el evento de 1868 que se encuentra en las fuentes históricas también llamado «El gran terremoto y tsunami del Perú» (Iida et al., 1967).

Las dos capas de tsunami en Boca del Río están datadas en  $2.26 \pm 0.37$  años ( $248 \pm 367$  aC) y  $1.98 \pm 0.23$  años ( $24 \pm 231$  dC). En consecuencia, sus edades están más allá del límite de los estudios de tsunamis que no se registran en los eventos peruanos mayores de 1513 dC (Carpio y Tavera, 2002), siendo una importante información para la ampliación de catálogo sísmico y para el conocimiento de la recurrencia. El lapso de tiempo transcurrido entre las dos capas de tsunami en Boca del Río es de aproximadamente 272 años.

Como se discutió en el caso de Vila Vila y como se representa en la tabla 2, el sur de Perú es una región sísmicamente muy activa. Los terremotos y tsunamis más grandes del Perú se generan en la región de Arica, en el año 1604 dC y 1868 dC. Curiosamente, el lapso de tiempo que pasa entre estos dos eventos principales es de 264 años y por lo tanto muy cerca de los 272 años que pasaron entre los dos eventos en Boca del Río. Por otra parte, está registrado que los terremotos de 1604 y 1868 tuvieron rupturas idénticas y los tsunamis provocados poseían parámetros similares de inundación (Tabla 2; Dorbath et al., 1990.). Esto también se aplica para las dos capas en Boca del Río, donde los parámetros de flujo son 7.1 m/s y 5.1 m de profundidad para la capa más antigua y 7.8 m/s y 6.1 m para la más joven. Estas observaciones implican que las capas observadas en Boca del Río, representan la presencia de un terremoto y tsunami resultante ligados a los dos «Grandes terremotos y tsunamis en Arica» en 1604 y 1868 dC.

**Tabla 4.1**  
**Lista de posible tsunamis alrededor de 1641±26 yr dC (1615-1667 ) por el evento de Puerto Casma y 1862±18 yr dC (1797-1871 dC) por Vila Vila. (Tomado de Spiske et al., 2013)**

Fecha (A.D.)	Ubicación del epicentro	Magnitud del terremoto	Lugares donde se observaron tsunamis	Longitud de ruptura (km)	Altura máxima de ola (m)	Magnitud de tsunami	Comentarios	Referencias
24.11.1604	Arica	8.2-9.0	Talcahuano (Chile) hacia Trujillo	450	10-15 (26)	4	El tsunami afectó 1400-1900 km de litoral; La máxima inundación reportada fue de 10 km en Arica; Arica fue destruida por el tsunami	2, 3, 4, 5, 6
16.09.1615 14.02.1619	Arica Chimbote	7.5-7.9 7.7-8.0	Arica —	100-150	4	1.5	Trujillo y Santa fueron severamente destruidos por el terremoto; no hay observaciones de tsunamis	1, 3, 4, 5, 6 2, 5
07.05.1647	Pisco?	8.5	De Arica a Lima	—	2.8	2	No hay observaciones de tsunami	1, 3, 5
12.05.1664	Sur de Lima	7.3-7.5	—	75	—	—	—	2, 5
17.06.1678	Norte de Lima	7.7-8.0	Lima	—	—	2	—	1, 6
20.10.1687	Lima	8.0-8.5	De Pisco a Trujillo	>300	5-10	3-3.6	Tsunamis en todo el Pacífico	1, 3, 2, 5
18.09.1833	Arica	7.2-7.7	—	50-100	—	—	No hay observaciones de tsunami	2, 5
20.02.1835	Concepción (Chile)	7.0-8.2	De Puerto Montt (Chile) a Lima	—	7.5-24	3	Tsunamis en todo el Pacífico	1, 3, 4, 6
23.05.1847	Lima	—	Lima	—	2	1.5	—	3
13.08.1868	Arica	8.5-9.0	De Puerto Montt (Chile) a Talara	500	14-21	4	La máxima inundación reportada fue de 3 km a unos 100 km al sur de Arica; Arica fue destruida por el tsunami, Tsunamis en todo el Pacífico	1, 2, 3, 4, 5, 6
24.08.1869	Arica	6.8-7.4	Arica, Lima	—	2	1	—	1, 3, 6
21.08.1871	Lima	6.8-7.0	Lima	—	1-2	1	—	1, 3, 6
09.05.1877	Tarapacá (Chile)	8.0-8.5	De Puerto Montt (Chile) a Talara	450-500	16-24	4-4.5	Tsunamis en todo el Pacífico; 20 m de amplitud de tsunami en Arica	2, 3, 4, 5

1. lida et al. (1967), 2. Dorbath et al. (1990), 3. Lockridge (1985), 4. Lomnitz (1970), 5. Carpio & Tavera (2002) y Berninghausen (1962).

Finalmente, Einsele et al. (1996) observaron que el potencial de preservación de los sedimentos depositados por los acontecimientos relativamente raros, como los tsunamis, es bajo para entornos en alta mar y podría ser mayor para sedimentos depositados por tormentas; (Weiss & Bahlburg, 2006). Por ejemplo, Oliveira et al. (2008) han señalado que solo el 25 % de las ubicaciones onshore en Portugal afectadas por el tsunamis de 1755 en Lisboa muestran depósitos tsunami. Esto implica que los sedimentos han sido erosionados en 75 % de los sitios o que el tsunami no depositó sedimentos en todos los sitios donde se reportó la inundación. Los estudios de campo, como el realizado por Szczucinski (2012), sugieren que por lo menos en la mitad de los sitios no se conservaron los sedimentos de tsunami. El potencial de conservación de

sedimentos se determina generalmente por la interacción de varios procesos físicos y biológicos, entre otros por la erosión o bioturbación.

Por tal motivo, proponemos a partir de estos trabajos (en Spiske et al., 2013), un resumen esquemático de los cambios post deposicionales de los sedimentos de tsunamis (figura 4.17), representando las variaciones en el espesor de los depósitos, en los indicadores de flujo, en las estructuras internas y en las que indican erosión y estructuras producidas por microorganismos.

Asimismo, proponemos criterios que influyen en la preservación potencial de los depósitos de tsunamis, tomando en cuenta parámetros climáticos, tectónicos, geomorfológicos y antrópicos.

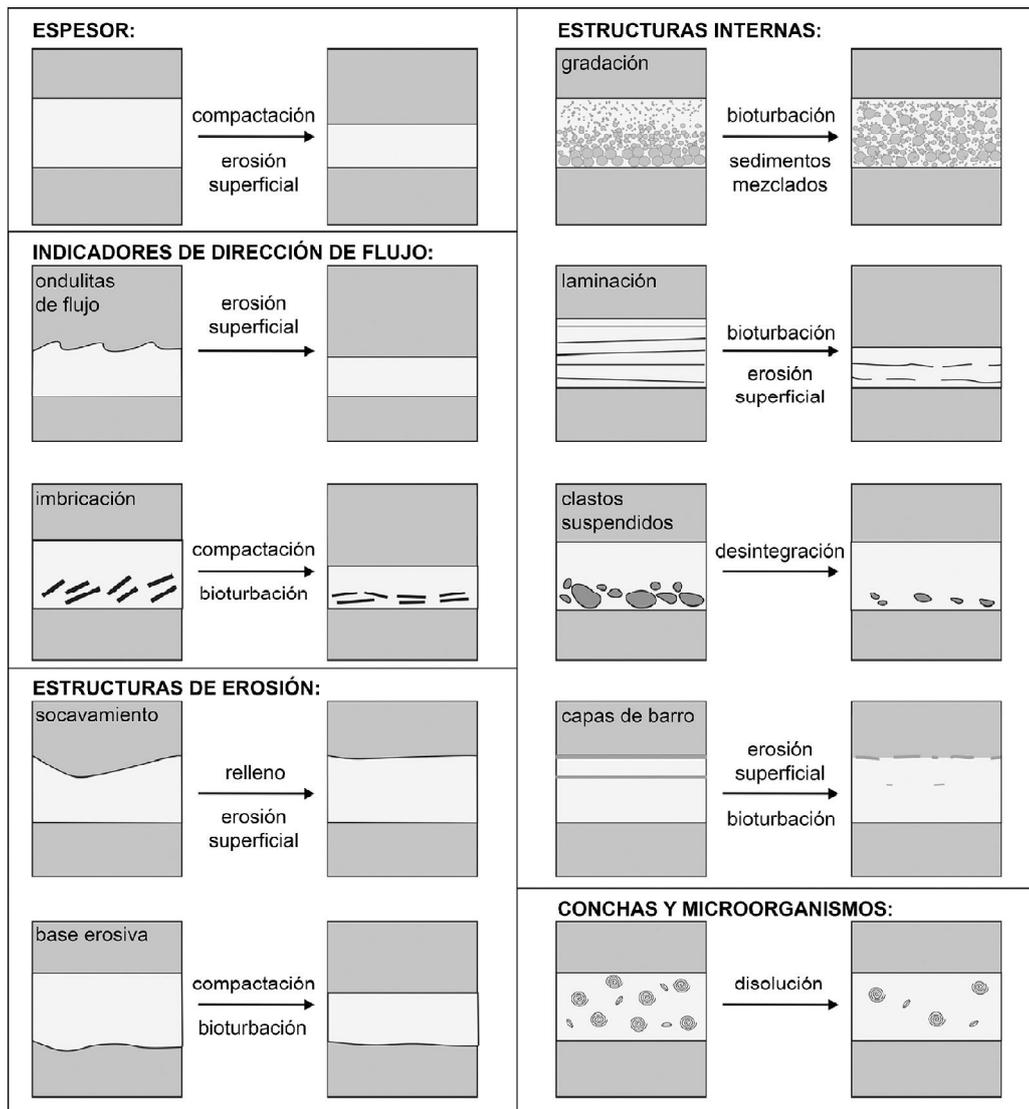


Figura 4.17 Resumen esquemático de cambios postdeposicionales de depósitos de tsunamis.

**Tabla 4.2**  
**Criterios de influencia relativa en la preservación de depósitos de tsunami en el litoral peruano**  
**(Tomado de Spiske et al., 2013)**

Criterio	Preservación buena/mala	Opciones	Razones
	—	Árido	Fuerzas eólicas
Región climática	+	Húmedo, frío	La vegetación, humedad del suelo
	—	Húmedo, tropical	Fuerte meteorización, lluvias estacionales
	—	El Niño	Fuerte incremento de la erosión
Fenómeno climático	—	Inundaciones repentinas	Fuerte incremento de la erosión
	—	Temporada de lluvias	Fuerte incremento de la erosión
	—/+	Sedimentos de grano muy fino (lodos, arcillas)	Fáciles de transportar pero difíciles de erosionar cuando están secos (cohesión de las partículas de lodo)
Fuerzas eólicas	—/+	Sedimentos de grano fino (arenas)	Serán transportados pero un rápido enterramiento con las eolianitas preservará el depósito
	+	Sedimentos de grano grueso (arenas, gravas)	No pueden ser transportados pero pueden permanecer como capa residual si los granos más finos quedan erosionados
	+	Cantos rodados	Sólo pueden ser transportado por tormentas o tsunamis fuertes
	+	Lagunas costeras, marismas, lagunas, back dune	Los sedimentos son retenidos / bajo potencial de erosión por backwash (lavado de contracorriente)
Ambientes sedimentarios	—	Costa abierta / playa	Traslado rápido por las olas o mareas
	—	Playa estrecha	Fuerte backwash (lavado a contracorriente)
	—	Costas de acantilados	Las olas pueden no alcanzar la cima de un acantilado; la arena puede no estar disponible para el transporte
	+	Cerca de desembocaduras de ríos	Alta disponibilidad de sedimentos
Distancia de la costa	—	Cercana	Erosión por mareas y olas de tormenta
	+	Tierra adentro	Ninguna influencia de mareas u olas de tormenta
Indicador de llanura costera	—	Empinado	Backwash (lavado de contracorriente) fuerte; pero mayor para máximos topográficos si se canaliza en puntos bajos
	+	Llano / planar	Backwash (lavado de contracorriente) de baja energía; el agua puede penetrar de manera que los sedimentos finos se asientan
Movimientos tectónicos	—	Levantamiento	Erosión rápida para restablecer un equilibrio
	+	Subsidencia	Ofrece espacio de acomodamiento
Tipos de tsunamis	—	Depósitos de las primeras olas	Será erosionado por las olas posteriores
	+/-	Depósitos de la última ola	No se erosionan por las olas posteriores pero la erosión por backwash (lavado de contracorriente) es posible; quedan expuestos a la superficie
Depósitos	—	Depósitos de run-up	Erosionados por backwash (lavado de contracorriente)
	+/-	Depósitos de backwash (lavado de contracorriente)	Sin la erosión por las olas posteriores pero expuestos a la superficie
Actividad biogénica	—	Bioturbación	Mezcla de sedimentos; pérdida de estructuras internas
	—	Desarrollo de una nueva mezcla de sedimentos a partir del suelo y la cobertura vegetal; pérdida de estructuras internas	Mezcla de sedimentos; pérdida de estructuras internas
	+	Vegetación existente antes del tsunami (por ejemplo, hierba, árboles)	La fricción ralentiza el flujo y puede permitir que el sedimento se asiente; sedimento retenido
Actividad antrópica	—	Campos agrícolas	Arado, recultivo
	—	Limpieza de playas	Remoción de líneas de oscilación o arena
	—	El uso de la arena o cantos rodados del tsunami para la reconstrucción	Remoción de depósitos de tsunamis

# CAPÍTULO V

## MODELAMIENTO INVERSO

Los tsunamis son procesos geológicos que se desarrollan en el océano y afectan las zonas costeras a través de diferentes manifestaciones, como inundaciones y modificaciones geomorfológicas de la zona de costa. Estas manifestaciones dejan diferentes rastros, evidencias, huellas, que nos permiten reconstruir el fenómeno con la finalidad de determinar altura de la ola y área de inundación utilizando el modelamiento inverso TsuSedMod. Adicionalmente, nuestros resultados inciden en una correcta planificación del territorio para las localidades ubicadas frente a la costa, en especial para las localidades de las regiones de Ancash, Moquegua y Tacna. En esta parte presentamos la metodología, parámetros o factores para el modelado y mapas con líneas de máxima inundación a partir de los depósitos identificados.

### METODOLOGÍA

El Modelamiento Inverso TsuSedMod se aplicó por primera vez, en un tramo costero, en los sedimentos dejados por el tsunami de 1998 en Papúa Nueva Guinea (Gelfenbaum&Jaffe, 2003; Jaffe&Gelfenbaum, 2007). El modelo emplea los siguientes supuestos:

- (1) El flujo del tsunami en tierra es constante y uniforme.
- (2) Todos los granos de sedimentos son transportados, y se depositan a partir de la suspensión (transporte de carga-lecho <10%).
- (3) No se produce por la erosión posterior o por olas sucesivas de retrolavado.

Teniendo en cuenta estas premisas, Jaffe&Gelfenbaum (2007) argumentan que TsuSedMod es el modelo más adecuado para amplias llanuras costeras, suavemente inclinadas, en las que el retrolavado no es ni fuerte, ni restringido a depresiones morfológicas por la canalización.

TsuSedMod está diseñado principalmente para estimar la velocidad del flujo en tierra. Por lo tanto, los parámetros de entrada de TsuSedMod son, entre otros, la profundidad del flujo superficial del tsunami, el espesor del depósito del tsunami, su granulometría y la densidad total del sedimento. Mediante el uso de estos parámetros de entrada, TsuSedMod calcula la velocidad de corte, rugosidad

del lecho (es necesario predecir la carga de sedimentos), velocidad máxima y media del flujo, y el número máximo y promedio de Froude. Si la profundidad del flujo real es desconocida (por ejemplo, para los eventos históricos), el número de Froude se utiliza para la estimación de la profundidad del flujo en un proceso iterativo. La mayoría de las partes del flujo de tsunami son subcríticas, y por lo tanto el número de Froude es entre 0.7 y 1. La única parte del tsunami del que se pueden esperar grandes números de Froude es la punta del frente de onda. En este sentido, la profundidad del flujo calculado con TsuSedMod es un valor mínimo, ya que el número de Froude es inversamente proporcional a las profundidades de los flujos asumidos. TsuSedMod también ofrece la opción de estimar la rugosidad del lecho de forma dinámica, utilizando el tamaño de grano y la velocidad de corte. Esta opción se utiliza en el cálculo debido al amplio espectro del tamaño de las muestras de sedimentos.

Para determinar la distribución del tamaño de grano de las muestras de sedimento, se utilizó un contador de partículas digital (PartAn 2001L por Ana Tec Deutschland GmbH) con una resolución máxima de 2048 clases de tamaño de grano. Los datos del tamaño de grano de las muestras seleccionadas también se midieron con un tubo de sedimentación, con el fin de comparar los diferentes tipos de datos de entrada del modelo. Si el grosor de un depósito no era continuo en un punto, entonces se utilizaba el espesor máximo para el modelo.

### MODELADO DE LOS PARÁMETROS DEL TSUNAMI

El Modelamiento Inverso TsuSedMod hace varias suposiciones que implican que sólo se puede aplicar para el cálculo de velocidades del flujo y las profundidades de los depósitos de tsunami que se depositaron durante el *run-up*, en donde el 90 % del material sedimentado de la suspensión, y el retrolavado no modificaron el espesor (Jaffe&Gelfenbaum, 2007).

En Puerto Casma y Boca del Río, la presencia de contactos erosivos en la base y de caparazones de conchas marinas dentro de las capas de tsunami probablemente implica una depositación durante el transporte hacia la costa. Además, la gradación en las capas

revela la depositación a partir de la suspensión de las partículas. En Puerto Casma se observó que dicha gradación presentaba una ligera tendencia hacia la costa lo que demuestra la depositación durante el flujo del tsunami hacia la costa. A lo largo de las llanuras costeras del Puerto Casma y Boca del Río, que son terrenos amplios y planos, el tsunami fue libre de inundar la zona costera hasta que su energía se disipe por completo, en estos sectores las olas naturales son débiles, probablemente por este motivo no fueron capaces de erosionar ni de redistribuir los sedimentos dejados por el *run-up*; por lo tanto, el entorno costero y las características sedimentológicas de los depósitos de tsunamis en Puerto Casma y Boca del Río parecen coincidir con los requisitos para la aplicación del TsuSedMod.

Las velocidades y profundidades mínimas del flujo calculadas utilizando TsuSedMod muestran valores realistas para las zonas de Puerto Casma y Boca del Río. En Puerto Casma se identificó un evento, cuyos resultados indican que el flujo tuvo una velocidad de 7.80 m/s y una altura de 6.2 metros; para Boca del Río se registraron dos eventos cuyos flujos tuvieron velocidades de 7.06 m/s y 7.76 m/s, y alturas de 5.1 y 6.1 metros respectivamente. Estos valores coinciden con los parámetros de inundación observados durante los recientes acontecimientos. Dengler et al. (2003) reportaron profundidades del flujo de por lo menos de 3.6 a 7.3 metros para el tsunami de Camaná el 2001. En los entornos costeros abiertos, como los sitios visitados durante este estudio, Dengler et al. (2003) reportaron profundidades del flujo de por lo menos 4.3 hasta 5.1 metros a una distancia de 750 metros de la costa. La velocidad del flujo de 2.80 a 6.60 m/s fue modelada para el tsunami de Chimbote de 1996 (Bourgeois et al., 1999).

En Vila Vila, la imbricación de los caparazones indica una depositación durante el flujo hacia la costa (figura 4.9a). Sin embargo, la propia imbricación representa una parte significativa del transporte de la carga del lecho (Harms et al., 1975; Johansson, 1976). En consecuencia, el modelo no puede ser aplicado allí, debido a los valores irrealmente altos que dan una velocidad de 21.37 m/s y una altura de 47 metros, los cuales fueron calculados por el modelo. La gradación normal de la capa de tsunami (figura 4.8) también indica que parte de los sedimentos provinieron de la suspensión. Sin embargo, la parte de la carga del lecho parece haber superado el 10 % debido a que transgrede los supuestos del modelo.

TsuSedMod, es un Modelamiento Inverso producido por Jaffe & Gelfenbaum (2007), que se puede aplicar tanto para estimar la profundidad de flujo mínimo como la velocidad de dicho flujo, utilizando el espesor y la distribución del tamaño de grano de un depósito de tsunami. Además de las estimaciones dadas de las

velocidades y profundidades del flujo, la aplicación de este método puede ayudar a evaluar la magnitud de un tsunami.

El Modelamiento Inverso puede ser una herramienta útil para producir información cuantitativa sobre los tsunamis históricos (Huntington et al., 2007). Jaffe & Gelfenbaum (2007) desarrollaron TsuSedMod para ayudar a la estimación de la profundidad y velocidad del flujo. Como aportación inicial para los cálculos, TsuSedMod utiliza las distribuciones del tamaño de grano y el espesor de los depósitos del tsunami en tierra. Con estos datos de entrada TsuSedMod estima la velocidad del flujo del tsunami local, haciendo uso de un modelo de transporte de sedimentos para determinar la velocidad necesaria para llevar en suspensión un determinado volumen de sedimento de un cierto tamaño de grano. Por otra parte, se utiliza un procedimiento reiterativo para hacer que coincida con lo observado en el espesor del depósito del tsunami y la distribución del tamaño de grano (Spiske et al., 2010).

## LÍNEAS DE INUNDACIÓN DE TSUNAMIS

Las líneas de inundación se hicieron con ayuda del programa ArcGis, las cuales se muestran en los mapas generados a partir de los resultados que se obtuvieron mediante el método del Modelamiento Inverso (TsuSedMod) para los sectores de Puerto Casma, Boca del Río y Vila Vila (figuras 5.1, 5.2 y 5.3).

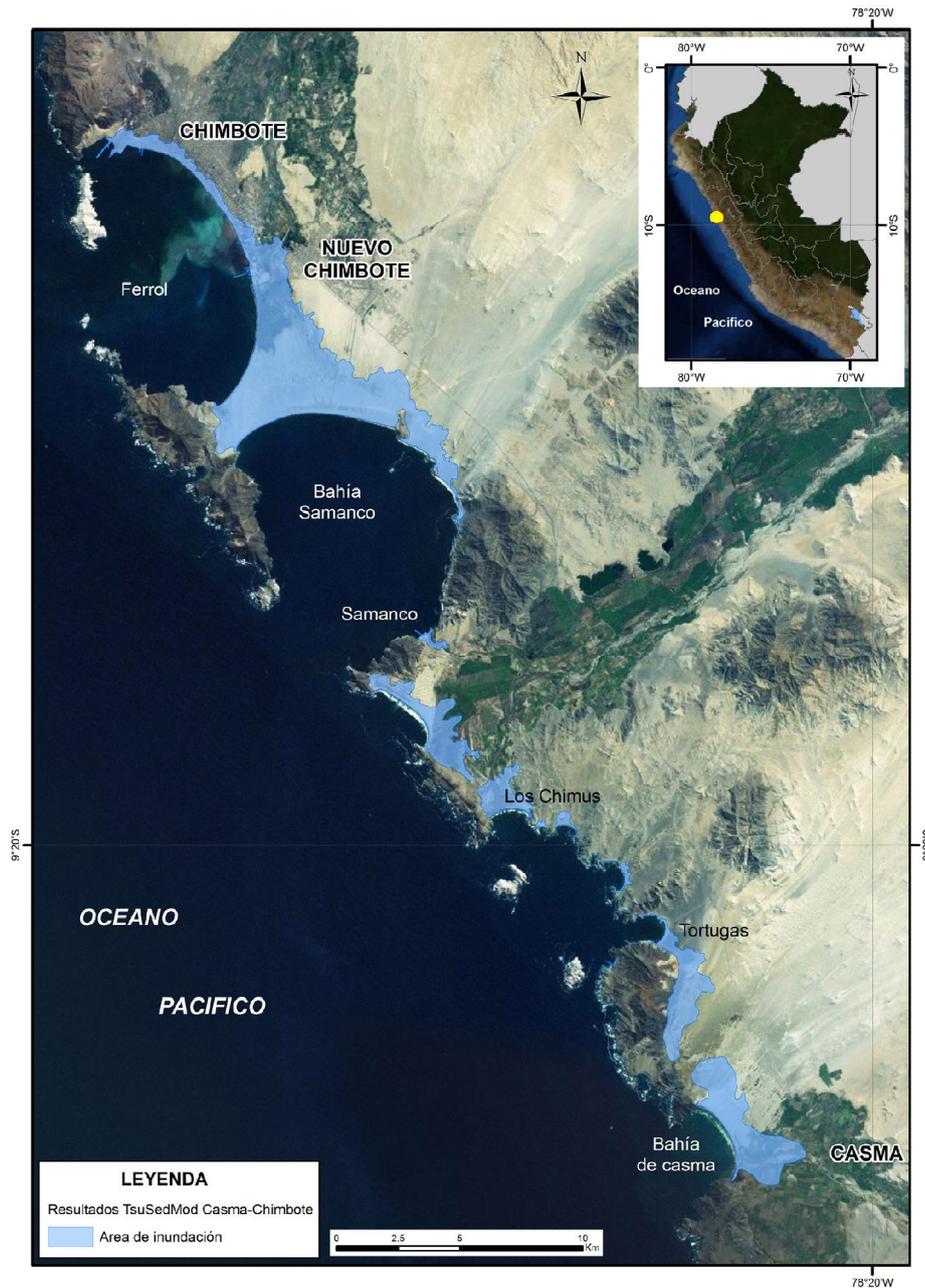
### a) Puerto Casma

Para Puerto Casma, con ayuda del programa ArcGis, se trazó una cota que viene a ser la profundidad mínima de la inundación de la ola de tsunami, la cual fue calculada por el método TsuSedMod, arrojando una altura mínima de la inundación de 6.2 metros y una velocidad del recorrido de la ola en la costa de 7.80 m/s. Se observó que en este sector la ola del tsunami llegó a inundar hasta 3.6 kilómetros desde la línea de costa.

Por la proximidad que existe desde el Puerto Casma a la ciudad de Chimbote, se trazó la cota de la altura mínima de inundación hasta el puerto de la ciudad de Chimbote para así determinar los lugares y zonas que fueron afectadas por el tsunami a lo largo de toda la costa. Entre los sectores afectados se encuentran las viviendas ubicadas en la bahía de Casma, las Tortugas, Chimú, Samanco, los pueblos que se ubican en las orillas de la Bahía de Samanco, al igual que en la Bahía el Ferrol, que principalmente viene a ser la ciudad de Chimbote, donde podemos ver que la base de la inundación se encuentra en la plaza de armas de la ciudad y que todo el puerto de Chimbote y las casas que se ubican próximas a la playa y al puerto se vieron afectadas por la ola de tsunami (figura 5.1).

Existen sectores donde el nivel de la base de la inundación se encuentra a 4 kilómetros de la línea de costa como se observa en la figura 5.1, esta línea nos sirve de referencia porque es a partir de este nivel que se da la inundación por la ola de tsunami, a partir de estos datos podremos generar nuevos escenarios con mayores alturas de inundación para este lugar, teniendo en cuenta que se tiene información documentada de

olas de Tsunami, como el último tsunami que afectó Chimbote y que está registrado por la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú, que se dio el 21 de febrero de 1996 por un sismo originado a 210 kilómetros al suroeste de la ciudad de Chimbote, con una magnitud de 6.9 grados, que originó olas de hasta 6 metros de altura, las cuales causaron daños materiales y la pérdida de 15 vidas humanas.



**Figura 5.1** Mapa de las áreas de inundación entre el Puerto Casma y la ciudad de Chimbote, usando los resultados obtenidos por el método de TsuSedMod, se observa en color celeste las zonas inundadas.

### b) Boca del Río

En Boca del Río, ubicado en la región Tacna al sur del Perú, se determinó la existencia de dos eventos:

- El primer evento (A), se calculó por el método de TsuSedMod y dio como resultado que la ola ingreso a la playa con una velocidad de 7.06 m/s, también se calculó la altura mínima de la inundación, que fue de 5.1 metros. Utilizando el programa ArcGis trazamos la cota a lo largo de 22 kilómetros por la línea de costa, tomando como punto central la ciudad de Boca del Río (figura 5.2), y se puede observar que las zonas afectadas directamente vienen a ser la playa Llostay, la ciudad de Boca del Río, Punta Colorada, Tomoyo, playa Gaviotas, el poblado de Vila Vila y las viviendas que se encuentran frente a la Playa Submarino, ya que el nivel que se tiene, representa la base de la inundación; en algunos sectores este nivel se encuentra a 560 metros de la línea de costa y a partir de este nivel se pueden generar escenarios probables para inundaciones con alturas de 10 metros.
- El segundo evento (B), se calculó también por el método TsuSedMod y los resultados que se obtuvieron indican que la ola ingresó con una velocidad de 7.76 m/s y una altura mínima de inundación de 6.1 metros; de igual manera se utilizó el ArcGis para generar una cota a esa altura y poder observar las zonas de mayor influencia de la ola de tsunami como se observa en la figura 5.3. La zona que marca la base de la inundación y los lugares afectados son los mismos que en el primer evento (A), porque este

solo presenta una diferencia en altura de 1 metro; en algunos sectores la cota de la base de la inundación se encuentra a 650 metros de la línea de costa.

Teniendo estos dos eventos registrados, en la figura 5.4 superponemos estos dos eventos en un mismo mapa, observando así que el nivel de la base de la inundación de los eventos A y B es casi similar, recalando que estas cotas no son las alturas máximas de *run-up* provocada por la ola de tsunami. Algunos autores como Silgado (1978) y Okal et al. (2006), indican que los tsunamis que afectaron estas áreas, precedidos por grandes terremotos, llegaron a tener olas mayores a 10 o 12 metros y cuya altura de inundación fue de 10 metros (Fernández, 2007), como el ocurrido por el terremoto del 13 de agosto de 1868 a 70.3 kilómetros de Arica, algunos autores indican que pudo apreciar olas de tsunami con una alturas hasta de 18 metros (Vargas, 1981) A partir de esta línea que indica la base de la inundación se puede contrastar con otra información y generar escenarios con alturas de hasta 10 a 15 metros los cuales se ajustarían a la realidad del evento.

### c) Vila Vila

Para Vila Vila, el modelo no puede ser aplicado, ya que los cálculos por el método de TsuSedMod fueron muy altos, dieron una velocidad para la ola de tsunami de 21.37 m/s y una altura mínima de inundación de 47 metros. Estos datos son irreales para el modelo e imposibles para su representación en un mapa de inundación.

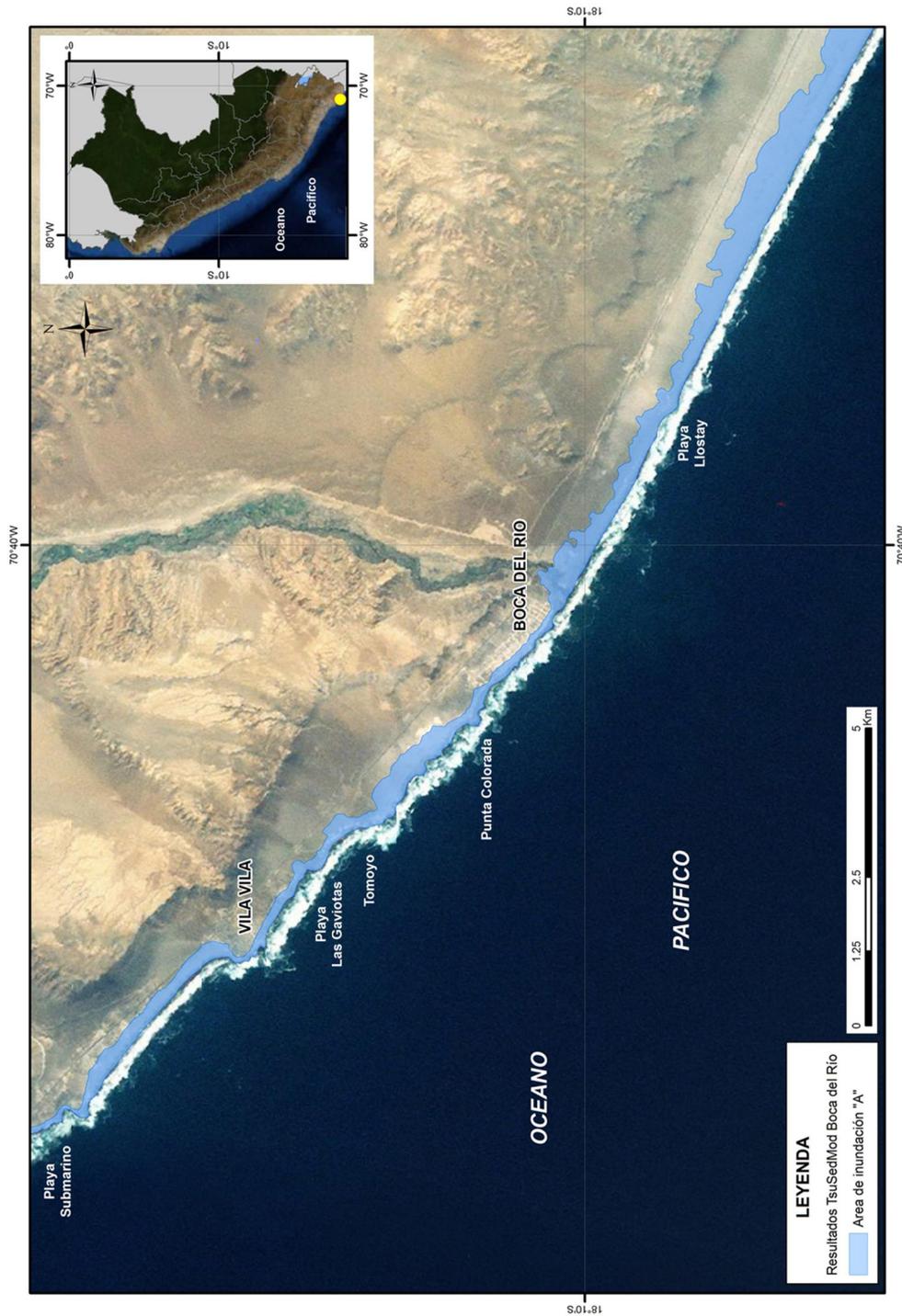


Figura 5.2 Mapa de la altura mínima de inundación para el primer evento (A) que tiene una altura de 5.1 metros, se observa en color celeste el área inundada por debajo de la línea de la base de la inundación.



**Figura 5.3** Mapa de la altura mínima de inundación para el segundo evento (B) que tiene una altura de 6.1 metros, se observa en color celeste el área inundada por debajo de la línea de la base de la inundación.

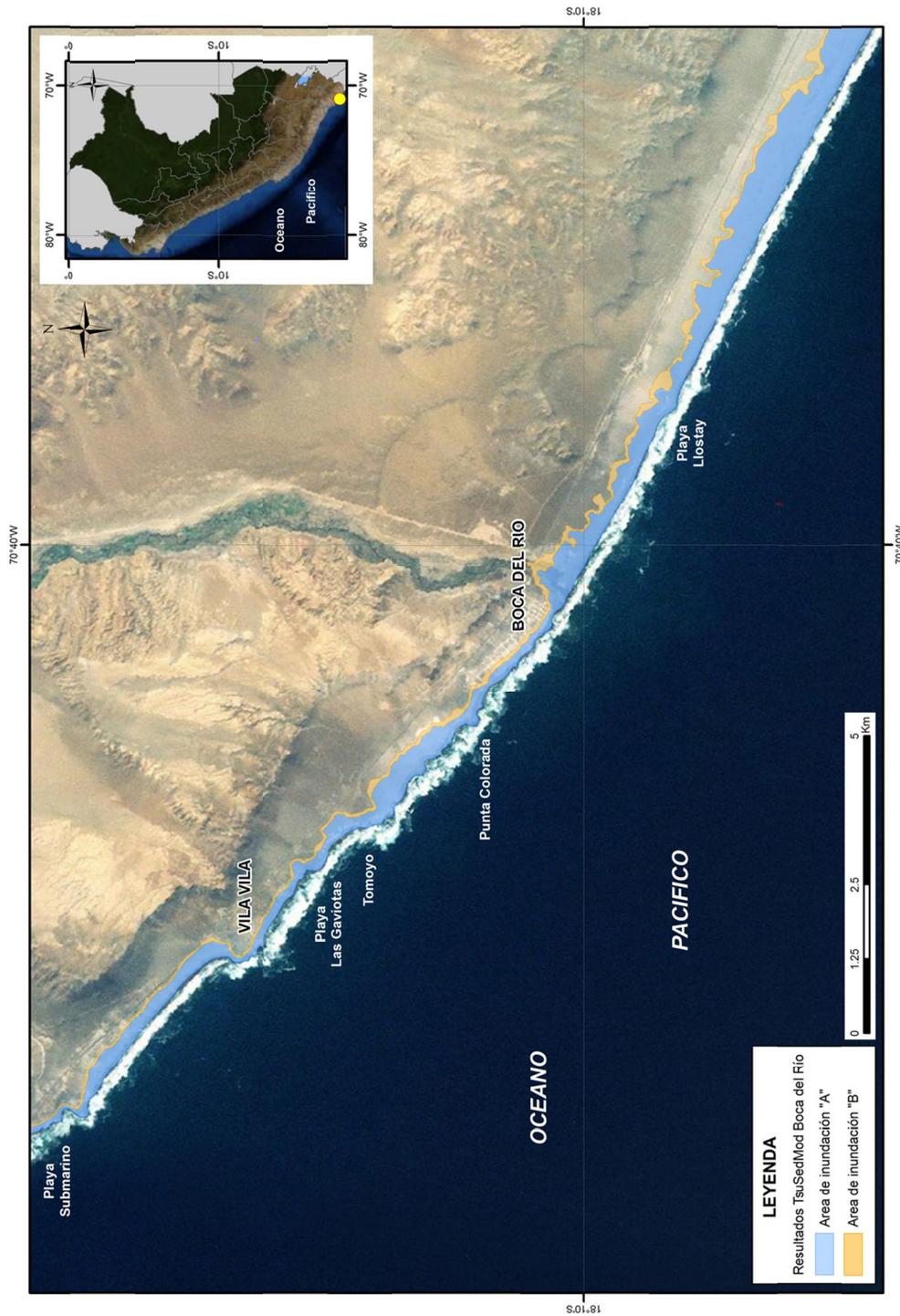


Figura 5.4 Superposición de los eventos A y B, donde las líneas de la inundación cubren parte de las ciudades de Boca del Río y Vila Vila.



## CONCLUSIONES

1. La extensa historia de tsunamis que han azotado las costas del Perú, nos recuerda que estos eventos son fiel reflejo de procesos tectónicos; desde la existencia de la costa peruana han existido los tsunamis y aplicando la misma teoría es posible asegurar que seguirán ocurriendo por millones de años más. Es así que inundaciones producidas en nuestro país han alcanzado alturas de hasta 20 metros sobre el nivel del mar y generado la destrucción de extensas áreas y la pérdida de vidas humanas. Esta constante amenaza se traduce en un riesgo permanente para los asentamientos humanos localizados en el borde costero en el Perú y el mundo.
2. Las estadísticas indican que Perú y Chile son los países que sufren más terremotos y erupciones volcánicas por kilómetro cuadrado en todo el planeta. De acuerdo a Lockridge (1985), solo si se considera el siglo XX, uno de cada tres tsunamis del océano Pacífico se origina en la costa Peruana. Por tal motivo, nos vimos en la necesidad de aplicar técnicas de investigación que nos permitan ampliar el registro histórico e instrumental de los tsunamis que afectaron las costas peruanas.
3. Actualmente, una de las técnicas más empleadas en el mundo para ampliar el catálogo sísmico y de tsunamis, es la identificación de depósitos de tsunamis en registros estratigráficos costeros. Estos depósitos, generalmente de arena, contrastan con los suelos o depósitos de turbas, lodos, arcillas subyacentes en zonas costeras. Los depósitos de tsunamis son un tipo especial de sismitas, cuya identificación y datación aportan datos importantes a estudios de la amenaza sísmica en zonas costeras o de subducción.
4. El presente trabajo se basa en el estudio de muestras de sedimentos pre y post tsunami. Las características que se evaluaron fueron figuras o estructuras sedimentarias, espesor del depósito, tamaño de grano y microfósiles. El conjunto de estos datos permitieron estimar velocidades del flujo durante el tsunami y el *run-up*, este último es importante para la delimitación del área de inundación.
5. Los estudios de bioestratigrafía en sedimentos de tsunamis contribuyen significativamente a la identificación del ambiente de depositación. El complemento de estos datos con datos estratigráficos, sedimentológicos y granulométricos determinará si el origen está relacionado con algún evento de tsunami.
6. Teniendo en cuenta que la fosa Perú-Chile es una de las zonas sísmicas más activas del mundo (Kulikov et al., 2005) con una recurrencia de terremotos de gran magnitud, con posible presencia de tsunamis, fue sorprendente encontrar rastros de tsunamis históricos en solo tres sitios. El pequeño número de capas de tsunamis detectados puede ser debido: i. El hecho de que una gran parte de la costa está constituida por acantilados, ii. A que los depósitos de la costa y los depósitos de tsunami son similares, y iii. Al bajo potencial de conservación de las capas de tsunami en tierra. Por ejemplo para este último caso, se pudo observar que ninguno de los sedimentos depositados por el tsunami de 1996 en Chimbote quedaron después de once años del evento y sólo la mitad de los depósitos del tsunami de Camaná (2001) quedaron seis años después del evento.
7. Los depósitos de tsunamis identificados fueron en:
  - a. En Puerto Casma, encontramos una capa de tsunami que fue datada en  $1641 \pm 26$  años dC, la cual muestra una gradación normal con un contacto erosivo y la acumulación de minerales pesados en la base. La arena es mucho más gruesa que las arenas de la playa que la rodean y contienen fragmentos de rocas y caparazones (conchas). La gradación normal de la capa indica una depositación de las partículas en suspensión. Las distribuciones del tamaño de grano muestran que las capas de paleotsunamis contienen arena de playa retrabajada de granos más gruesos y con un mayor contenido de minerales pesados, lo que indica probablemente un origen marino profundo. La presencia de minerales pesados dentro de la unidad del tsunami refleja que el tsunami tenía mayores condiciones de flujos de alta energía en comparación con las condiciones de las olas normales.

Alrededor de la edad datada con  $1641 \pm 26$  años dC (1615-1667 dC), se generó una lista con registros históricos de siete terremotos de gran magnitud en los años 1604 dC, 1615 dC, 1619 dC, 1647 dC, 1664 dC,

1678 dC y 1687 en el Perú. Los eventos de 1615, 1647, 1664, 1678 están relacionados con tsunamis que afectaron la zona sur del Perú. El evento de 1604 produjo en el norte de Perú pequeñas olas con una profundidad de flujo calculado de 6.2 m en el Puerto Casma. Además, el evento de 1604 no se encuentra dentro del rango calculado de  $1641 \pm 26$  años dC. Esto también se aplica para el terremoto de 1687, con un epicentro cerca de Lima, que causó un tsunami en Pacífico que también afectó el norte de Perú. Para los otros dos eventos de 1619 y 1663 no se informó presencia de tsunami. Excluyendo los terremotos que afectaron sobre todo al sur del Perú, así como, los eventos que están fuera del rango de edad datada (1604 y 1687), el evento o evento local sin registrar de 1619 sigue siendo el posible desencadenante de la depositación de una capa de tsunami en el Puerto Casma.

Por tal motivo, el evento de 1619 con una magnitud supuesta de 7.7 a 8.0 y una longitud de ruptura de 100-150 km parece ser el desencadenante más razonable. El terremoto puede ser visto como precursor del evento Chimbote 1996, que tuvo una magnitud de 7.5, una longitud de ruptura de unos 100 km y provocó un tsunami regional con alturas de ola de 3.5 metros y un máximo de inundación de 455 m. Por lo que el evento de 1619 podría haber desencadenado un tsunami de magnitud similar. Por lo tanto, este estudio proporciona la primera evidencia de un tsunami local que fue provocado por el terremoto del 14 de febrero de 1619 en Chimbote y puede apoyar la hipótesis de Wells (1990).

- b. En Vila Vila-sur del Perú, la segunda capa histórica contiene una gran cantidad de conchas y fragmentos de conchas, así como, cantos y fragmentos de roca, algunos de ellos, con organismos marinos adheridos. La edad obtenida es de  $1862 \pm 18$  años dC (1797-1871 dC). La gradación normal y la imbricación dan evidencia del transporte de partículas pequeñas en suspensión, y el transporte de grandes conchas y cantos rodados, respectivamente. Los cálculos de flujo poco realistas de los parámetros de Vila Vila implican que la parte de carga del lecho pudo haber sido superior al 10 % debido a que el modelo inverso TsuSedMod solo puede simular la depositación de un flujo de carga, con pendiente  $< 10$  % de lecho.

Los estudios de tsunami reportan siete grandes terremotos en todo el lapso de tiempo datado, enmarcados en los eventos de 1833, 1835, 1847, 1868, 1869, 1871 y 1877. Para el evento de 1833 no se informó tsunami, todos los otros terremotos provocaron un tsunami que afectó el sur

de Perú, mientras que, los tsunamis de 1847, 1869 y 1871 fueron probablemente demasiados pequeños para depositar la capa de tsunami en Vila Vila. Tres eventos (1835, 1868, 1877) causaron tsunamis en el océano Pacífico, el tsunami de 1835 se produjo en Chile Central, a 2100 kilómetros al sur de Vila Vila, y el principal impacto se observó en Concepción, pero no se registraron severos daños en el sur de Perú. En consecuencia, los eventos de 1868 y 1877 permanecen como posibles causas de los depósitos de tsunami en Vila Vila. El terremoto del 13 de agosto de 1868 es el segundo terremoto más importante generado fuera de la costa en Arica, después del terremoto de 1604, donde se reportó una altura de las olas de 15 a 21 m aproximadamente, más al norte cerca de Islay alcanzaron los 12 m. Por lo tanto, se puede suponer una altura de por lo menos 10 m para Vila Vila, a unos 180 km al sur de Islay y 65 km al norte de Arica. Además, este evento es el más cercano a la edad obtenida de  $1862 \pm 18$  años dC. El evento de 1877 está un poco fuera del rango de edad obtenida y se generó por un terremoto fuera de la costa en Tarapacá, a unos 200-250 km al sur de Vila Vila, no obstante, se reportaron olas de 20 m de altura en Arica, que también afectaron gravemente la costa del sur del Perú. En comparación con el evento de 1868, la altura del tsunami parece disiparse de manera significativa al norte de Arica, porque sólo se informó alturas del tsunami de 3 m en Islay. El evento de 1877 no se puede excluir; pero el evento más razonable para depositar los sedimentos de tsunami en Vila Vila es el evento de 1868 que se encuentra en las fuentes históricas también llamado «El gran terremoto y tsunami del Perú» (Iida et al., 1967).

- c. En Boca del Río, dos capas de tsunami fueron identificadas y datadas en  $2.26 \pm 0.37$  años ( $248 \pm 367$  aC) y  $1.98 \pm 0.23$  años ( $24 \pm 231$  dC). En consecuencia, sus edades están más allá del límite de los estudios de tsunamis que no se registran en los eventos peruanos, lo que se considera una importante información para la ampliación del catálogo sísmico y para el conocimiento de la recurrencia. El lapso de tiempo transcurrido entre las dos capas de tsunami en Boca del Río es de aproximadamente 272 años.

Los terremotos y tsunamis más grandes del Perú se generan en la región de Arica, en el año 1604 dC y 1868 dC. Curiosamente, el lapso de tiempo que pasa entre estos dos eventos principales es de 264 años y, por lo tanto, muy cerca de los 272 años que pasaron entre los dos eventos en Boca del Río. Por otra parte, está registrado que los terremotos de 1604 y 1868 tuvieron rupturas idénticas y los tsunamis provocados poseían parámetros

- similares de inundación. Esto también se aplica para las dos capas en Boca del Río, donde los parámetros de flujo son 7.1 m/s y 5.1 m de profundidad para la capa más antigua y 7.8 m/s y 6.1 m para la más joven. Estas observaciones implican que las capas observadas en Boca del Río representan la presencia de un terremoto y un tsunami resultante ligados a los dos «Grandes terremotos y tsunamis en Arica» en 1604 y 1868 dC.
8. Por consiguiente, fueron identificados una capa de tsunami en el norte del Perú (Puerto Casma), que es la primera evidencia de un tsunami local causado por el terremoto de 1619 en Chimbote, no se informó un tsunami para este evento, pero se plantea el evento como precursor al evento tsunamigénico de Chimbote de 1996. En el sur de Perú, una capa con abundantes restos de caparzones puede estar relacionado con el terremoto y tsunami de 1868 dC en Arica, que fue uno de los eventos más destructivos que afectaron al Perú. Las dos capas de tsunami que se encuentran en el sur del Perú y datadas en  $2.26 \pm 0.37$  y  $1.98 \pm 0.23$  años parecen ser formadas por un terremoto y tsunami similares a los principales eventos de 1604 y 1868 dC.
  9. La potencial conservación en tierra de los sedimentos de grano fino del tsunami depositados a lo largo de las playas, en los campos agrícolas o en las proximidades de los ríos está determinada por cuatro factores principales (1) el régimen tectónico de la costa, (2) las condiciones climáticas, (3) la modificación antropogénica de la costa, y (4) el tamaño de grano de los depósitos:
    - a. En las zonas tectónicamente inestables o en lugares donde el levantamiento cosísmico o subsidencia ocurrió durante el terremoto tsunamigénico, el reequilibrio de la línea de costa causaría una mayor erosión y mayores tasas de sedimentación, respectivamente. Sin embargo, una subsidencia de la costa ofrece más espacio de alojamiento, supone una cobertura más rápida, y por lo tanto la protección de los depósitos del tsunami.
    - b. Los sedimentos depositados en el lecho de los ríos estacionalmente secos o en los talweg de los ríos, solo durarán hasta el próximo deshielo o la ocurrencia de fuertes lluvias. En las zonas afectadas por lluvias estacionales, por ejemplo, tifón, ciclón o temporadas de huracanes o por fenómenos climáticos como El Niño, las estructuras superficiales se verán alteradas por la descarga del agua. En las regiones áridas, donde predomina el transporte eólico, los sedimentos del tsunami comenzarán a erosionarse y redepositarse inmediatamente después del tsunami.
  - c. La influencia antropogénica, que incluye la reconstrucción de la infraestructura inmediatamente después de un tsunami, destruye las estructuras sedimentarias y/o remueve completamente los depósitos.
  - d. Los depósitos de lodo tienen un potencial de conservación mayor en comparación con depósitos de arena, debido a la cohesión de las partículas. Los depósitos de retrolavado, especialmente, los más grandes de la secuencia de olas del tsunami que tienen un mayor potencial de conservación que los depósitos de *run-up*, ya que son menos propensos a ser modificados por la acción sucesiva de otra ola de tsunami.
10. Como se observa, los tsunamis son procesos geológicos que se desarrollan en el océano y afectan las zonas costeras a través de diferentes manifestaciones, como inundaciones y modificaciones geomorfológicas de la zona de costa. Estas manifestaciones dejan diferentes rastros, evidencias, huellas, que permiten reconstruir el fenómeno. Con la finalidad de determinar la altura de la ola, velocidad del flujo y área de inundación se utilizó el modelamiento inverso TsuSedMod, donde los parámetros principales a tomar en cuenta fueron la granulometría y espesor del depósito de tsunami.
    - a. Para el evento identificado en Puerto Casma, los resultados indican que el flujo tuvo una velocidad de 7.80 m/s y una altura de 6.2 metros, llegando a inundar hasta 3.6 kilómetros desde la línea de costa. Por la proximidad que existe desde el Puerto Casma a la ciudad de Chimbote, se trazó la cota de la altura mínima de inundación hasta el puerto de la ciudad de Chimbote para así determinar los lugares y zonas que fueron afectadas por este tsunami. Entre los sectores afectados se encuentran las viviendas ubicadas en la bahía de Casma, las Tortugas, Chimú, Samanco, los pueblos que se ubican en las orillas de la bahía de Samanco, al igual que en la bahía el Ferrol, que principalmente viene a ser la ciudad de Chimbote, donde podemos ver que la base de la inundación se encuentra en la plaza de armas de la ciudad y que todo el puerto de Chimbote y las casas que se ubican próximas a la playa y al puerto se vieron afectadas por el tsunami.
    - b. En Boca del Río se registraron dos eventos cuyos flujos tuvieron velocidades de 7.06 m/s y 7.76 m/s, y alturas de 5.1 y 6.1 metros respectivamente. Las localidades afectadas ante eventos similares serían playa Llostay, la ciudad de Boca del Río, Punta Colorada, Tomoyo, playa Gaviotas, el poblado de Vila Vila y las viviendas que se encuentran frente a la playa Submarino. Superponiendo estos dos eventos en un mapa, observamos que el nivel

de la base de inundación de los eventos A y B es similar, y se recalca que estas cotas no son las alturas máximas de *run-up* provocada por la ola de tsunami. Algunos autores como Silgado (1978) y Okal et al. (2006), indican que los tsunamis que afectaron estas áreas llegaron a tener olas mayores a 10 o 12 metros, cuya altura de inundación fue de 10 metros, como el ocurrido por el terremoto del 13 de

agosto de 1868 a 70.3 kilómetros de Arica, algunos autores indican que pudo apreciar olas de tsunami con una altura hasta de 18 metros (Vargas, 1981)

11. Finalmente, los resultados inciden en una correcta planificación del territorio para las localidades ubicadas frente a la costa, en especial, para las localidades de las regiones de Ancash, Moquegua y Tacna.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aitken, M.J. (1998) - *An introduction to optical dating: the dating of quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence*. Oxford: Oxford University Press, 280 p.
- Astroza, M.I. (2007) - *Estudio de la zona afectada por el terremoto de Pisco, Agosto 15 del 2007—Intensidades y daños del terremoto (en línea)*. Lima: Centro Regional de Sismología para América del Sur, 21 p. (consulta: enero 2013. Disponible en: <<http://blog.pucp.edu.pe/media/688/20071004-Maximiliano%20Astroza%20-%20Pisco.pdf>>
- Atwater, B.F. (1987) - Evidence for great Holocene earthquakes along the outer coast of Washington State. *Science*, 236(4804): 942-944.
- Atwater, B.F. & Moore, A.L. (1992) - A tsunami about 1000 years ago in Puget Sound, Washington. *Science*, 258(5088): 1614-1617.
- Atwater, B.F.; Cisternas, M.; Bourgeois, J.; Dudley, W.C.; Hendley, J.W. & Stauffer, P.H. (1999) - Surviving a tsunami: Lessons from Chile, Hawaii, and Japan. Revised and reprinted. *US Geological Survey Circular* 1187, 18 p.
- Auclair, M.; Lamothe, M. & Huot, S. (2003) - Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation Measurements*, 37(4-5): 487-492.
- Bahlburg, H. & Spiske, M. (2012) - Sedimentology of tsunami inflow and backflow deposits: key differences revealed in a modern example. *Sedimentology*, 59(3): 1063–1086.
- Barrientos, S. (1995) - Dual seismogenic behavior: the 1985 central Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 22(24): 3541–3544.
- Benavente, C.; Spiske, M.; Piepenbreier, J.; Bahlburg, H. & Macharé, J. (2008) - Observaciones preliminares acerca los depósitos de tsunami en el sur del Perú (cd-rom). En: Congreso Peruano de Geología, 14 & Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, 2008. *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 5 p.
- Benavente, C., Spiske, M.; Piepenbreier, J.; Kunz, A.; Bahlburg, H.; Steffahn, J. (2012) - Sedimentología y dataciones por luminiscencia estimulada ópticamente (OSL) de depósitos de paleotsunamis a lo largo de la costa peruana (cd-rom). En: Congreso Peruano de Geología, 16, Lima, 2012. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 5 p.
- Berninghausen, W.H. (1962) - Tsunamis reported from the west coast of South America 1562-1960. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 52 (4): 915-921.
- Bondevik, S.; Svendsen, J.I.; Johnsen, G.; Mangerud, J. & Kaland, P.E. (1997a) - The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and run-up. *Boreas*, 26(1): 29-53.
- Bondevik, S.; Svendsen, J.I. & Mangerud, J. (1997b) - Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, 44(6): 1115-1131.
- Bourgeois, J.; Petroff, C.; Yeh, H.; Titov, V.; Synolakis, C.E., et al. (1999) - Geologic setting, field survey and modeling of the Chimote, Northern Peru, tsunami of 21 February 1996. *Pure and Applied Geophysics*, 154(3-4): 513-540.
- Bryant, E. (2001) - *Tsunami: the underrated hazard*. Cambridge: Cambridge University Press, 320 p.
- Buylaert, J.P.; Murray, A.S.; Thomsen, K.J. & Jain, M. (2009) - Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. *Radiation Measurements*, 44(5-6): 560-565.
- Carpio, J.; Zamudio, Y. & Salas, H. (2002) - Características generales del tsunami asociado al terremoto de Arequipa del 23 de junio del 2001 (Mw=8.2). En: Tavera, H., ed. *El terremoto de la región sur de Perú del 23 de junio de 2001*. Lima: Instituto Geofísico del Perú, p. 121-128.
- Carpio, J. & Tavera, H. (2002) - Estructura de un catálogo de tsunamis para el Perú basado en el catálogo de Gusiakov. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (94): 45-59.

- Cisternas, M. (2005) - Suelos enterrados revelan la prehistoria sísmica del centro-sur de Chile durante los últimos dos milenios. *Revista de Geografía Norte Grande*, (33): 19-31.
- Cisternas, M.; Atwater, B.F.; Torrejón, F.; Sawai, Y.; Machuca, G., et al. (2005) - Predecessors to the giant 1960 Chile earthquake. *Nature*, 437(7057):404-407.
- Clague, J.J. & Bobrowsky, P.T. (1994a) - Tsunami deposits beneath tidal marshes on Vancouver Island, British Columbia. *Geological Society of America Bulletin*, 106(10): 1293-1303.
- Clague, J.J. & Bobrowsky, P.T. (1994b) - Evidence for a large earthquake and tsunami 100-400 years ago on western Vancouver Island, British Columbia. *Quaternary Research*, 41(2): 176-184.
- Clague, J.J. & Bobrowsky, P.T. (1999) - The geological signature of great earthquakes off Canada's west coast. *Geoscience Canada*, 26(1): 1-15.
- Clague, J.J.; Bobrowsky, P.T. & Hutchinson, I. (2000) - A review of geological records of large tsunamis at Vancouver Island, British Columbia, and implications for hazard. *Quaternary Science Reviews*, 19(9): 849-863.
- Clifton, H.E. (1988) - Sedimentologic relevance of convulsive geologic events. En: Clifton, H.E., ed. *Sedimentologic consequences of convulsive geologic events*. Boulder, CO: Geological Society of America, Special Paper 229, p. 1-6.
- Cuenca, J. (2007) - Daños por el terremoto del 15 de Agosto del 2007. En: Tavera, H., ed. *El terremoto de Pisco (Perú) del 15 de Agosto de 2007 (7.9 Mw)*. Lima: Instituto Geofísico del Perú, p. 149-176.
- Dawson, A.G. & Shi, S. (2000) - Tsunami deposits. *Pure and Applied Geophysics*, 157(6-8): 875-897.
- Dawson, A.G.; Long, D. & Smith, D.E. (1988) - The Storegga slides: Evidence from eastern Scotland for a possible tsunami. *Marine Geology*, 82(3-4): 271-276.
- Dawson, A.G.; Shi, S.; Dawson, S.; Takahashi, T. & Shuto, N. (1996) - Coastal sedimentation associated with the June 2nd and 3rd, 1994 tsunami in Rajegwesi, Java. *Quaternary Science Reviews*, 15(8-9): 901-912.
- Dawson, S. & Smith, D.E. (1997) - Holocene relative sea-level changes on the margin of a glacio-isostatically uplifted area: an example from northern Caithness, Scotland. *The Holocene*, 7(1): 59-77.
- Dengler, L.; Borrero, J.; Gelfenbaum, G.; Jaffe, B.; Okal, E., et al. (2003) - Tsunami: Ch. 7 in Southern Peru earthquake of 23 June 2001, reconnaissance report. *Earthquake Spectra*, 19 (S1): 115-144.
- Dengler, L. (2001) - Impacts of the June 23, 2001 Peru Tsunami (en línea). (consulta: enero 2013). Disponible en: <[http://www.gweaver.net/techhigh/projects/Waves/Tsunami%20Project/short\\_peru\\_report.pdf](http://www.gweaver.net/techhigh/projects/Waves/Tsunami%20Project/short_peru_report.pdf)>
- 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. *Natural Hazards*, 25(3): 195-224.
- Dorbath, L., Cisternas, A., Dorbath, C. (1990) - Assessment of the size of large and great historical earthquakes of Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80 (3):551-576.
- Earthquake Engineering Research Institute (2001) - Preliminary observations on the Southern Peru earthquake of June 23, 2001. *EERI Special Earthquake Report* (en línea), November 2001. (consulta: enero 2013). Disponible en: <[https://www.eeri.org/lfe/pdf/peru\\_arequipa\\_eeri\\_preliminary\\_report.pdf](https://www.eeri.org/lfe/pdf/peru_arequipa_eeri_preliminary_report.pdf)>
- Ecuador. Instituto Oceanográfico de la Armada (s.a.) - Tsunamis (en línea). Guayaquil: INOCAR. (consulta: enero 2013). Disponible en: <<http://www.inocar.mil.ec/links.php?C=6&S=4&SbS=0&idC=3>>
- Einsele, G., Chough, S.K., Shiki, T. (1996) - Depositional events and their records: an introduction. *Sedimentary Geology* 104(1): 1-9.
- España. Dirección General de Protección Civil y Emergencias (2011) - *Riesgo de tsunamis: programa para centros escolares, guía didáctica para profesores*. Madrid: Ministerio del Interior, 58 p.
- Fernández, M. (2007) - *Arica 1868: un tsunami y un terremoto*. Santiago: Centro de Investigaciones Diego Barros Arana, Dirección de Bibliotecas, Archivos y Museos, 332 p.
- Fritz, H.M.; Kalligeris, N.; Borrero, J.; Broncano, P. & Ortega, E. (2008) - The 15 August 2007 Peru tsunami runup observations and modeling. *Geophysical Research Letters* 35(10): L10604, doi: 10.1029/2008GL030494
- Frechen, M.; Schweitzer, U. & Zander, A. (1996) - Improvements in sample preparation for the fine grain technique. *Ancient TL*, 14(2): 15-17.

- 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. *Sedimentary Geology*, 135(1-4): 219-230.
- Galbraith, R.F.; Roberts, R.G.; Laslett, G.M.; Yoshida, H. & Olley, J.M.(1999) - Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium Rock Shelter, northern Australia: Part-1, experimental design and statistical models. *Archaeometry*, 41(2): 339-364.
- Gelfenbaum, G. & Jaffe, B. (2003) - Erosion and sedimentation from the 17 July, 1998 Papua New Guinea tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 160(10-11): 1969-1999.
- Goff, J.; Chagué-Goff, C. & Nichol, S. (2001) - Palaeotsunami deposits: a New Zealand perspective. *Sedimentary Geology*, 143(1-2): 1-6.
- Goff, J.; McFadgen, B.G. & Chagué-Goff, C. (2004) - Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. *Marine Geology*, 204(1-2): 235-250.
- González F.I. (1999) - Tsunami!. *Scientific American*, 280(5): 56-65.
- Harms, J.C.; Southard, J.B.; Spearing, D.R. & Walker, R.G. (1975) - Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Tulsa, OK: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, 2, 161 p.
- Hayward, B.W. & Brook, F.J. (1994) - Foraminiferal paleoecology and initial subsidence of the early Miocene Waitemata basin, Waiheke Island, Auckland. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 37(1): 11-24.
- Heinz, P.; Ruschmeier, W. & Hemleben, C. (2008) - Live benthic foraminiferal assemblages at the Pacific continental margin of Costa Rica and Nicaragua. *Journal of Foraminiferal Research*, 38(3): 215-227.
- Hindson, R.A. & Andrade, C. (1999) - Sedimentation and hydrodynamic processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake. *Quaternary International*, 56(1): 27-38.
- Huntington, K.; Bourgeois, J.; Gelfenbaum, G.; Lynett, P.; Jaffe, B., et al. (2007) - Sandy signs of tsunami onshore depth and speed. *EOS Transactions*, American Geophysical Union, 88(52): 577-578.
- Huntley, D.J. & Lamothe, M. (2001) - Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38(7): 1093-1106.
- Hutchinson, I. & McMillan, A.D. (1997) - Archaeological evidence for village abandonment associated with Late Holocene earthquakes at the Northern Cascadia subduction zone. *Quaternary Research*, 48(1): 79-87.
- Iida, K. (1963) - Magnitude, energy and generation and mechanisms of tsunamis and a catalog of earthquakes associated with tsunamis. En: Cox, D.C., ed. *Proceedings of the 10th Pacific Science Congress Symposium*. Paris: International Union of Geodesy and Geophysics, Monograph 24, p. 7-18.
- Iida, K., Cox, D.C.; Pararas-Carayannis, G. (1967) - *Preliminary catalog of tsunamis occurring in the Pacific Ocean*. Honolulu: University of Hawaii, Institute of Geophysics, Data Report, 5-6. 261 p. (consulta: enero 2013). Disponible en: <<http://www.drgeorgepc.com/TsunamiPacificCatalog.pdf>>
- Inamura, A. (1949) - List of tsunamis in Japan. *Journal of the Seismological Society of Japan*, 2(1): 23-28.
- Instituto Nacional de Defensa Civil (2003) - Plan de prevención ante desastres plan de usos del suelo y medidas de mitigación - Camana. Lima: INDECI, 179 p. (consulta: enero 2013). Proyecto INDECI PNUD PER/02/051 Ciudades Sostenibles. Disponible en: <[http://bvpad.indeci.gob.pe/doc/estudios\\_CS/Region\\_Arequipa/camana/camana.pdf](http://bvpad.indeci.gob.pe/doc/estudios_CS/Region_Arequipa/camana/camana.pdf)>
- Jaffe, B.E.; Gelfenbaum, G.; Rubin, D.M.; Peters, R.; Anima, R., et al. (2003) - Identification and interpretation of tsunami deposits from the June 23, 2001 Peru tsunami. *Proceedings of the International Conference on Coastal Sediments 2003*, Corpus Christi, TX: World Scientific Publishing Corp and East Meets West Productions. (consulta: enero 2013). Disponible en: <[http://walrus.wr.usgs.gov/tsunami/srilanka05/CS03\\_PeruTsuDep.pdf](http://walrus.wr.usgs.gov/tsunami/srilanka05/CS03_PeruTsuDep.pdf)>
- Jaffe, B.E. & Gelfenbaum, G. (2007) - A simple model for calculating tsunami flow speed from tsunami deposits. *Sedimentary Geology*, 200(3-4): 347-361.
- Johansson, C.E. (1976) - Structural studies of frictional sediments. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 58(4):201-301.

- Keefer, D.K., Moseley, M.E. (2004) - Southern Peru desert shattered by the great 2001 earthquake: implications for paleoseismic and paleo-El Niño–Southern Oscillation records. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA* (en línea), 101(30): 10878–10883. (consulta: enero 2013). Disponible en: <<http://www.pnas.org/content/101/30/10878.full>>
- Konagai, K. (2001) - The June 23, 2001 Atico earthquake, Peru (en línea). Tokyo: Japan Society of Civil Engineers. (consulta: enero 2013). Disponible en: <[http://www.jsce.or.jp/library/eq\\_repo/Vol1/Peru/contents.htm](http://www.jsce.or.jp/library/eq_repo/Vol1/Peru/contents.htm)>
- Kulikov, E.A.; Rabinovich, A.B. & Thomson, R.E. (2005) - Estimation of tsunami risk for the coasts of Peru and Northern Chile. *Natural Hazards*, 35(2): 185-209.
- Kunz, A.; Frechen, M.; Ramesh, R. & Urban, B. (2010a) - Revealing the coastal event history of the Andaman Islands (Bay of Bengal) during the Holocene using radiocarbon and OSL dating. *International Journal of Earth Sciences*, 99(8): 1741-1761.
- Kunz, A.; Frechen, M.; Ramesh, R. & Urban, B. (2010b) - Periods of recent dune sand mobilisation in Cuddalore, Southeast India. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 161(3): 353-368.
- Lagos, M. & Cisternas, M. (2008) - El nuevo riesgo de tsunami: considerando el peor escenario. *Scripta Nova, Revista Electrónica de Geografía y Ciencias Sociales* (en línea), 12-270 (29). (consulta: enero 2013). Disponible en: <[ftp://146.155.48.6/geo/mlagoslo/Tsunami\\_papers/Lagos\\_Cisternas\\_SN\\_2008.pdf](ftp://146.155.48.6/geo/mlagoslo/Tsunami_papers/Lagos_Cisternas_SN_2008.pdf)>
- Lagos, M. & Cisternas, M. (2004) - Depósitos de tsunami como indicadores de riesgo: evidencias sedimentarias. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*, (49): 329-351.
- Lamothe, M.; Auclair, M.; Hamzaoui, C. & Huot, S. (2003) - Towards a prediction of long-term anomalous fading of feldspar IRSL. *Radiation Measurements*, 37(4-5): 493-498.
- Li, B.; Li, S.H.; Wintle, A.G. & Zhao, H. (2007) - Isochron measurements of naturally irradiated K-feldspar grains. *Radiation Measurements*, 42(8): 1315-1327.
- Lian, O.B. & Roberts, R.G. (2006) - Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. *Quaternary Science Reviews*, 25(19-20): 2449-2468.
- Lima. Instituto Metropolitano de Planificación (2013) - *Plan integral de la Cuenca Chillón, intercuenas La Pampilla, Ventanilla, Santa Rosa y Ancón y la zona marítima costera Callao-Pasamayo: Plan de Ordenamiento Territorial (POT Cuenca Chillón)*. Lima: Municipalidad Metropolitana de Lima, 978 p. (consulta: enero 2013). Disponible en: <[http://sitir.regioncallao.gob.pe/sitedt/docestudio\\_chillon.aspx](http://sitir.regioncallao.gob.pe/sitedt/docestudio_chillon.aspx)>
- Lockridge, P.A. (1985) - *Tsunamis in Perú–Chile*. Boulder, CO: World Data Center A for Solid Earth Geophysics, 97 p. Report SE-39.
- Lomnitz, C. (1970) - Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955. *International Journal of Earth Sciences*, 59(3): 938-960.
- Luque, L.; Lario, J.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C.J. & Silva, P.G. (2001) - Tsunami deposits as paleoseismic indicators: examples from the Spanish coast. *Acta Geológica Hispánica*, 36(3-4): 197-211.
- Malumián, N. & Scarpa, R. (2005) - Foraminíferos de la Formación Irigoyen, Neogeno, Tierra del Fuego, Argentina: su significado paleobiogeográfico. *Ameghiniana*, 42(2): 363-376.
- Mettier, R.; Schlunegger, F.; Schneider, H.; Rieke-Zapp, D. & Schwab, M. (2009) - Relationships between landscape morphology, climate and surface erosion in northern Peru at 5°S latitude. *International Journal of Earth Sciences*, 98(8): 2009–2022.
- Minoura, K. & Nakaya, S. (1991) - Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan. *Journal of Geology*, 99(2): 265-287.
- Minoura, K.; Nakaya, S. & Uchida, M. (1994) - Tsunami deposits in a lacustrine sequence of the Sanriku coast, northeast Japan. *Sedimentary Geology*, 89(1-2): 25-31.
- Monge, J. & Mendoza, J. (1993) - Study of the effects of tsunami on the coastal cities of the region of Tarapacá, north Chile. *Tectonophysics*, 218(1-3): 237-246.
- Morton, R.A.; Gelfenbaum, G. & Jaffe, B.E. (2007) - Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology*, 200(3-4): 184–207.
- Nanayama, F., Satake, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B.F., et al. (2003) - Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature*, 424(6949): 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. *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. *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. *Physics and Chemistry of the Earth*, 24(11-12): 985-988.
- Okal, E.A.; Piatanesi, A. & Heinrich, P. (1999) - Tsunami detection by satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 104(B1): 599-615.
- Okal, E.A. & Newman, A.V. (2001) - Tsunami earthquakes: the quest for a regional signal. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 124(1-2): 45-70.
- Okal, E.A.; Dengler, L.; Araya, S.; Borrero, J.; Gomer, B., et al. (2002) - Field survey of the Camaná, Perú tsunami of 23 June, 2001. *Seismological Research Letters*, 73(6): 907-920.
- Okal, E.A.; Borrero, J. & Synolakis, C.E. (2006) - Evaluation of tsunami risk from regional earthquakes at Pisco, Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(5): 1634-1648.
- Oliveira, M.A.; Andrade, C.; Freitas, M.C. & Costa, P. (2008) - Using the historical record and geomorphological setting to identify tsunami deposits in the southwestern coast of Algarve (Portugal). 2nd International Tsunami Field Symposium, Puglia, Italy, 2008. *Abstract Book*. IGCP Project 495, p. 85-88.
- Páez, M. & Zúñiga, O. (2001) - Foraminíferos recientes en el área del río Loa (21°25'S; 70°04'W), Chile. *Estudios Oceanológicos*, (20): 3-12.
- Papadopoulos, G.A. & Imamura, F. (2001) - A proposal for a new tsunami intensity scale. En: International Tsunami Symposium, Seattle, 7-9, 2001, *Proceedings*, Session 5, Number 5-1, p. 569-577.
- Perú. Dirección de Hidrografía y Navegación (2001) - *Informe post-tsunami Japón, 11 de Marzo 2011*. Lima: Marina de Guerra del Perú, 27 p.
- Petroff, C.; Bourgeois, J. & Yeh, H. (1996) - The February 21, 1996 Chimbote tsunamis in Peru. *EERI Special Earthquake Report* (en línea), May 1996. (consulta: enero 2013). Disponible en: <[https://www.eeri.org/lfe/pdf/peru\\_chimbote\\_eeri\\_preliminary\\_report.pdf](https://www.eeri.org/lfe/pdf/peru_chimbote_eeri_preliminary_report.pdf)>
- Pinegina, T.K. & Bourgeois, J. (2001) - Historical and paleotsunami deposits on Kamchatka, Russia: Long-term chronologies and long-distance correlations. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 1(4): 177-185.
- Pinegina, T.K.; Bourgeois, J.; Bazanova, L.; Melekestsev, I. & Braitseva, O.A. (2003) - A millennial-scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay coast, Kamchatka, Russia. *Quaternary Research*, 59(1): 36-47.
- Ramírez, J. (1986) - Tsunami. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*, (29): 29-39.
- Rittenour, T.M. (2008) - Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. *Boreas*, 37(4): 613-635.
- Satake, K.; Wang, K. & Atwater, B.F. (2003) - Fault slip and seismic moment of the 1700 Cascadia earthquake inferred from Japanese tsunami descriptions. *Journal of Geophysical Research*, 108(B11): 2535.
- Satake, K. & Atwater, B.F. (2007) - Long-term perspectives on giant earthquakes and tsunamis at subduction zones. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35: 349-374.
- Sato, H.; Shimamoto, T.; Tsutsumi, A. & Kawamoto, E. (1995) - Onshore tsunami deposits caused by the 1993 Southwest Hokkaido and 1983 Japan Sea earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 144(3-4): 693-717.
- Sawai, Y. (2002) - Evidence for 17th-century tsunamis generated on the Kuril-Kamchatka subduction zone, Lake Tokotan, Hokkaido, Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20(8): 903-911.
- Scheffers, A. & Kelletat, D. (2003) - Sedimentologic and geomorphologic tsunami imprints worldwide: a review. *Earth-Science Reviews*, 63(1-2): 83-92.
- Shi, S.; Dawson, A.G. & Smith, D.E. (1995) - Coastal sedimentation associated with the December 12th, 1992 tsunami in Flores, Indonesia. *Pure and Applied Geophysics*, 144(3-4): 525-536.
- Shiki, T. (1996) - Reading of trigger records of sedimentary events and their records: a problem for future studies. *Sedimentary Geology*, 104(1): 249-255.

- Shiki, T., Cita, M.B., Gorsline, D.S. (2000) - Sedimentary features of seismites, seismo-turbidites and tsunamiites: an introduction. *Sedimentary Geology* 135(1):vii.
- Silgado, E. (1978a) - Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974). *Instituto de Geología y Minería, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ing. Geológica*, 3, 130 p.
- Silgado, E. (1978b) - Recurrence of tsunamis in the western coast of South America. *Marine Geodesy*, 1(4): 347-354.
- Spiske, M.; Piepenbreier, J.; Bahlburg, H. & Benavente, C. (2010a) - A note on the onshore preservation potential of siliciclastic tsunami deposits: examples from coastal Peru. En: European Geosciences Union General Assembly 2010, Vienna, Austria, *Geophysical Research Abstracts*, vol. 12, p. 8927.
- Spiske, M.; Weiss, R.; Bahlburg, H.; Roskosch, J. & Amijaya, H. (2010b) - The TsuSedMod inversion model applied to the deposits of the 2004 Sumatra and 2006 Java tsunami and implications for estimating flow parameters of palaeo-tsunami. *Sedimentary Geology*, 224(1): 29-37.
- Spiske, M. & Bahlburg, H. (2011) - A quasi-experimental setting of coarse clast transport by the 2010 Chile tsunami (Bucalemu, Central Chile). *Marine Geology*, 289(1-4): 72-85.
- Spiske, M.; Piepenbreier, J.; Benavente, C.; Kunz, A.; Bahlburg, H. & Steffahn, J. (2013) - Historical tsunami deposits in Peru: sedimentology, inverse modeling and optically stimulated luminescence dating. *Quaternary International*, 305: 31-44.
- Spiske, M., Piepenbreier, J., Benavente, C., Bahlburg, H. (2013) - Preservation potential of tsunami deposits on arid siliciclastic coasts. *Earth-Science Reviews*, 126: 58-73.
- Swafford, L. & Stein, S. (2007) - Limitations of the short earthquake record for seismicity and seismic hazard studies. En: Stein, S. & Mazzotti, S., eds. *Continental intraplate earthquakes: science, hazard, and policy issues*. Boulder, Colorado: Geological Society of America, Special Paper 425, p. 49-58.
- Szczucinski, W. (2012) - The post-depositional changes of the onshore 2004 tsunami deposits on the Andaman Sea coast of Thailand. *Natural Hazards*, 60(1): 115-133.
- Tappin, D.R. (2007) - Sedimentary features of tsunami deposits: Their origin, recognition and discrimination: an introduction. *Sedimentary Geology*, 200(3-4): 151-154.
- Takashimizu, Y. & Masuda, F. (2000) - Depositional facies and sedimentary successions of earthquake-induced tsunami deposits in Upper Pleistocene incised valley fills, central Japan. *Sedimentary Geology*, 135(1-4): 231-239.
- Thomsen, K.J.; Murray, A.S.; Jain, M. & Bøtter-Jensen, L. (2008) - Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements*, 43(9-10): 1474-1486.
- United States Geological Survey(2001) - Preliminary analysis of sedimentary deposits from the June 23, 2001 Peru Tsunami (en línea). United States Geological Survey, Western Coastal and Marine Geology. (consulta: enero 2013). Disponible en: <<http://walrus.wr.usgs.gov/peru2/index.html>>
- United States Geological Survey (2010) - Pager - M 8.8 - offshore Maule, Chile (en línea). USGS, Earthquake Hazards Program. (consulta: enero 2013). Disponible en: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/pager/events/us/2010tfan/index.html>>
- Vargas, R. (1971) - *Historia general del Perú. Tomo III: Virreinato 1596-1689*. 3a. ed. Lima: Carlos Milla Batres, 443 p.
- Velásquez, O. (2002) - Evaluación del tsunami del 23 de Junio del 2001: longitud de inundación y run-up. *Compendio de Trabajos de Investigación, Instituto Geofísico del Perú*, (3): 115-124.
- Wagner, G.A. (1998) - *Age determination of young rocks and artifacts: physical and chemical clocks in Quaternary geology and archaeology*. Berlin: Springer, 466 p.
- Wallinga, J.; Bos, A.J.J.; Dorenbos, P.; Murray, A.S. & Schokker, J. (2007) - A test case for anomalous fading correction in IRSL dating. *Quaternary Geochronology*, 2(1-4): 216-221.
- Weiss, R. & Bahlburg, H. (2006) - A note on the preservation of offshore tsunami deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 76(12): 1267-1273.
- Wells, L.E. (1996) - The Santa beach ridge complex: sea-level and progradational history of an open gravel coast in Central Peru. *Journal of Coastal Research*, 12(1): 1-17.
- Wiegel, R. (1970) - *Earthquake engineering*. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall, 518 p.
- Wintle, A.G. (1973) - Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples. *Nature*, 245(5421): 143-144.

- Witter, R.C.; Kelsey, H.M. & Hemphill-Haley, E. (2001) - Pacific storms, El Niño and tsunamis: Competing mechanisms for sand deposition in a coastal marsh, Euchre Creek, Oregon. *Journal of Coastal Research*, 17(3): 563-583.
- Yauri, S., Tavera, H., Moncca, G., Herrera, B. (2008) - Características generales del tsunami del 15 de Agosto de 2007. En: Tavera, H., ed. El terremoto de Pisco (Perú) del 15 de Agosto de 2007 (7.9 Mw). Lima: Instituto Geofísico del Perú, p. 371-386.
- Young, R. & Bryant, E. (1992) - Catastrophic wave erosion on the Southeastern coast of Australia, impact of the Lanai tsunami ca. 105 ka? *Geology*, 20(3): 199-202.
- Zapata, J. & Gutiérrez, A. (1995) - Foraminíferos litorales recientes de Tocopilla (22°06'S, 70°13'W), Chile. *Estudios Oceanológicos*, (14): 49-59.
- LISTA DE PÁGINAS WEB REVISADAS:**
- DLR (2011) - Earthquake in Japan. [http://www.disasterscharter.org/web/charter/activation\\_details?p\\_r\\_p\\_1415474252\\_assetId=ACT-359](http://www.disasterscharter.org/web/charter/activation_details?p_r_p_1415474252_assetId=ACT-359)
- IPGP (2011) - Institut de Physique du Globe de Paris. <http://www.ipgp.fr>
- NCDC (2009) - Climate data archive. National Climatic Data Center, NOAA Satellite and Information Service. (<http://www.ncdc.noaa.gov> (last accessed Jan. 2013)).
- NCDC (2011) - Climate Data Archive. National Climatic Data Center. NOAA Satellite and Information Service. <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/ncdc.html> (last accessed Jan. 2013).
- NOAA (2009) - Tsunami data. National Data Buoy Center, National Oceanic and Atmospheric Administration. (<http://www.ndbc.noaa.gov/dart.shtml> (last accessed Jan. 2013)).
- NOAA (2010) - Tsunami data. National Data Buoy Center, National Oceanic and Atmospheric Administration. (<http://nctr.pmel.noaa.gov/chile20100227/fmaxamp.png> (last accessed Jan. 2013)).
- NOAA Center for Tsunami Research (2011) - Japan (East Coast of Honshu) Tsunami, March 11, 2011 (en línea). (consulta: enero 2013). Disponible en: <<http://nctr.pmel.noaa.gov/honshu20110311/>>



## **ANEXOS**

**ANEXO I: ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO**

**ANEXO II: MICROPALEONTOLOGÍA**



# **ANEXO I**

## **ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO**



# GRADISTAT

## VERSION 4.0

*A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of  
Unconsolidated Sediments by Sieving or Laser Granulometer*

Developed by **Simon Blott**

Surface Processes and Modern Environments Research Group

Department of Geology

Royal Holloway

University of London

Egham

Surrey TW20 0EX

E-mail: s.blott@gl.rhul.ac.uk

Tel/Fax: +44 (0)1784 414168

The development of this program was inspired by Dave Thomley and John Jack at the Postgraduate Research Institute for Sedimentology at the University of Reading, UK, and the Department of Geology at Royal Holloway University of London, UK. It is provided in Microsoft Excel format to allow both spreadsheet and graphical output. The program is best suited to analyse data obtained from sieve or laser granulometer analysis. The user is required to input the mass or percentage of sediment retained on sieves spaced at any intervals, or the percentage of sediment detected in each bin of a Laser Granulometer. The following sample statistics are then calculated using the Method of Moments in Microsoft Visual Basic programming language: mean, mode(s), sorting (standard deviation), skewness, kurtosis,  $D_{10}$ ,  $D_{50}$ ,  $D_{90}$ ,  $D_{90}/D_{10}$ ,  $D_{90}-D_{10}$ ,  $D_{75}/D_{25}$  and  $D_{75}-D_{25}$ . Grain size parameters are calculated arithmetically and geometrically (in microns) and logarithmically (using the phi scale) (Krumbein and Pettijohn, 1938<sup>1</sup>; Table 1). Linear interpolation is also used to calculate statistical parameters by the Folk and Ward (1957)<sup>2</sup> graphical method and derive physical descriptions (such as «very coarse sand» and «moderately sorted»). The program also provides a physical description of the textural group which the sample belongs to and the sediment name (such as «fine gravelly coarse sand») after Folk (1954)<sup>3</sup>. Also included is a table giving the percentage of grains falling into each size fraction, modified from Udden (1914)<sup>4</sup> and Wentworth (1922)<sup>5</sup> (see Table 2). In terms of graphical output, the program provides graphs of the grain size distribution and cumulative distribution of the data in both metric and phi units, and displays the sample grain size on triangular diagrams. Samples may be analysed singularly, or up to 250 samples may be analysed together.

The program is ideal for the rapid analysis of sieve data and is freely available from the author at the above address. Please note that the copyright for the program is held by author, and any distribution or use of the program should be acknowledged to him.

**S. Blott October 2000**

<sup>1</sup>Krumbein, W.C. and Pettijohn, F.J. (1938) *Manual of Sedimentary Petrography*. Appleton-Century-Crofts, New York.

<sup>2</sup>Folk, R.L. and Ward, W.C. (1957) Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **27**, 3-26.

<sup>3</sup>Folk, R.L. (1954) The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *Journal of Geology*, **62**, 344-359.

<sup>4</sup>Udden, J.A. (1914) Mechanical composition of clastic sediments. *Bulletin of the Geological Society of America*, **25**, 655-744.

<sup>5</sup>Wentworth, C.K. (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**, 377-392.

## INSTRUCTIONS ON THE USE OF THE GRADISTAT PROGRAM

### Single Sample Analysis

1. Switch to the «Single Sample Data Input» sheet if it is not already active. Enter the aperture sizes of the sieves or Laser Granulometer bins used in the analysis into the cells in column B. Sizes may be entered either in ascending or descending numerical order. For convenience, you can click on one of the standard sieve or Laser Granulometer size intervals and GRADISTAT will enter the size classes for you. Any non-standard sieve sizes can be used, although some of the statistics may not be calculated if you have not used sieves with at least whole phi intervals. See the section below if the sample contains unanalysed sediment, such as material retained in the pan after sieving. At least one size class larger than the largest particles in the sample should also be entered. A large area to the right of the data columns is provided for the cut and paste of data from other spreadsheets, such as the import of Laser Granulometer data.
2. Enter the weight or percentage of sample beside each size class in column C. When you have finished, make sure there are no data further down the spreadsheet which could cause an error. The program will accept data down to row 230.
3. Enter the sample identity, analyst, date and initial sample weight (optional) at the top of the «Single Sample Data Input» sheet.
4. Click the «Calculate Statistics» button and wait a few moments for the program to finish running. When the dialog box appears, click «OK».
5. The results are summarised on the «Single Sample Statistics» sheet, which includes a distribution histogram of the sample. Select «Print...» from the file menu to print the Summary Statistics page. The data is also shown on triangular diagrams on the «Gravel Sand Mud» and «Sand Silt Clay» sheets. Further cumulative and distribution plots are given on other sheets.

### Multiple Sample Analysis

1. Switch to the «Multiple Sample Data Input» sheet. Enter the aperture sizes of the sieves or Laser Granulometer bins used in the analysis into the cells in column B. The aperture sizes must be the same for all the samples. Sizes may be entered either in ascending or descending numerical order. For convenience, you can click on one of the standard sieve or Laser Granulometer size intervals and GRADISTAT will enter the size classes for you. Any non-standard sieve sizes can be used, although some of the statistics may not be calculated if you have not used sieves with at least whole phi intervals. See the section below if samples contain unanalysed sediment, such as material retained in the pan after sieving. At least one size class larger than the largest particles in the sample should also be entered.
2. Enter the weight or percentage of sample in column C onwards. Make sure there are no data further down the spreadsheet which could cause an error. The program will accept data down to row 230.
3. Enter the sample identity, analyst, date and initial sample weight (optional) in the green cells above each sample listing.
4. If you require a Summary Statistics printout for each sample, select a tick in the option box.
5. Click the «Calculate Statistics» button and wait for the program to finish running (this may take several minutes). GRADISTAT will give a warning if it detects a sample whose combined weight is greater than the given sample weight. Click «OK» when prompted on the dialog boxes.

6. The resulting statistics for all samples are summarised on the «Multiple Sample Statistics» sheet. The data for each sample included in the analysis are also shown on triangular diagrams on the «Gravel Sand Mud» and «Sand Silt Clay» sheets. Cumulative and distribution plots will show the results for the last sample in the analysis. If graphical plots for other samples are required, use separate single sample analyses (above).

### **Unanalysed Sediment**

Occasionally, samples may contain sediment in a size fraction of unspecified size, such as material retained in the pan after sieving. Ideally, the whole size range in a sample should be analysed, and this may require further analysis of sediment remaining in the pan after sieving. The larger the quantity of sediment remaining in the pan, the less accurate the calculation of grain size statistics, with statistics calculated by the Method of Moments being most susceptible. Errors in Folk and Ward parameters become significant only when more than 5% of the sample is undetermined. If the sample contains sediment in the pan the user should do one of the following:

1. Enter the weight or percentage of sample in the pan with a class size of zero (or leave the class size blank). GRADISTAT calculates the statistics assuming all sediment in the pan is larger than 10  $\phi$  (1 mm). The grain size distribution graphs do not however plot the quantity of sediment in the pan.
2. Enter the weight or percentage of sample in the pan with a class size which the user considers to be the lower size limit of sediment in the pan. GRADISTAT calculates the statistics assuming all sediment in the pan is larger than this value and plots this quantity on the grain size distribution graphs.

The above two options are recommended where there is less than 1% of the sample remaining in the pan.

3. Do not enter the quantity of sediment in the pan at all. GRADISTAT calculates the statistics ignoring the sediment in the pan as if it were not present in the sample. This is recommended where there is more than 1% of the sample remaining in the pan.

Samples containing more than 5% of sediment in the pan should ideally be analysed using a different technique, such as sedimentation or laser granulometry. Great care must however be taken when merging data obtained by different methods.

### **Graph Scales**

The size scale used in graphical plots is dependent upon the range of sizes specified on the sample input sheets: the first and last values provide the extreme values on the graphs. While one size class larger than the largest particles in the sample should be entered, other size classes outside the grain size range of the sample have no influence on the statistical calculations. These classes may be deleted to narrow the size scale on graphs. Note that unused size classes within the size range of the sample should also be deleted, otherwise GRADISTAT assumes that zero sample weight was present in those size classes.

**Table 1.** Statistical formulae used in the calculation of grain size parameters.

$f$  is the frequency in percent;  $m$  is the mid-point of each class interval in metric ( $m_m$ ) or phi ( $m_\phi$ ) units;  $P_x$  and  $\phi_x$  are grain diameters, in metric or phi units respectively, at the cumulative percentile value of  $x$ .

(a) Arithmetic Method of Moments

Mean	Standard Deviation	Skewness	Kurtosis
$\bar{x}_a = \frac{\sum f m_m}{100}$	$\sigma_a = \sqrt{\frac{\sum f (m_m - \bar{x}_a)^2}{100}}$	$Sk_a = \frac{\sum f (m_m - \bar{x}_a)^3}{100 \sigma_a^3}$	$K_a = \frac{\sum f (m_m - \bar{x}_a)^4}{100 \sigma_a^4}$

(b) Geometric Method of Moments

Mean	Standard Deviation	Skewness	Kurtosis
$\bar{x}_g = \exp \frac{\sum f \ln m_m}{100}$	$\sigma_g = \exp \sqrt{\frac{\sum f (\ln m_m - \ln \bar{x}_g)^2}{100}}$	$Sk_g = \frac{\sum f (\ln m_m - \ln \bar{x}_g)^3}{100 \ln \sigma_g^3}$	$K_g = \frac{\sum f (\ln m_m - \ln \bar{x}_g)^4}{100 \ln \sigma_g^4}$

Sorting ( $\sigma_g$ )	Skewness ( $Sk_g$ )		Kurtosis ( $K_g$ )	
Very well sorted	< 1.27	Very fine skewed	< <sup>-</sup> 1.30	Very platykurtic
Well sorted	1.27 ó 1.41	Fine skewed	<sup>-</sup> 1.30 ó <sup>-</sup> 0.43	Platykurtic
Moderately well sorted	1.41 ó 1.62	Symmetrical	<sup>-</sup> 0.43 ó <sup>+</sup> 0.43	Mesokurtic
Moderately sorted	1.62 ó 2.00	Coarse skewed	<sup>+</sup> 0.43 ó <sup>+</sup> 1.30	Leptokurtic
Poorly sorted	2.00 ó 4.00	Very coarse skewed	> <sup>+</sup> 1.30	Very leptokurtic
Very poorly sorted	4.00 ó 16.00			
Extremely poorly sorted	> 16.00			

(c) Logarithmic Method of Moments

Mean	Standard Deviation	Skewness	Kurtosis
$\bar{x}_\phi = \frac{\sum f m_\phi}{100}$	$\sigma_\phi = \sqrt{\frac{\sum f (m_\phi - \bar{x}_\phi)^2}{100}}$	$Sk_\phi = \frac{\sum f (m_\phi - \bar{x}_\phi)^3}{100 \sigma_\phi^3}$	$K_\phi = \frac{\sum f (m_\phi - \bar{x}_\phi)^4}{100 \sigma_\phi^4}$

Sorting ( $\sigma_\phi$ )	Skewness ( $Sk_\phi$ )		Kurtosis ( $K_\phi$ )	
Very well sorted	< 0.35	Very fine skewed	> <sup>+</sup> 1.30	Very platykurtic
Well sorted	0.35 ó 0.50	Fine skewed	<sup>+</sup> 0.43 ó <sup>+</sup> 1.30	Platykurtic
Moderately well sorted	0.50 ó 0.70	Symmetrical	<sup>-</sup> 0.43 ó <sup>+</sup> 0.43	Mesokurtic
Moderately sorted	0.70 ó 1.00	Coarse skewed	<sup>-</sup> 0.43 ó <sup>-</sup> 1.30	Leptokurtic
Poorly sorted	1.00 ó 2.00	Very coarse skewed	< <sup>-</sup> 1.30	Very leptokurtic
Very poorly sorted	2.00 ó 4.00			
Extremely poorly sorted	> 4.00			

(d) Logarithmic (Original) Folk and Ward (1957) Graphical Measures

Mean	Standard Deviation	Skewness	Kurtosis		
$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$	$\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$	$Sk_I = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$	$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$		
Sorting ( $\sigma_I$ )	Skewness ( $Sk_I$ )		Kurtosis ( $K_G$ )		
Very well sorted	< 0.35	Very fine skewed	+0.3 to +1.0	Very platykurtic	< 0.67
Well sorted	0.35 ó 0.50	Fine skewed	+0.1 to +0.3	Platykurtic	0.67 ó 0.90
Moderately well sorted	0.50 ó 0.70	Symmetrical	+0.1 to -0.1	Mesokurtic	0.90 ó 1.11
Moderately sorted	0.70 ó 1.00	Coarse skewed	-0.1 to -0.3	Leptokurtic	1.11 ó 1.50
Poorly sorted	1.00 ó 2.00	Very coarse skewed	-0.3 to -1.0	Very leptokurtic	1.50 ó 3.00
Very poorly sorted	2.00 ó 4.00			Extremely	> 3.00
Extremely poorly sorted	> 4.00			leptokurtic	

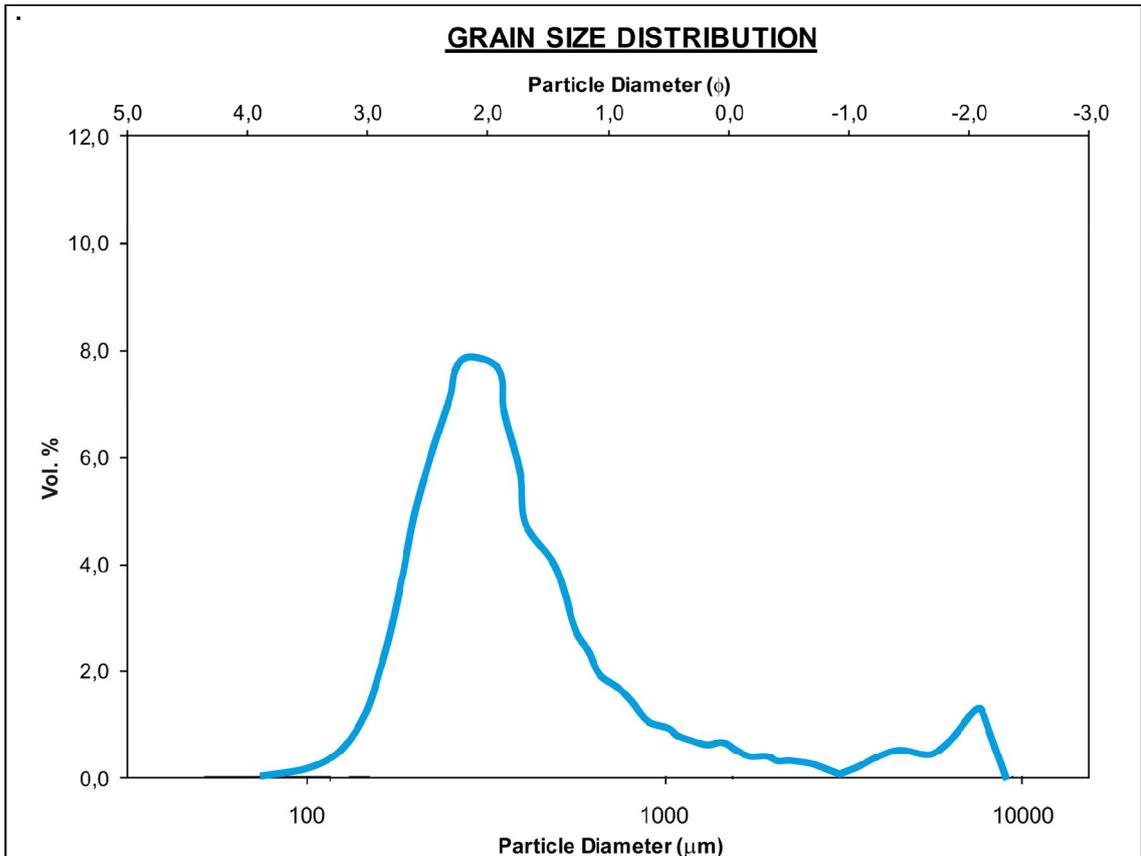
(e) Geometric Folk and Ward (1957) Graphical Measures

Mean	Standard Deviation				
$M_G = \exp \frac{\ln P_{16} + \ln P_{50} + \ln P_{84}}{3}$	$\sigma_G = \exp \left( \frac{\ln P_{16} - \ln P_{84}}{4} + \frac{\ln P_5 - \ln P_{95}}{6.6} \right)$				
Skewness	Kurtosis				
$Sk_G = \frac{\ln P_{16} + \ln P_{84} - 2(\ln P_{50})}{2(\ln P_{84} - \ln P_{16})} + \frac{\ln P_5 + \ln P_{95} - 2(\ln P_{50})}{2(\ln P_{25} - \ln P_5)}$	$K_G = \frac{\ln P_5 - \ln P_{95}}{2.44(\ln P_{25} - \ln P_{75})}$				
Sorting ( $\sigma_G$ )	Skewness ( $Sk_G$ )	Kurtosis ( $K_G$ )			
Very well sorted	< 1.27	Very fine skewed	-0.3 to -1.0	Very platykurtic	< 0.67
Well sorted	1.27 ó 1.41	Fine skewed	-0.1 to -0.3	Platykurtic	0.67 ó 0.90
Moderately well sorted	1.41 ó 1.62	Symmetrical	-0.1 to +0.1	Mesokurtic	0.90 ó 1.11
Moderately sorted	1.62 ó 2.00	Coarse skewed	+0.1 to +0.3	Leptokurtic	1.11 ó 1.50
Poorly sorted	2.00 ó 4.00	Very coarse skewed	+0.3 to +1.0	Very leptokurtic	1.50 ó 3.00
Very poorly sorted	4.00 ó 16.00			Extremely	> 3.00
Extremely poorly sorted	> 16.00			leptokurtic	

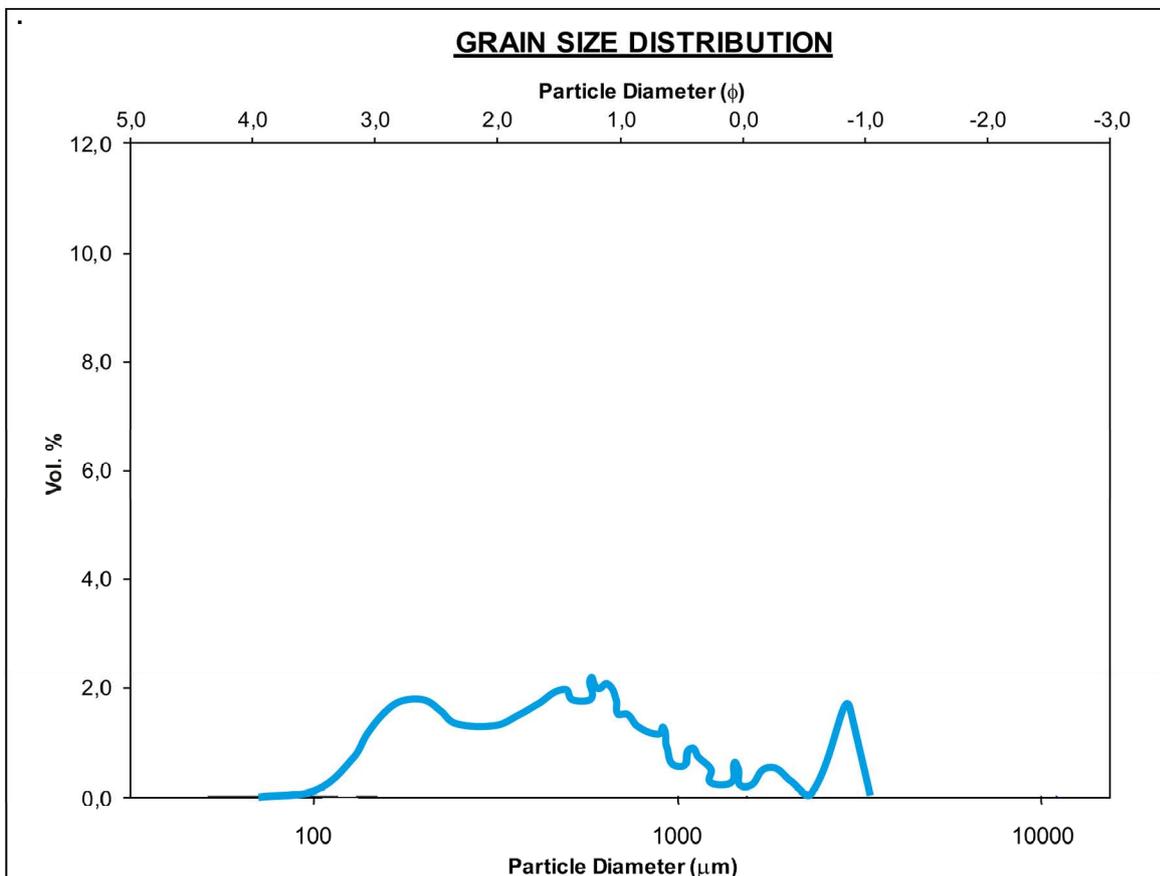
**Table 2.** *Size scale adopted in the GRADISTAT program, modified from Udden (1914) and Wentworth (1922).*

	Grain Size		Descriptive term	
	phi	mm		
-10		1024	Very Large	Boulder
-9		512	Large	
-8		256	Medium	
-7		128	Small	
-6		64	Very small	
-5		32	Very coarse	Gravel
-4		16	Coarse	
-3		8	Medium	
-2		4	Fine	
-1		2	Very fine	
0		1	Very coarse	Sand
1	microns	500	Coarse	
2		250	Medium	
3		125	Fine	
4		63	Very fine	
5		31	Very coarse	Silt
6		16	Coarse	
7		8	Medium	
8		4	Fine	
9		2	Very fine	
			Clay	

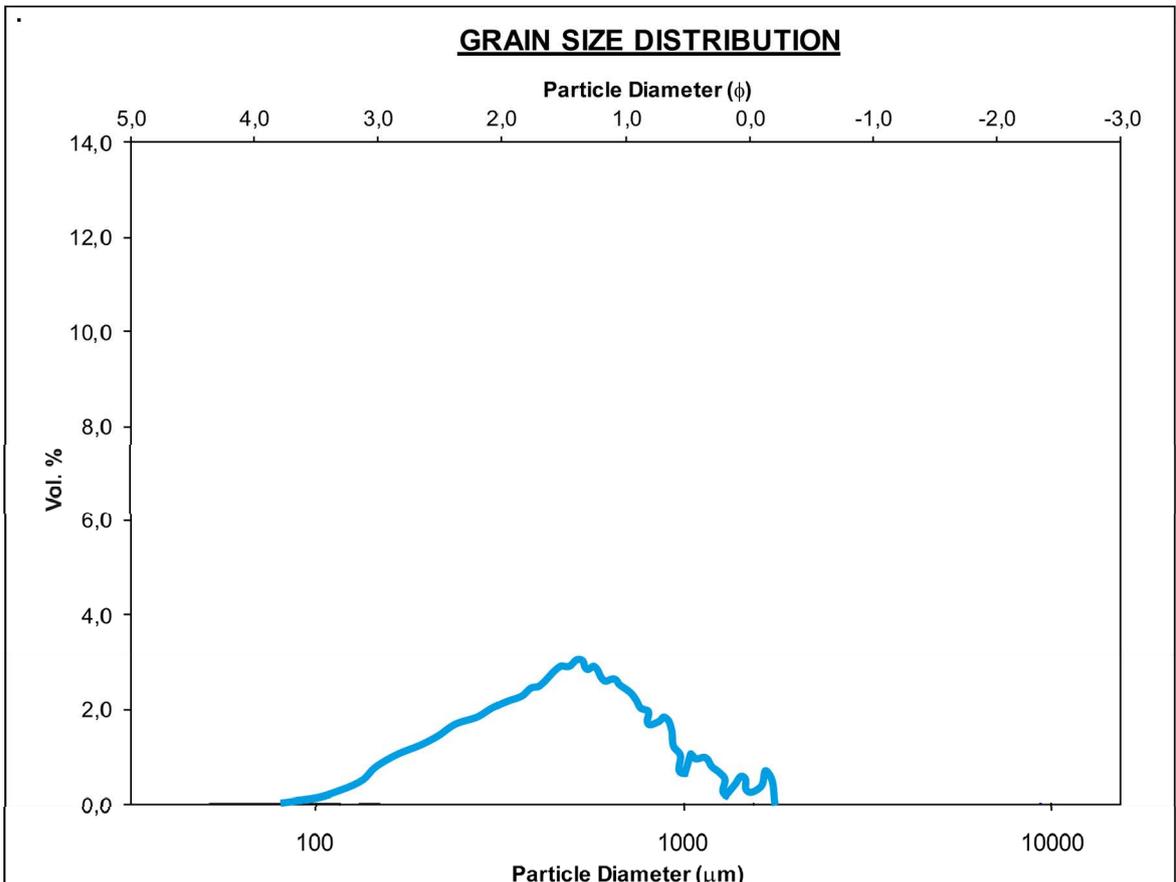
<b>SAMPLE STATISTICS</b>						
SAMPLE IDENTITY: <b>NPCA 1a</b>			ANALYST & DATE: Spiske, Peru 2007			
SAMPLE TYPE: Bi- to polymodal, Poorly Sorted			TEXTURAL GROUP: Gravelly Sand			
SEDIMENT NAME: Very Fine Gravelly Fine Sand						
	$\mu\text{m}$	$\phi$	<b>GRAIN SIZE DISTRIBUTION</b>			
MODE 1:	231,0	2,119	GRAVEL: 8,5%	COARSE SAND: 6,8%		
MODE 2:	132,5	2,918	SAND: 90,8%	MEDIUM SAND: 19,3%		
MODE 3:	85,00	3,559	MUD: 0,6%	FINE SAND: 35,3%		
D <sub>10</sub> :	89,25	-0,812		V FINE SAND: 24,3%		
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	213,9	2,225	V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 0,6%		
D <sub>90</sub> :	1755,5	3,486	COARSE GRAVEL: 0,0%	COARSE SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	19,67	-4,294	MEDIUM GRAVEL: 0,0%	MEDIUM SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	1666,2	4,298	FINE GRAVEL: 2,0%	FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	3,165	2,244	V FINE GRAVEL: 6,5%	V FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	271,0	1,662	V COARSE SAND: 5,1%	CLAY: 0,0%		
	<b>METHOD OF MOMENTS</b>			<b>FOLK &amp; WARD METHOD</b>		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	$\mu\text{m}$	$\mu\text{m}$	$\phi$	$\mu\text{m}$	$\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	549,2	265,2	1,915	251,5	1,992	Medium Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	897,3	2,869	1,520	2,790	1,480	Poorly Sorted
SKEWNESS ( $S_k$ ):	2,763	1,079	-1,079	0,347	-0,347	Very Coarse Skewed
KURTOSIS ( $K$ ):	10,18	3,450	3,450	1,263	1,263	Leptokurtic



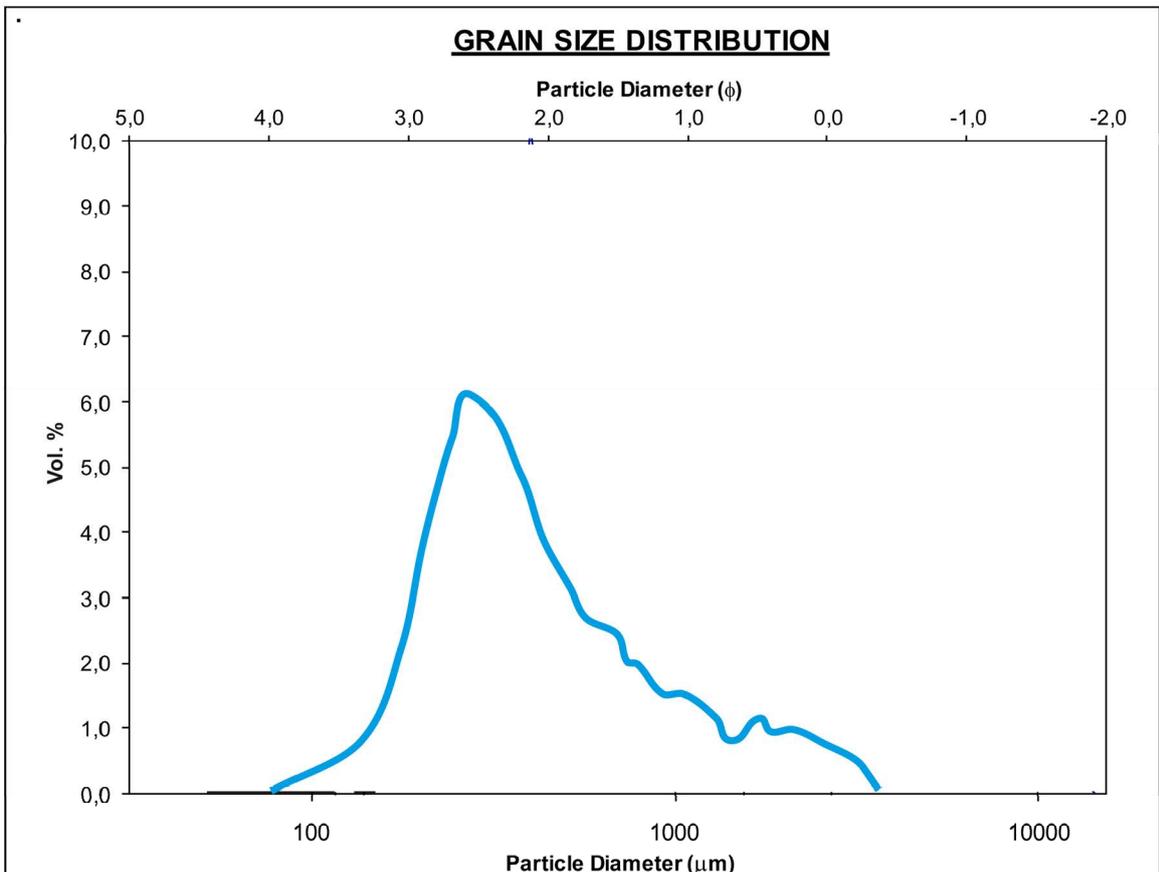
<b>SAMPLE STATISTICS</b>						
SAMPLE IDENTITY: <b>NPCA1b-I</b>			ANALYST & DATE: Spiske, Peru 2007			
SAMPLE TYPE: Polymodal, Poorly Sorted			TEXTURAL GROUP: Gravelly Sand			
SEDIMENT NAME: Very Fine Gravelly Medium Sand						
	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	390,0	1,364	GRAVEL: 10,0%	COARSE SAND: 25,4%		
MODE 2:	265,0	1,918	SAND: 89,8%	MEDIUM SAND: 34,0%		
MODE 3:	132,5	2,918	MUD: 0,2%	FINE SAND: 13,1%		
D <sub>10</sub> :	139,4	-0,996		V FINE SAND: 7,8%		
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	457,6	1,128	V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 0,2%		
D <sub>90</sub> :	1994,4	2,843	COARSE GRAVEL: 0,0%	COARSE SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	14,31	-2,855	MEDIUM GRAVEL: 0,0%	MEDIUM SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	1855,0	3,839	FINE GRAVEL: 2,6%	FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	2,838	5,460	V FINE GRAVEL: 7,4%	V FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	512,6	1,505	V COARSE SAND: 9,5%	CLAY: 0,0%		
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	$\mu\text{m}$	$\mu\text{m}$	$\phi$	$\mu\text{m}$	$\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	804,3	492,1	1,023	494,8	1,015	Medium Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	979,9	2,585	1,370	2,652	1,407	Poorly Sorted
SKEWNESS ( $Sk$ ):	2,521	0,333	-0,333	0,137	-0,137	Coarse Skewed
KURTOSIS ( $K$ ):	9,140	3,028	3,028	1,384	1,384	Leptokurtic



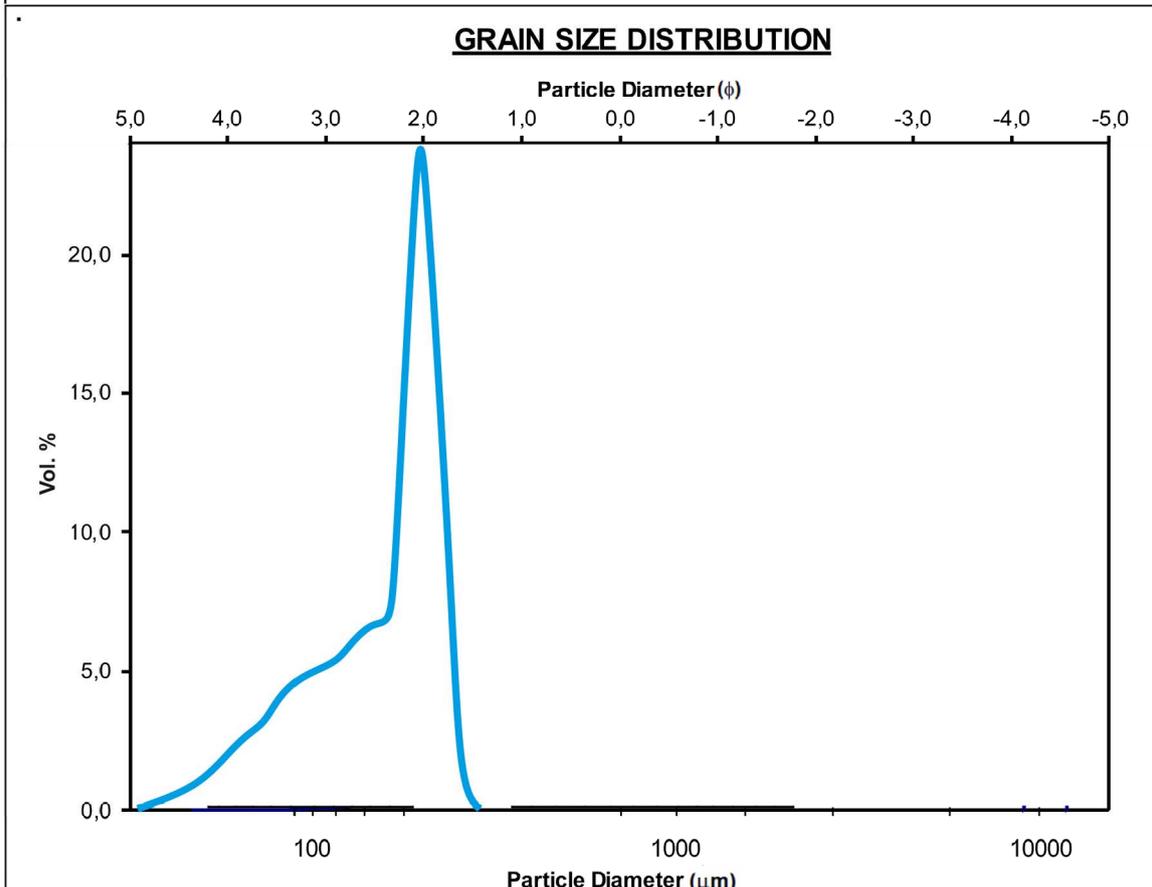
<b>SAMPLE STATISTICS</b>						
SAMPLE IDENTITY: <b>NPCA1b_u</b>			ANALYST & DATE: Spiske, Peru 2007			
SAMPLE TYPE: Polymodal, Poorly Sorted			TEXTURAL GROUP: Slightly Gravelly Sand			
SEDIMENT NAME: Slightly Very Fine Gravelly Medium Sand						
	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	335,0	1,580	GRAVEL: 3,7%	COARSE SAND: 23,0%		
MODE 2:	265,0	1,918	SAND: 95,9%	MEDIUM SAND: 44,7%		
MODE 3:	150,0	2,740	MUD: 0,3%	FINE SAND: 16,3%		
D <sub>10</sub> :	148,2	0,119		V FINE SAND: 6,8%		
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	385,3	1,376	V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 0,3%		
D <sub>90</sub> :	920,7	2,755	COARSE GRAVEL: 0,0%	COARSE SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	6,213	23,10	MEDIUM GRAVEL: 0,0%	MEDIUM SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	772,5	2,635	FINE GRAVEL: 0,5%	FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	2,191	2,370	V FINE GRAVEL: 3,3%	V FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	306,7	1,132	V COARSE SAND: 5,1%	CLAY: 0,0%		
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	$\mu\text{m}$	$\mu\text{m}$	$\phi$	$\mu\text{m}$	$\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	539,0	389,8	1,359	386,4	1,372	Medium Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	590,0	2,126	1,088	2,035	1,025	Poorly Sorted
SKEWNESS ( $Sk$ ):	3,720	0,329	-0,329	0,023	-0,023	Symmetrical
KURTOSIS ( $K$ ):	19,35	4,061	4,061	1,422	1,422	Leptokurtic



<b>SAMPLE STATISTICS</b>						
SAMPLE IDENTITY: <b>NPCA1c</b>			ANALYST & DATE: Spiske, Peru 2007			
SAMPLE TYPE: Bimodal, Poorly Sorted			TEXTURAL GROUP: Slightly Gravelly Sand			
SEDIMENT NAME: Slightly Very Fine Gravelly Fine Sand						
	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	231,0	2,119	GRAVEL: 2,7%	COARSE SAND: 18,8%		
MODE 2:	335,0	1,580	SAND: 96,8%	MEDIUM SAND: 28,4%		
MODE 3:	132,5	2,918	MUD: 0,5%	FINE SAND: 29,0%		
D <sub>10</sub> :	110,0	-0,008		V FINE SAND: 13,3%		
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	295,9	1,757	V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 0,4%		
D <sub>90</sub> :	1005,9	3,184	COARSE GRAVEL: 0,0%	COARSE SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	9,144	-377,839	MEDIUM GRAVEL: 0,0%	MEDIUM SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	895,9	3,193	FINE GRAVEL: 0,0%	FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	3,378	3,084	V FINE GRAVEL: 2,7%	V FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	392,6	1,756	V COARSE SAND: 7,4%	CLAY: 0,0%		
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	$\mu\text{m}$	$\mu\text{m}$	$\phi$	$\mu\text{m}$	$\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	471,1	318,7	1,650	310,0	1,690	Medium Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	504,3	2,334	1,223	2,374	1,247	Poorly Sorted
SKEWNESS ( $S_k$ ):	2,738	0,376	-0,376	0,114	-0,114	Coarse Skewed
KURTOSIS ( $K$ ):	11,98	2,749	2,749	0,945	0,945	Mesokurtic



<b>SAMPLE STATISTICS</b>						
SAMPLE IDENTITY: <b>SBDR1a</b>			ANALYST & DATE: Spishe, Peru 2008			
SAMPLE TYPE: Bimodal, Poorly Sorted			TEXTURAL GROUP: Gravelly Sand			
SEDIMENT NAME: Very Fine Gravelly Medium Sand						
	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	461,4	1,116	GRAVEL: 5,9%	COARSE SAND: 29,5%		
MODE 2:	402,8	1,312	SAND: 93,9%	MEDIUM SAND: 33,3%		
MODE 3:	432,1	1,211	MUD: 0,2%	FINE SAND: 12,1%		
D <sub>10</sub> :	212,3	-0,690		V FINE SAND: 2,3%		
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	521,6	0,939	V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 0,1%		
D <sub>90</sub> :	1613,8	2,236	COARSE GRAVEL: 0,0%	COARSE SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	7,602	-3,238	MEDIUM GRAVEL: 0,0%	MEDIUM SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	1401,5	2,926	FINE GRAVEL: 0,0%	FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	2,868	16,18	V FINE GRAVEL: 5,9%	V FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	607,7	1,520	V COARSE SAND: 16,8%	CLAY: 0,0%		
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	$\mu\text{m}$	$\mu\text{m}$	$\phi$	$\mu\text{m}$	$\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	738,0	542,6	0,863	555,4	0,848	Coarse Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	626,5	2,262	1,111	2,197	1,135	Poorly Sorted
SKEWNESS ( $S_k$ ):	1,860	-0,744	-0,086	0,108	-0,108	Coarse Skewed
KURTOSIS ( $K$ ):	6,610	8,772	2,720	1,013	1,013	Mesokurtic



**SAMPLE STATISTICS**

SAMPLE IDENTITY: **SBDR1b**

ANALYST & DATE: Spiske, Peru 2008

SAMPLE TYPE: Polymodal, Moderately Well Sorted TEXTURAL GROUP: Sand

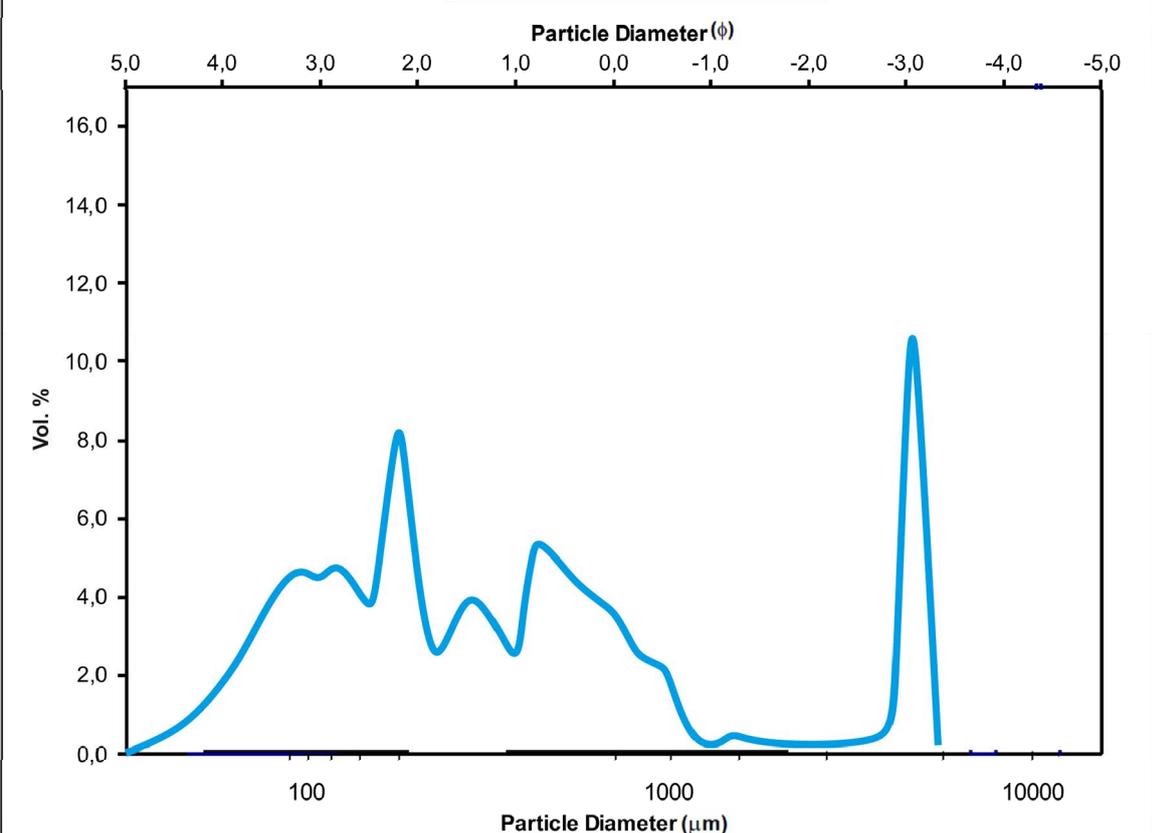
SEDIMENT NAME: Moderately Well Sorted Fine Sand

	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
			GRAVEL: 0,0%	COARSE SAND: 2,5%	SAND: 99,1%	MEDIUM SAND: 21,6%
MODE 1:	183,1	2,450	MUD: 0,9%	FINE SAND: 59,1%		
MODE 2:	1545,4	-0,628	V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 0,9%		
MODE 3:	1501,5	-0,586	COARSE GRAVEL: 0,0%	COARSE SILT: 0,0%		
D <sub>10</sub> :	110,8	1,532	MEDIUM GRAVEL: 0,0%	MEDIUM SILT: 0,0%		
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	189,9	2,397	FINE GRAVEL: 0,0%	FINE SILT: 0,0%		
D <sub>90</sub> :	345,8	3,174	V FINE GRAVEL: 0,0%	V FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	3,122	2,072	V COARSE SAND: 1,3%	CLAY: 0,0%		
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	235,0	1,642				
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	1,740	1,401				
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	107,1	0,799				

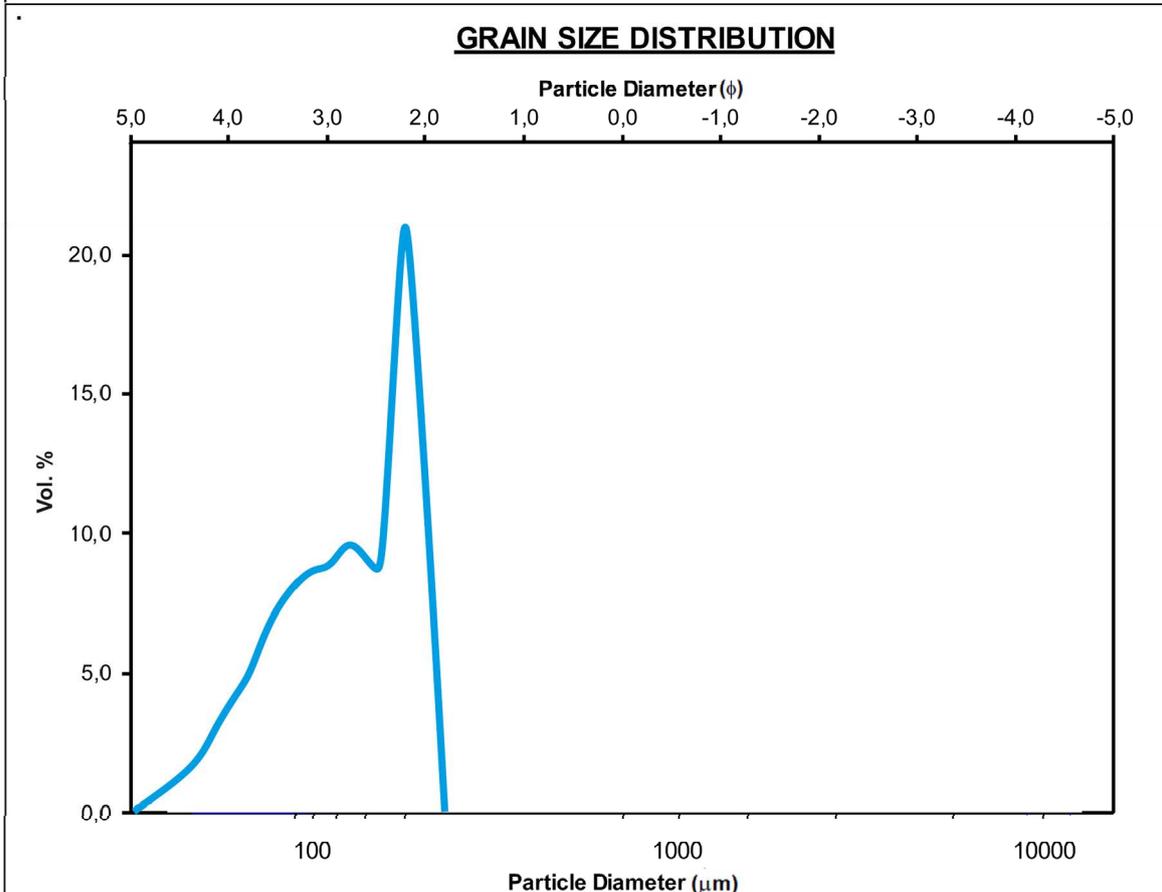
  

	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	$\mu\text{m}$	$\mu\text{m}$	$\phi$	$\mu\text{m}$	$\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	228,8	195,9	2,352	191,7	2,383	Fine Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	182,7	1,656	0,728	1,568	0,649	Moderately Well Sorted
SKEWNESS ( $Sk$ ):	5,055	0,853	-0,853	0,060	-0,060	Symmetrical
KURTOSIS ( $K$ ):	36,37	5,774	5,774	1,167	1,167	Leptokurtic

**GRAIN SIZE DISTRIBUTION**



<b>SAMPLE STATISTICS</b>						
SAMPLE IDENTITY: <b>SBDR1c</b>			ANALYST & DATE: Spiske, Peru 2008			
SAMPLE TYPE: Bimodal, Moderately Sorted			TEXTURAL GROUP: Slightly Gravelly Sand			
SEDIMENT NAME: Slightly Very Fine Gravelly Fine Sand						
	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	197,8	2,339	GRAVEL: 0,5%	COARSE SAND: 3,9%		
MODE 2:	227,1	2,140	SAND: 98,7%	MEDIUM SAND: 25,7%		
MODE 3:	1838,4	-0,878	MUD: 0,8%	FINE SAND: 53,6%		
D <sub>10</sub> :	116,3	1,274		V FINE SAND: 12,2%		
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	208,4	2,263	V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 0,8%		
D <sub>90</sub> :	413,5	3,104	COARSE GRAVEL: 0,0%	COARSE SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	3,556	2,437	MEDIUM GRAVEL: 0,0%	MEDIUM SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	297,2	1,830	FINE GRAVEL: 0,0%	FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	1,806	1,464	V FINE GRAVEL: 0,5%	V FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	124,9	0,853	V COARSE SAND: 3,3%	CLAY: 0,0%		
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	$\mu\text{m}$	$\mu\text{m}$	$\phi$	$\mu\text{m}$	$\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	279,6	220,6	2,180	209,7	2,254	Fine Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	286,2	1,826	0,869	1,724	0,786	Moderately Sorted
SKEWNESS ( $S_k$ ):	4,083	1,126	-1,126	0,135	-0,135	Coarse Skewed
KURTOSIS ( $K$ ):	22,01	5,603	5,603	1,452	1,452	Leptokurtic



**SAMPLE STATISTICS**

SAMPLE IDENTITY: **SBDR1d**

ANALYST & DATE: Spoiske, Peru 2008

SAMPLE TYPE: Polymodal, Poorly Sorted

TEXTURAL GROUP: Slightly Gravelly Sand

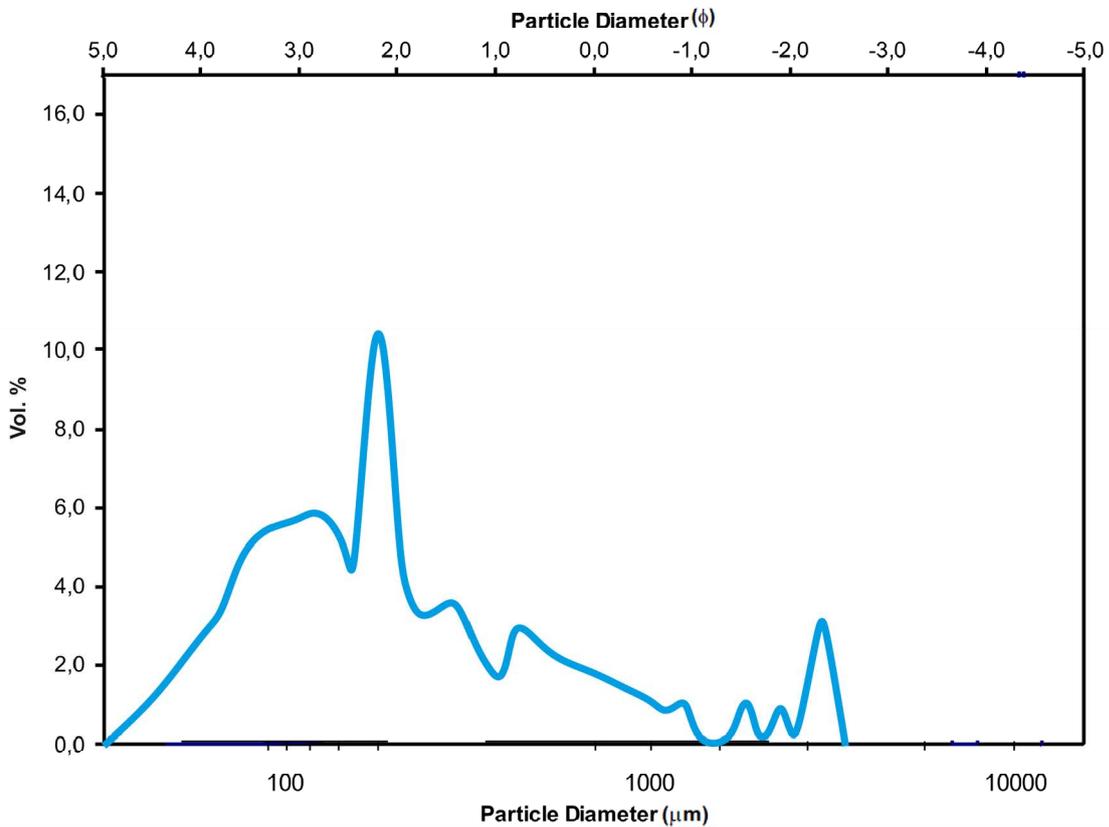
SEDIMENT NAME: Slightly Very Fine Gravelly Fine Sand

	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION				
			GRAVEL: 1,6%	COARSE SAND: 10,2%	SAND: 97,3%	MEDIUM SAND: 20,9%	MUD: 1,1%
MODE 1:	183,1	2,450		V FINE SAND: 13,2%			
MODE 2:	1926,3	-0,946	V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 1,1%			
MODE 3:	1809,1	-0,855	COARSE GRAVEL: 0,0%	COARSE SILT: 0,0%			
D <sub>10</sub> :	111,4	0,087	MEDIUM GRAVEL: 0,0%	MEDIUM SILT: 0,0%			
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	215,3	2,216	FINE GRAVEL: 0,0%	FINE SILT: 0,0%			
D <sub>90</sub> :	941,2	3,167	V FINE GRAVEL: 1,6%	V FINE SILT: 0,0%			
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	8,452	36,24	V COARSE SAND: 7,5%	CLAY: 0,0%			
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	829,9	3,079					
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	2,445	1,910					
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	221,2	1,290					

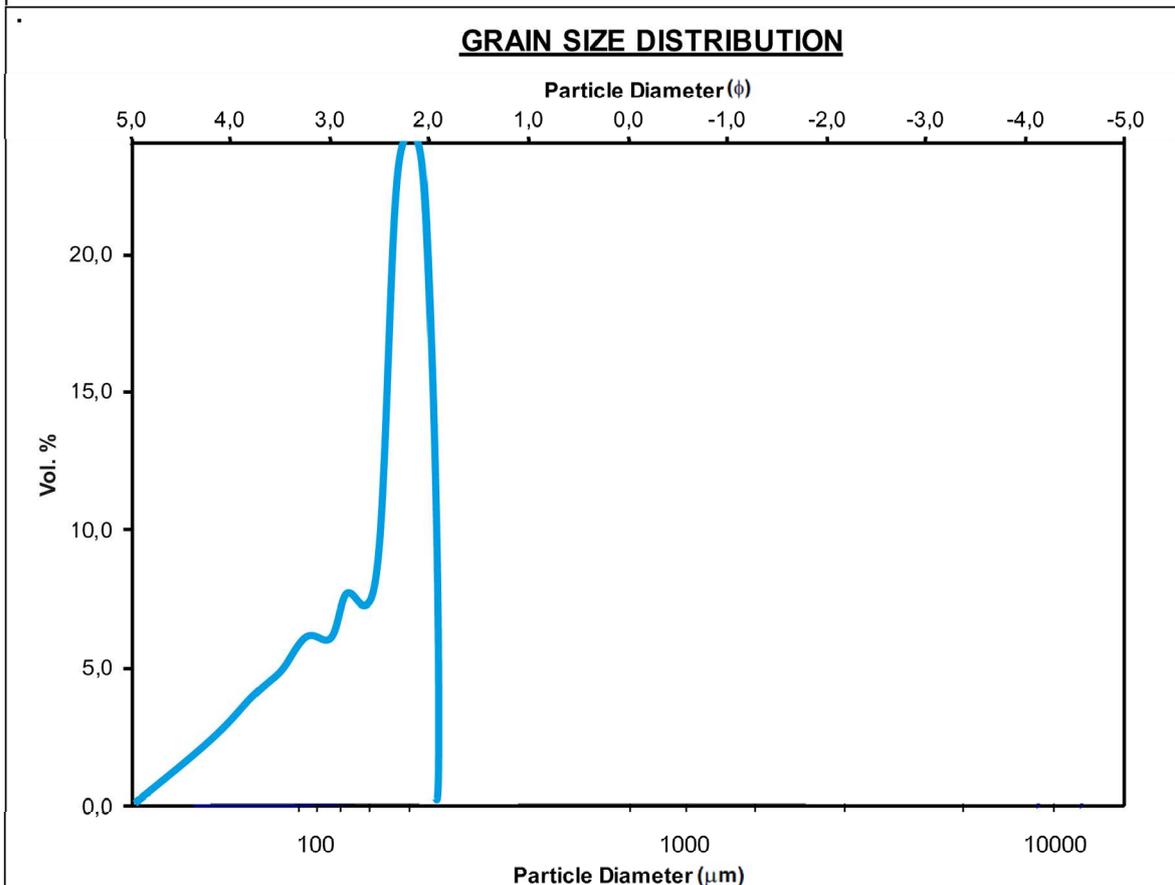
  

	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	$\mu\text{m}$	$\mu\text{m}$	$\phi$	$\mu\text{m}$	$\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	392,3	260,3	1,942	258,0	1,954	Medium Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	481,5	2,256	1,174	2,241	1,164	Poorly Sorted
SKEWNESS ( $Sk$ ):	3,127	0,910	-0,910	0,363	-0,363	Very Coarse Skewed
KURTOSIS ( $K$ ):	14,34	3,520	3,520	1,269	1,269	Leptokurtic

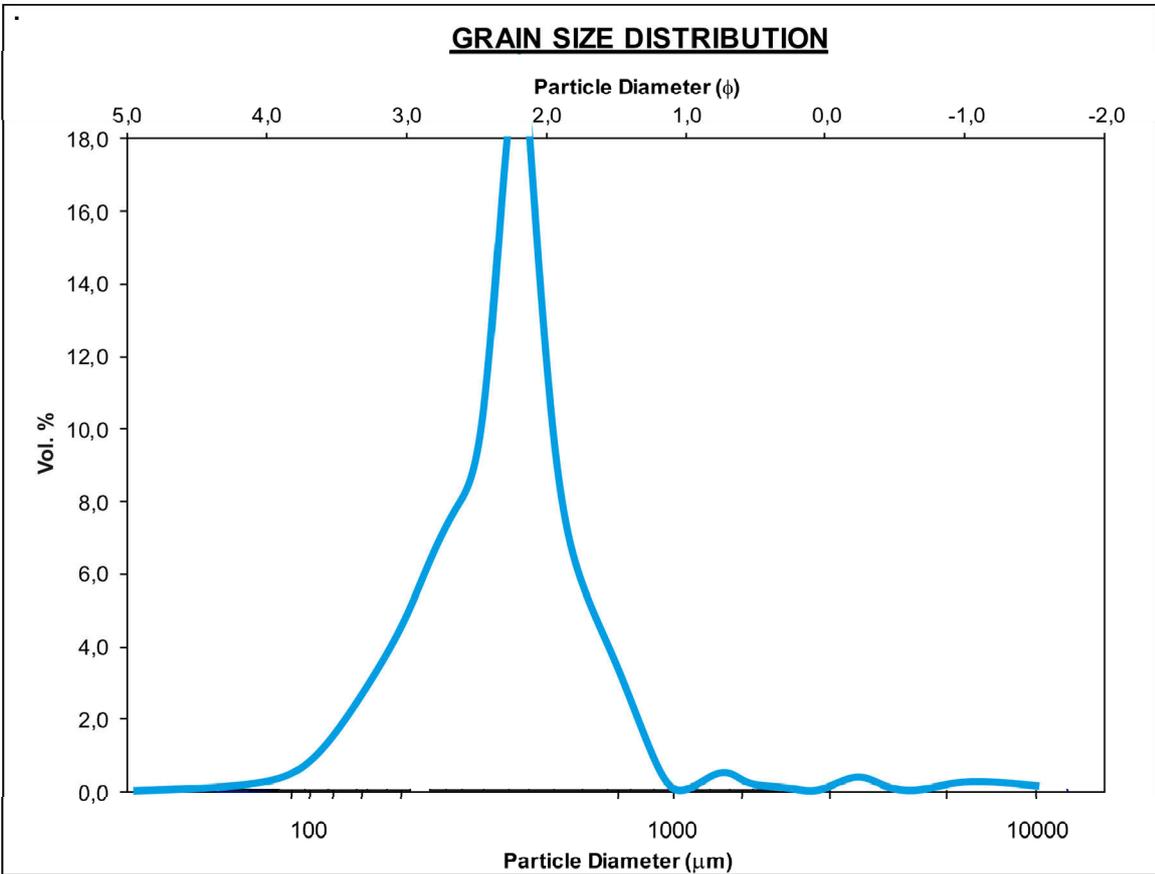
**GRAIN SIZE DISTRIBUTION**



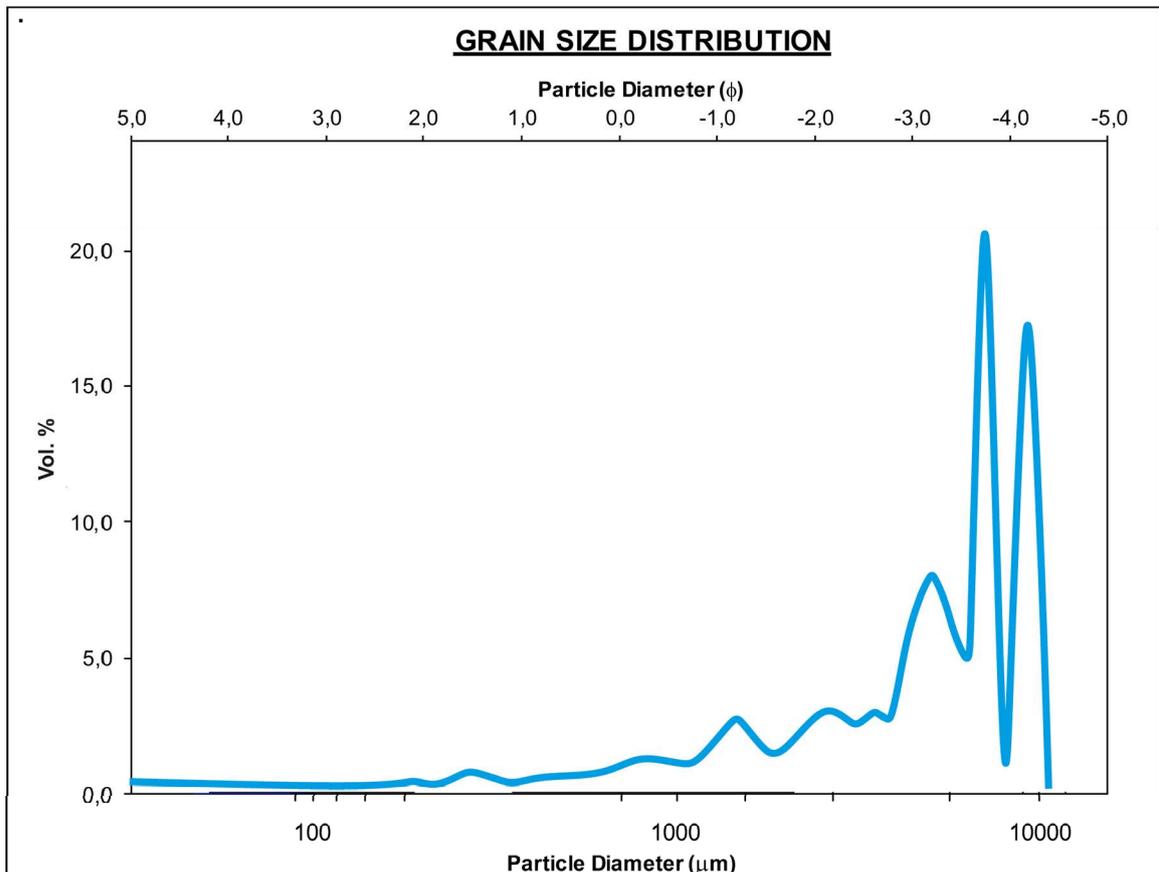
<b>SAMPLE STATISTICS</b>						
SAMPLE IDENTITY: <b>SBDR1e</b>			ANALYST & DATE: Spiske, Peru 2008			
SAMPLE TYPE: Bimodal, Moderately Sorted			TEXTURAL GROUP: Slightly Gravelly Sand			
SEDIMENT NAME: Slightly Very Fine Gravelly Medium Sand						
	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	461,4	1,116	GRAVEL: 1,2%	COARSE SAND: 33,0%		
MODE 2:	402,8	1,312	SAND: 98,6%	MEDIUM SAND: 37,1%		
MODE 3:	432,1	1,211	MUD: 0,2%	FINE SAND: 12,4%		
D <sub>10</sub> :	209,3	-0,244		V FINE SAND: 2,4%		
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	483,2	1,049	V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 0,2%		
D <sub>90</sub> :	1184,5	2,256	COARSE GRAVEL: 0,0%	COARSE SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	5,658	-9,238	MEDIUM GRAVEL: 0,0%	MEDIUM SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	975,1	2,500	FINE GRAVEL: 0,0%	FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	2,425	4,386	V FINE GRAVEL: 1,2%	V FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	452,4	1,278	V COARSE SAND: 13,7%	CLAY: 0,0%		
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	$\mu\text{m}$	$\mu\text{m}$	$\phi$	$\mu\text{m}$	$\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	605,7	487,5	1,036	493,7	1,018	Medium Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	422,0	1,953	0,966	1,953	0,966	Moderately Sorted
SKEWNESS ( $Sk$ ):	1,666	-0,130	0,130	0,023	-0,023	Symmetrical
KURTOSIS ( $K$ ):	6,383	2,991	2,991	1,031	1,031	Mesokurtic



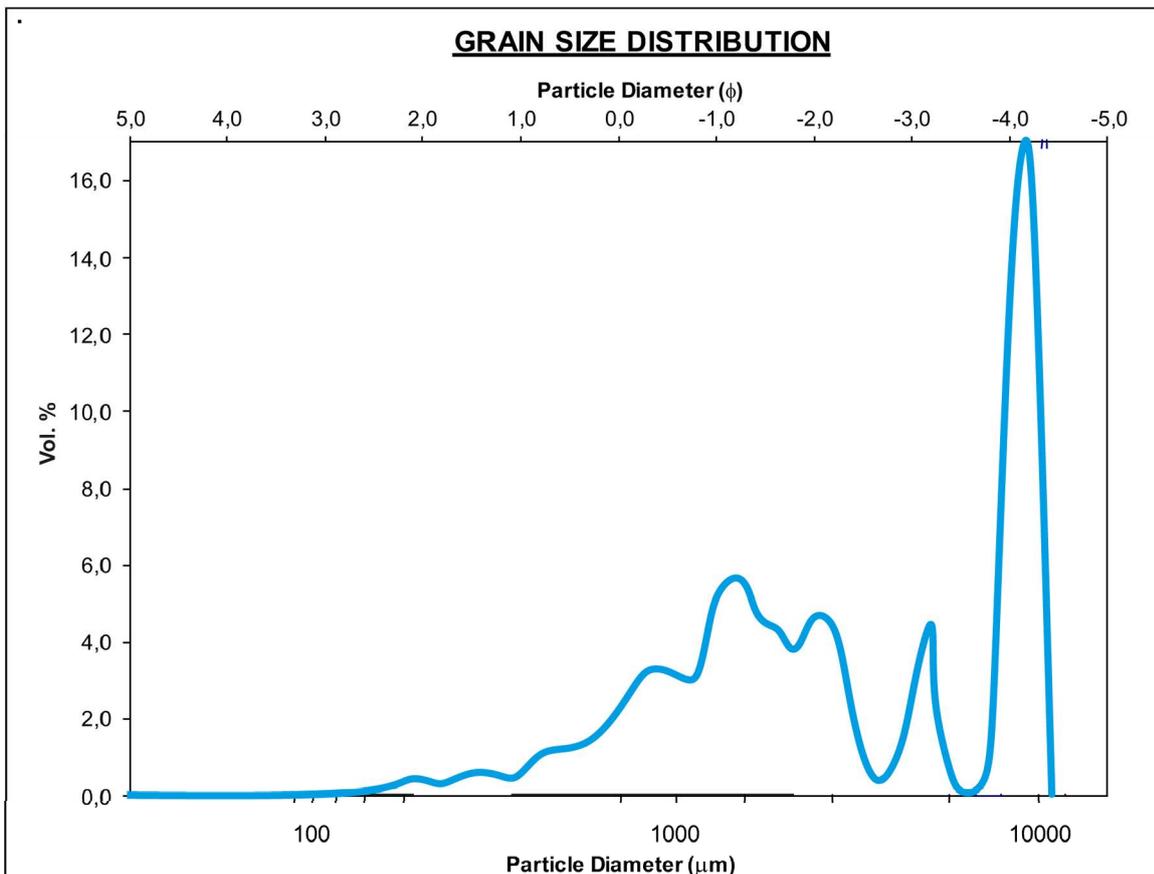
<b>SAMPLE STATISTICS</b>						
SAMPLE IDENTITY: <b>SVV 3a</b>			ANALYST & DATE: Spiske, 2008			
SAMPLE TYPE: Uni- to bimodal, Poorly Sorted			TEXTURAL GROUP: Slightly Gravelly Sand			
SEDIMENT NAME: Slightly Very Fine Gravelly Medium Sand						
	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	231,0	2,119	GRAVEL: 4,4%		COARSE SAND: 9,0%	
MODE 2:	335,0	1,580	SAND: 95,5%		MEDIUM SAND: 42,9%	
MODE 3:	170,0	2,559	MUD: 0,0%		FINE SAND: 31,2%	
D <sub>10</sub> :	173,7	-0,391			V FINE SAND: 2,4%	
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	300,3	1,736	V COARSE GRAVEL: 0,0%		V COARSE SILT: 0,0%	
D <sub>90</sub> :	1311,0	2,526	COARSE GRAVEL: 0,0%		COARSE SILT: 0,0%	
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	7,548	-6,465	MEDIUM GRAVEL: 0,0%		MEDIUM SILT: 0,0%	
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	1137,3	2,916	FINE GRAVEL: 0,0%		FINE SILT: 0,0%	
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	2,027	1,929	V FINE GRAVEL: 4,4%		V FINE SILT: 0,0%	
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	236,8	1,020	V COARSE SAND: 10,0%		CLAY: 0,0%	
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	$\mu\text{m}$	$\mu\text{m}$	$\phi$	$\mu\text{m}$	$\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	533,2	369,8	1,435	382,8	1,385	Medium Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	593,7	2,142	1,099	2,118	1,083	Poorly Sorted
SKEWNESS ( $Sk$ ):	2,477	1,050	-1,050	0,474	-0,474	Very Coarse Skewed
KURTOSIS ( $K$ ):	8,747	3,560	3,560	1,503	1,503	Very Leptokurtic



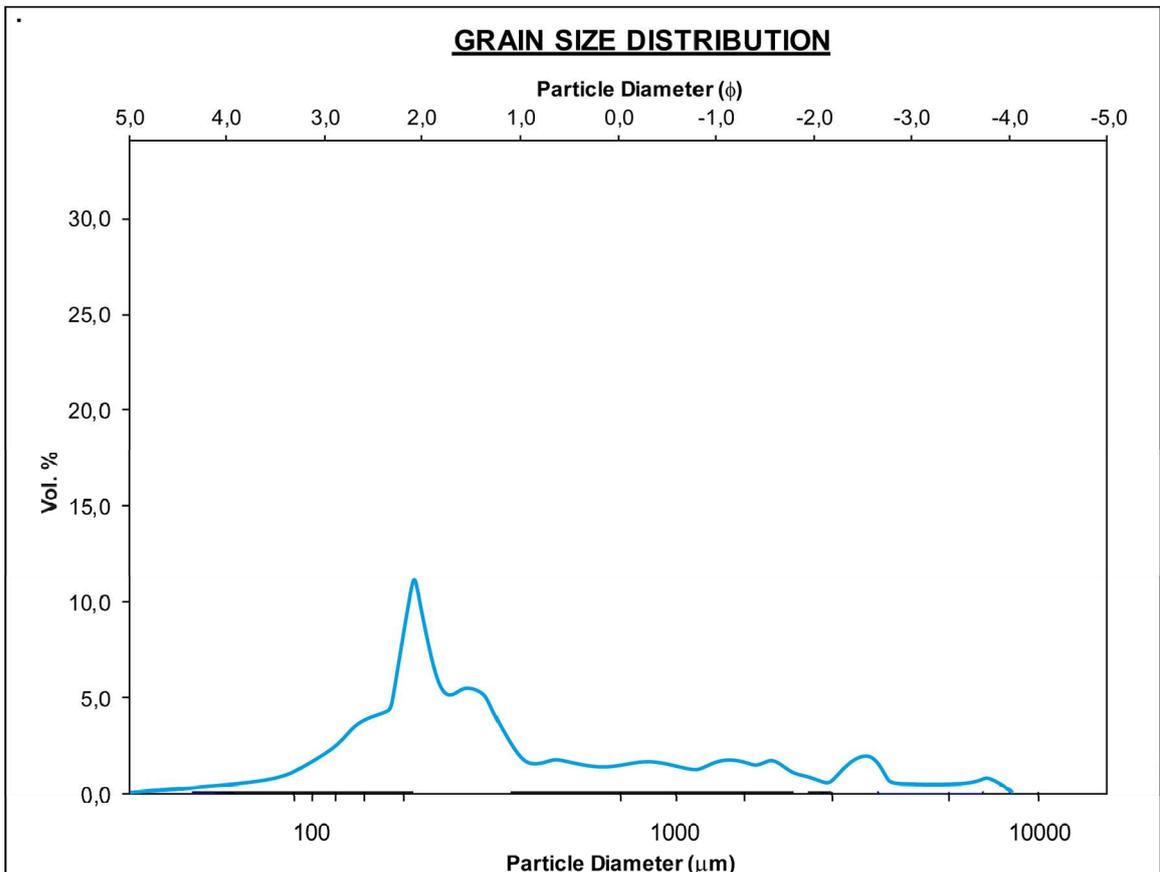
<b>SAMPLE STATISTICS</b>						
SAMPLE IDENTITY: <b>SVV 3b_I</b>			ANALYST & DATE: Spiske, 2008			
SAMPLE TYPE: Polymodal, Poorly Sorted			TEXTURAL GROUP: Gravel			
SEDIMENT NAME: Medium Gravel						
	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	15000,0	-3,904	GRAVEL: 88,0%	COARSE SAND: 2,3%		
MODE 2:	20700,0	-4,367	SAND: 12,0%	MEDIUM SAND: 2,7%		
MODE 3:	11850,0	-3,565	MUD: 0,0%	FINE SAND: 1,0%		
D <sub>10</sub> :	1659,3	-4,354		V FINE SAND: 0,1%		
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	11307,9	-3,499	V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 0,0%		
D <sub>90</sub> :	20446,0	-0,731	COARSE GRAVEL: 18,0%	COARSE SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	12,32	0,168	MEDIUM GRAVEL: 46,1%	MEDIUM SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	18786,8	3,623	FINE GRAVEL: 14,0%	FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	3,149	0,580	V FINE GRAVEL: 9,8%	V FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	10464,5	1,655	V COARSE SAND: 5,8%	CLAY: 0,0%		
	METHOD OF MOMENTS		FOLK & WARD METHOD			
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	$\mu\text{m}$	$\mu\text{m}$	$\phi$	$\mu\text{m}$	$\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	10897,4	7629,8	-2,932	8367,9	-3,065	Medium Gravel
SORTING ( $\sigma$ ):	6584,3	2,895	1,534	2,722	1,445	Poorly Sorted
SKEWNESS ( $S_k$ ):	-0,012	-1,518	1,518	-0,538	0,538	Very Fine Skewed
KURTOSIS ( $K$ ):	1,828	4,924	4,924	1,195	1,195	Leptokurtic



<b>SAMPLE STATISTICS</b>						
SAMPLE IDENTITY: <b>SVV 3b_u</b>			ANALYST & DATE: Spiske, Peru 2008			
SAMPLE TYPE: polymodal, Poorly Sorted			TEXTURAL GROUP: Sandy Gravel			
SEDIMENT NAME: Sandy Coarse Gravel						
	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	20700,0	-4,367	GRAVEL: 76,3%	COARSE SAND: 4,7%		
MODE 2:	2975,0	-1,570	SAND: 23,7%	MEDIUM SAND: 2,7%		
MODE 3:	10350,0	-3,367	MUD: 0,0%	FINE SAND: 0,8%		
D <sub>10</sub> :	1128,2	-4,354		V FINE SAND: 0,1%		
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	4239,9	-2,084	V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 0,0%		
D <sub>90</sub> :	20445,6	-0,174	COARSE GRAVEL: 29,3%	COARSE SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	18,12	0,040	MEDIUM GRAVEL: 10,0%	MEDIUM SILT: 0,0%		
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	19317,3	4,180	FINE GRAVEL: 12,4%	FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	8,204	0,258	V FINE GRAVEL: 24,6%	V FINE SILT: 0,0%		
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	15003,8	3,036	V COARSE SAND: 15,4%	CLAY: 0,0%		
	METHOD OF MOMENTS		FOLK & WARD METHOD			
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	$\mu\text{m}$	$\mu\text{m}$	$\phi$	$\mu\text{m}$	$\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	8381,4	4782,9	-2,258	5000,0	-2,322	Fine Gravel
SORTING ( $\sigma$ ):	7644,6	3,222	1,688	3,187	1,672	Poorly Sorted
SKEWNESS ( $Sk$ ):	0,644	-0,349	0,349	0,066	-0,066	Symmetrical
KURTOSIS ( $K$ ):	1,711	2,375	2,375	0,673	0,673	Platykurtic



<b>SAMPLE STATISTICS</b>						
SAMPLE IDENTITY: <b>SVV 3c</b>			ANALYST & DATE: Spiske, Peru 2008			
SAMPLE TYPE: polymodal, Very Poorly Sorted			TEXTURAL GROUP: Sandy Gravel			
SEDIMENT NAME: Sandy Medium Gravel						
	$\mu\text{m}$	$\phi$	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	15000,0	-3,904	GRAVEL: 40,3%		COARSE SAND: 4,3%	
MODE 2:	231,0	2,119	SAND: 59,6%		MEDIUM SAND: 22,9%	
MODE 3:	335,0	1,580	MUD: 0,0%		FINE SAND: 24,3%	
D <sub>10</sub> :	171,1	-3,940			V FINE SAND: 2,6%	
MEDIAN or D <sub>50</sub> :	510,0	0,971	V COARSE GRAVEL: 0,0%		V COARSE SILT: 0,0%	
D <sub>90</sub> :	15350,1	2,547	COARSE GRAVEL: 0,0%		COARSE SILT: 0,0%	
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ):	89,69	-0,646	MEDIUM GRAVEL: 32,2%		MEDIUM SILT: 0,0%	
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ):	15179,0	6,487	FINE GRAVEL: 3,1%		FINE SILT: 0,0%	
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ):	59,31	-0,530	V FINE GRAVEL: 5,0%		V FINE SILT: 0,0%	
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ):	14181,3	5,890	V COARSE SAND: 5,5%		CLAY: 0,0%	
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	$\mu\text{m}$	$\mu\text{m}$	$\phi$	$\mu\text{m}$	$\phi$	
MEAN ( $\bar{x}$ ):	5383,3	1299,8	-0,378	1177,2	-0,235	Very Coarse Sand
SORTING ( $\sigma$ ):	6712,0	6,585	2,719	5,903	2,561	Very Poorly Sorted
SKEWNESS ( $Sk$ ):	0,696	0,297	-0,297	0,523	-0,523	Very Coarse Skewed
KURTOSIS ( $K$ ):	1,546	1,360	1,360	0,472	0,472	Very Platykurtic





**ANEXO II**  
**MICROPALEONTOLOGÍA**



**INFORME PALEONTOLÓGICO**

Ficha N°: Referencia: 014/DGA/A18

Muestra	BR-I-01B	Colector	C. Benavente	Fecha de envío	04/06/2007
---------	----------	----------	--------------	----------------	------------

**Datos Generales**

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo	TACNA		Hoja	37-V	

Ubicación Política					
Sitio:	BOCA DE RIO				
Distrito		Provincia		Departamento	TACNA

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)					
Norte	323148	Este	7991496	Datum	Zona 19

**Tipo de Estudio**

<b>Macrofósiles</b>			<b>Microfósiles</b>		
Pelecipodos	<input type="checkbox"/>	Amonites	<input type="checkbox"/>	Algas	<input type="checkbox"/>
Gasterópodos	<input type="checkbox"/>	Trilobites	<input type="checkbox"/>	Plantas	<input type="checkbox"/>
Braquiópodos	<input type="checkbox"/>	Corales	<input type="checkbox"/>	Vertebrados	<input type="checkbox"/>
Equinoideos	<input type="checkbox"/>	Otros	<input type="checkbox"/>	Otros	<input type="checkbox"/>
				Foramíferos	<input type="checkbox"/>
				Ostrácodos	<input checked="" type="checkbox"/>
				Radiolarios	<input type="checkbox"/>
				Carofitas	<input type="checkbox"/>
				Diatomeas	<input type="checkbox"/>
				Otros	<input type="checkbox"/>

**Identificación Taxonómica**

Nombre específico:	
1	<i>Hemicypris sp.</i> Sars 1903
2	
3	
4	

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad:
-------	-------

**Facies**

Litofacies			Biofacies
Siliciclástica	Carbonatos	Otros	Nombre:
Tipo: Arena	Tipo:		

**Paleoambiente**

**Gráfico**

..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	<b>Gráfico</b>
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
Observación:	Estuario	

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación: Terrazas Marinas

*María del Carmen*  
 Determinado por  
 Ing María del Carmen Mor.  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET



**INFORME PALEONTOLÓGICO**

Ficha N°: Referencia: 014/DGA/A18

Muestra	BR-I-02B	Colector	C. Benavente	Fecha de envío	04/06/2007
---------	----------	----------	--------------	----------------	------------

**Datos Generales**

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo	TACNA		Hoja	37-V	

Ubicación Política					
Sitio: BOCA DE RIO					
Distrito		Provincia		Departamento	TACNA

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)					
Norte	323148	Este	7991496	Datum	Zona 19

**Tipo de Estudio**

<b>Macrofósiles</b>			<b>Microfósiles</b>		
Pelecípodos	<input type="checkbox"/>	Amonites	<input type="checkbox"/>	Algas	<input type="checkbox"/>
Gasterópodos	<input type="checkbox"/>	Trilobites	<input type="checkbox"/>	Plantas	<input type="checkbox"/>
Braquiópodos	<input type="checkbox"/>	Corales	<input type="checkbox"/>	Vertebrados	<input type="checkbox"/>
Equinoideos	<input type="checkbox"/>	Otros	<input type="checkbox"/>		
				Foramimiferos	<input type="checkbox"/>
				Ostrácodos	<input type="checkbox"/>
				Radiolarios	<input type="checkbox"/>
				Carofitas	<input type="checkbox"/>
				Diatomeas	<input type="checkbox"/>
				Otros	<input type="checkbox"/>

**Identificación Taxonómica**

Nombre específico:	
1	Moluscos ind. (fragmentos)
2	
3	
4	

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad:
-------	-------

**Facies**

Litofacies			Biofacies
Siliciclástica	Carbonatos	Otros	Nombre:
Tipo: Arena	Tipo:		

**Paleoambiente**

..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	<b>Gráfico</b>
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
Observación:	Litoral	

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación: Terrazas Marinas

*María del Carmen Morales R.*  
 Determinado por  
**Ing. María del Carmen Morales R.**  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET





**INFORME PALEONTOLÓGICO**

Ficha N°:

Referencia:

014/DGA/A18

Muestra	PMOTO-06B	Colector	C. Benavente	Fecha de envío	04/06/2007
---------	-----------	----------	--------------	----------------	------------

**Datos Generales**

Proyecto:	GA-18		
Cuadrángulo	Mollendo	Hoja	34-R

Ubicación Política			
Sitio:	Motobomba		
Distrito	Provincia	Departamento	AREQUIPA

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)			
Norte	192079	Este	8105204
Datum		Zona	18

**Tipo de Estudio**

Macrofósiles		Microfósiles	
Pelecipodos <input checked="" type="checkbox"/>	Amonites <input type="checkbox"/>	Algas <input type="checkbox"/>	Foramimiferos <input type="checkbox"/>
Gasterópodos <input type="checkbox"/>	Trilobites <input type="checkbox"/>	Plantas <input type="checkbox"/>	Ostrácodos <input type="checkbox"/>
Braquiópodos <input type="checkbox"/>	Corales <input type="checkbox"/>	Vertebrados <input type="checkbox"/>	Radiolarios <input type="checkbox"/>
Equinoideos <input type="checkbox"/>	Otros <input type="checkbox"/>		Carofitas <input type="checkbox"/>
			Diatomeas <input type="checkbox"/>
			Otros <input type="checkbox"/>

**Identificación Taxonómica**

Nombre específico:	
1	Pelecipodo ind.
2	
3	
4	

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad:
-------	-------

**Facies**

Litofacies			Biofacies
Siliciclástica	Carbonatos	Otros	Nombre:
Tipo: Arena	Tipo:		

**Paleoambiente**

<p>..... <input type="checkbox"/></p> <p>..... <input type="checkbox"/></p> <p>..... <input type="checkbox"/></p> <p>..... <input type="checkbox"/></p>	<p>..... <input type="checkbox"/></p> <p>..... <input type="checkbox"/></p> <p>..... <input type="checkbox"/></p> <p>..... <input type="checkbox"/></p>	<p><b>Gráfico</b></p>
Observación: Litoral		

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación: Terrazas Marinas

.....  
 Determinado por  
**Ing. María del Carmen**  
 Laboratorio de  
 INGEMMET



**INFORME PALEONTOLÓGICO**

Ficha N°: Referencia: 014/DGA/A18

Muestra	VV-I-01B	Colector	C. Benavente	Fecha de envío	04/06/2007
---------	----------	----------	--------------	----------------	------------

**Datos Generales**

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo	La Yarada	Hoja	37-U		

Ubicación Política				
Sitio:	Vila Vila			
Distrito	Provincia	Departamento	TACNA	

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)						
Norte	317327	Este	7997084	Datum	Zona	19

**Tipo de Estudio**

<b>Macrofósiles</b>				<b>Microfósiles</b>			
Pelecípodos	<input type="checkbox"/>	Amonites	<input type="checkbox"/>	Algas	<input type="checkbox"/>	Foramimiferos	<input type="checkbox"/>
Gasterópodos	<input type="checkbox"/>	Trilobites	<input type="checkbox"/>	Plantas	<input type="checkbox"/>	Radiolarios	<input type="checkbox"/>
Braquiópodos	<input type="checkbox"/>	Corales	<input type="checkbox"/>	Vertebrados	<input type="checkbox"/>	Diatomeas	<input type="checkbox"/>
Equinoideos	<input checked="" type="checkbox"/>	Otros	<input type="checkbox"/>			Otros	<input type="checkbox"/>

**Identificación Taxonómica**

Nombre específico:	
1	Moluscos ind. (fragmentos)
2	Equinoideos ind. (espinas)
3	
4	

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad:
-------	-------

**Facies**

Litofacies			Biofacies
Siliciclástica	Carbonatos	Otros	Nombre:
Tipo: Arena	Tipo:		

**Paleoambiente**

**Gráfico**

..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
Observación:	Litoral	

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación: Terrazas Marinas

  
 Determinado por  
 Ing. María del Carmen Morales  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET



**INFORME PALEONTOLÓGICO**

Ficha N°:

Referencia:

014/DGA/A18

Muestra	VV-I-03B	Colector	C. Benavente	Fecha de envío	04/06/2007
---------	----------	----------	--------------	----------------	------------

**Datos Generales**

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo	La Yarada	Hoja	37-U		

Ubicación Política				
Sitio:	Vila Vila			
Distrito		Provincia	Departamen	TACNA

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)						
Norte	317327	Este	7997084	Datum	Zona	19

**Tipo de Estudio**

<b>Macrofósiles</b>			<b>Microfósiles</b>						
Pelecípodos	<input type="checkbox"/>	Amonites	<input type="checkbox"/>	Algas	<input type="checkbox"/>	Foramimíferos	<input type="checkbox"/>	Ostrácodos	<input type="checkbox"/>
Gasterópodos	<input type="checkbox"/>	Trilobites	<input type="checkbox"/>	Plantas	<input type="checkbox"/>	Radiolarios	<input type="checkbox"/>	Carofitas	<input type="checkbox"/>
Braquiópodos	<input type="checkbox"/>	Corales	<input type="checkbox"/>	Vertebrados	<input type="checkbox"/>	Diatomeas	<input type="checkbox"/>		
Equinoideos	<input type="checkbox"/>	Otros	<input type="checkbox"/>			Otros	<input type="checkbox"/>		

**Identificación Taxonómica**

Nombre específico:	
1	Moluscos ind. (fragmentos)
2	
3	
4	

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad:
-------	-------

**Facies**

Litofacies			Biofacies
Siliciclástica	Carbonatos	Otros	Nombre:
Tipo: Arena	Tipo:		

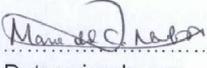
**Paleoambiente**

**Gráfico**

..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	<b>Gráfico</b>
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
Observación:	Litoral	

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación: Terrazas Marinas

  
 Determinado por  
**Ing. María del Carmen**  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET



**INFORME PALEONTOLÓGICO**

Ficha N°: Referencia: 014/DGA/A18

Muestra	VV-I-03B	Colector	C. Benavente	Fecha de envío	04/06/2007
---------	----------	----------	--------------	----------------	------------

**Datos Generales**

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo	La Yarada	Hoja	37-U		

Ubicación Política				
Sitio:	Vila Vila			
Distrito	Provincia	Departamen	TACNA	

Ubicación Geográfica (Coordenadas UTM)						
Norte	317327	Este	7997084	Datum	Zona	19

**Tipo de Estudio**

Macrofósiles				Microfósiles			
Pelecipodos	<input type="checkbox"/>	Amonites	<input type="checkbox"/>	Algas	<input type="checkbox"/>	Foramíferos	<input type="checkbox"/>
Gasterópodos	<input type="checkbox"/>	Trilobites	<input type="checkbox"/>	Plantas	<input type="checkbox"/>	Ostrácodos	<input type="checkbox"/>
Braquiópodos	<input type="checkbox"/>	Corales	<input type="checkbox"/>	Vertebrados	<input type="checkbox"/>	Carófitas	<input type="checkbox"/>
Equinoideos	<input type="checkbox"/>	Otros	<input type="checkbox"/>	Otros	<input type="checkbox"/>	Otros	<input type="checkbox"/>

**Identificación Taxonómica**

Nombre específico:	
1	Moluscos ind. (fragmentos)
2	
3	
4	

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad:
-------	-------

**Facies**

Litofacies			Biofacies
Siliciclástica	Carbonatos	Otros	Nombre:
Tipo: Arena	Tipo:		

**Paleoambiente**

**Gráfico**

..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	<b>Gráfico</b>
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
Observación:	Litoral	

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación: Terrazas Marinas

*María del Carmen*

Determinado por

Ing. María del Carmen  
Laboratorio de Paleontología  
INGEMMET



**INFORME PALEONTOLÓGICO**

Ficha N°: Referencia: 014/DGAA/18

Muestra	VV-I-04B	Colector	C. Benavente	Fecha de envío	04/06/2007
---------	----------	----------	--------------	----------------	------------

**Datos Generales**

Proyecto:	GA-18		
Cuadrángulo	La Yarada	Hoja	37-U

Ubicación Política			
Sitio:	Vila Vila		
Distrito	Provincia	Departamento	TACNA

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)			
Norte	317327	Este	7997084
Datum	Zona		19

**Tipo de Estudio**

<b>Macrofósiles</b>			<b>Microfósiles</b>		
Pelecípodos <input type="checkbox"/>	Amonites <input type="checkbox"/>	Algas <input type="checkbox"/>	Foramíferos <input type="checkbox"/>	Ostrácodos <input type="checkbox"/>	
Gasterópodos <input type="checkbox"/>	Trilobites <input type="checkbox"/>	Plantas <input type="checkbox"/>	Radiolarios <input type="checkbox"/>	Carofitas <input type="checkbox"/>	
Braquiópodos <input type="checkbox"/>	Corales <input type="checkbox"/>	Vertebrados <input type="checkbox"/>	Diatomeas <input type="checkbox"/>	Otros <input type="checkbox"/>	
Equinoideos <input type="checkbox"/>	Otros <input type="checkbox"/>				

**Identificación Taxonómica**

Nombre específico:	
1	Moluscos ind. (fragmentos)
2	
3	
4	

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad:
-------	-------

**Facies**

Litofacies			Biofacies
Siliciclástica	Carbonatos	Otros	Nombre:
Tipo: Arena	Tipo:		

**Paleoambiente**

**Gráfico**

..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	<b>Gráfico</b>
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
Observación:	Litoral	

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación: Terrazas Marinas

*María del Carmen Morales R.*  
 Determinado por  
 Ing María del Carmen Morales R.  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET



**INFORME PALEONTOLÓGICO**

Ficha N°: Referencia: 014/DGA/A18

Muestra	VV-I-05B	Colector	C. Benavente	Fecha de envío	04/06/2007
---------	----------	----------	--------------	----------------	------------

**Datos Generales**

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo	La Yarada	Hoja	37-U		

Ubicación Política				
Sitio:	Vila Vila			
Distrito	Provincia	Departamento		TACNA

Ubicación Geográfica (Coordenadas UTM)						
Norte	317327	Este	7997084	Datum	Zona	19

**Tipo de Estudio**

<b>Macrofósiles</b>				<b>Microfósiles</b>			
Pelecípodos	<input checked="" type="checkbox"/>	Amonites	<input type="checkbox"/>	Algas	<input type="checkbox"/>	Foramíferos	<input checked="" type="checkbox"/>
Gasterópodos	<input checked="" type="checkbox"/>	Trilobites	<input type="checkbox"/>	Plantas	<input type="checkbox"/>	Radiolarios	<input type="checkbox"/>
Braquiópodos	<input type="checkbox"/>	Corales	<input type="checkbox"/>	Vertebrados	<input type="checkbox"/>	Diatomeas	<input type="checkbox"/>
Equinoideos	<input type="checkbox"/>	Otros	<input type="checkbox"/>	Otros	<input type="checkbox"/>	Otros	<input type="checkbox"/>

**Identificación Taxonómica**

Nombre específico:	
1	<i>Concholepas peruviana</i> J.B. Lamarck 1801
2	<i>Mesodesma donacium</i> Lamarck 1818
3	<i>Oliva peruviana</i> Lamarck 1810
4	<i>Epistominella sp.</i> Husezina y Maruhasi 1944

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad:
-------	-------

**Facies**

Litofacies			Biofacies	
Siliciclástica	Carbonatos	Otros	Nombre:	
Tipo: Arena	Tipo:			

**Paleoambiente**

**Gráfico**

..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	<b>Gráfico</b>
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
Observación:	Litoral	

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación: Terrazas Marinas

*María del Carmen*

Determinado por  
Ing María del Carmen  
Laboratorio de Paleontología  
INGF



**INFORME PALEONTOLÓGICO**

Ficha N°:

Referencia:

014/DGA/A18

Muestra	VV-I-06B	Colector	C. Benavente	Fecha de envío	04/06/2007
---------	----------	----------	--------------	----------------	------------

**Datos Generales**

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo	La Yarada	Hoja	37-U		

Ubicación Política					
Sitio:	Vila Vila				
Distrito		Provincia		Departamento	TACNA

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)					
Norte	317327	Este	7997084	Datum	Zona 19

**Tipo de Estudio**

<b>Macrofósiles</b>			<b>Microfósiles</b>		
Pelecipodos <input type="checkbox"/>	Amonites <input type="checkbox"/>	Algas <input type="checkbox"/>	Foramimiferos <input type="checkbox"/>	Ostrácodos <input type="checkbox"/>	
Gasterópodos <input type="checkbox"/>	Trilobites <input type="checkbox"/>	Plantas <input type="checkbox"/>	Radiolarios <input type="checkbox"/>	Carofitas <input type="checkbox"/>	
Braquiópodos <input type="checkbox"/>	Corales <input type="checkbox"/>	Vertebrados <input type="checkbox"/>	Diatomeas <input type="checkbox"/>		
Equinoideos <input type="checkbox"/>	Otros <input type="checkbox"/>		Otros <input type="checkbox"/>		

**Identificación Taxonómica**

Nombre específico:	
1	Moluscos ind. (fragmentos)
2	
3	
4	

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad:
-------	-------

**Facies**

Litofacies			Biofacies
Siliciclástica	Carbonatos	Otros	Nombre:
Tipo: Arena	Tipo:		

**Paleoambiente**

**Gráfico**

..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	<b>Gráfico</b>
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
Observación:	Litoral	

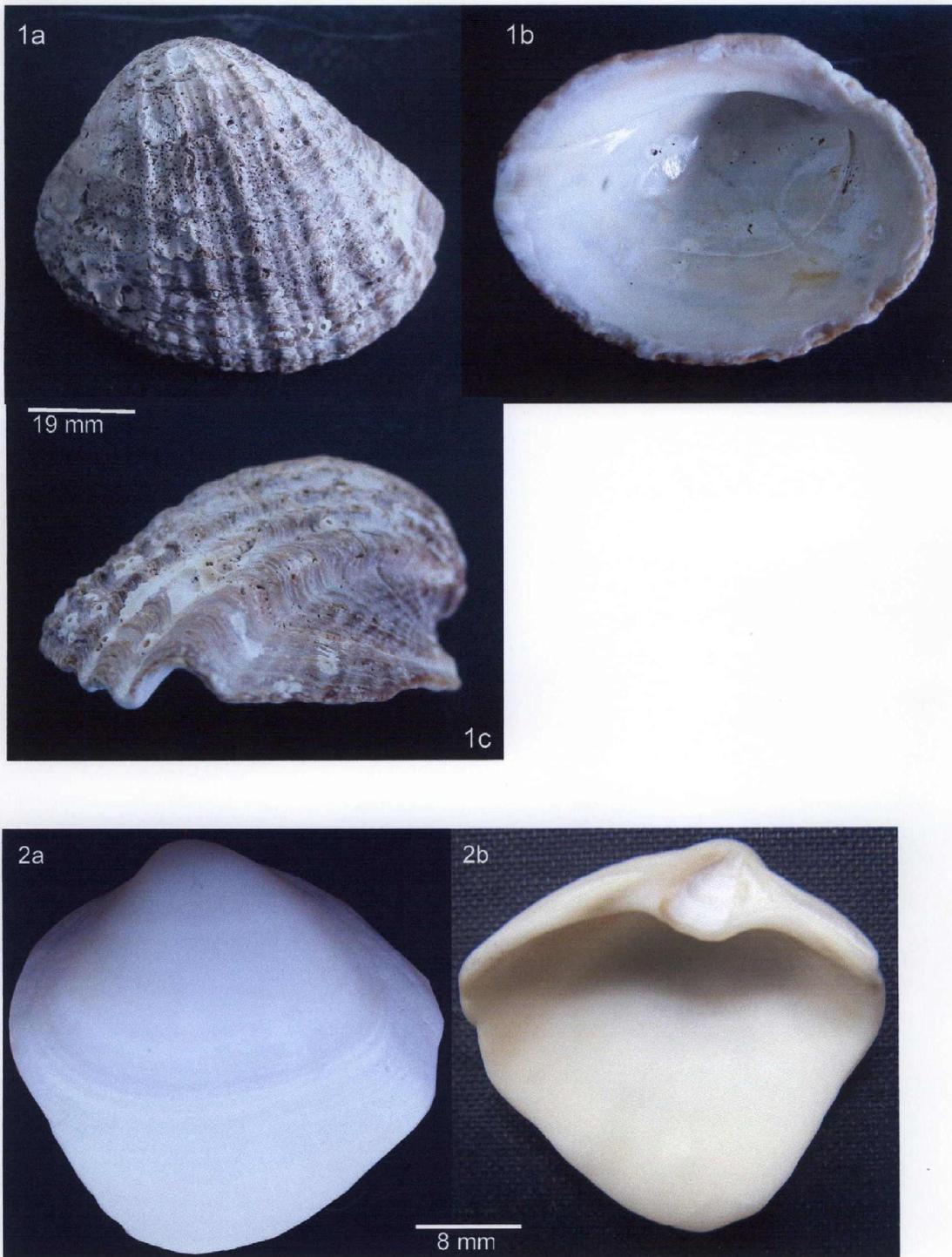
**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación: Terrazas Marinas

*María del Carmen*  
 Determinado por  
**Ing. María del Carmen**  
 Laboratorio de Pal  
 ING F

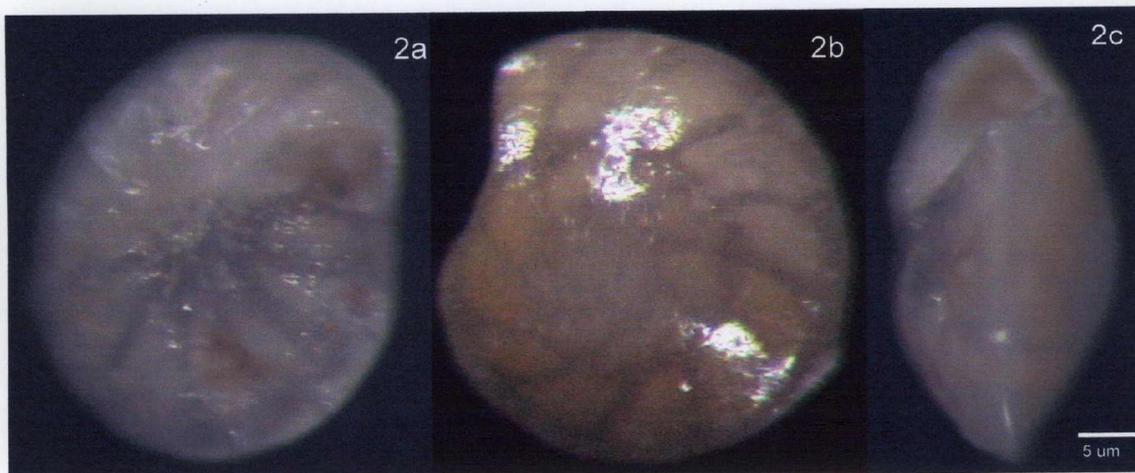
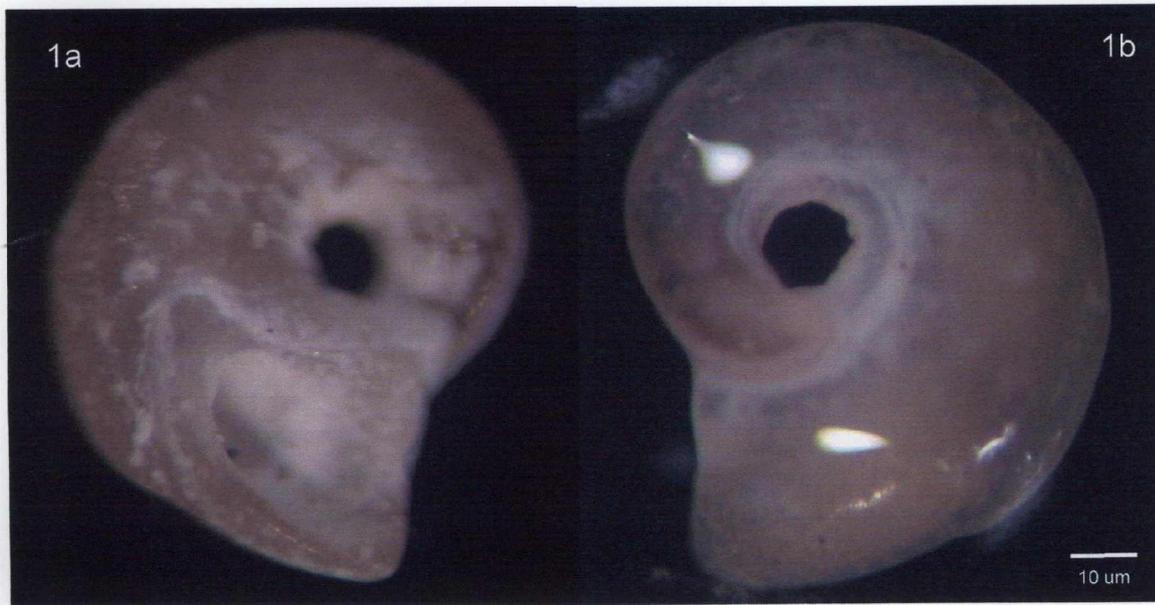


LAMINA 1



1.- *Concholepas peruviana* J.B Lamarck 1801  
a). Vista apical, b). Vista basal, c) Vista de perfil . Muestra: VV-I-05B.  
2.- Pelecipodo ind. a, b) Vistas valvares. Muestra: PMOT-I-06B

## LAMINA 2



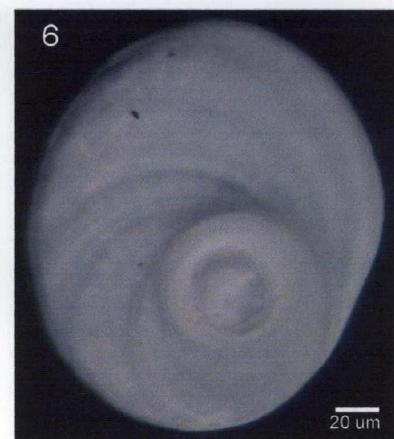
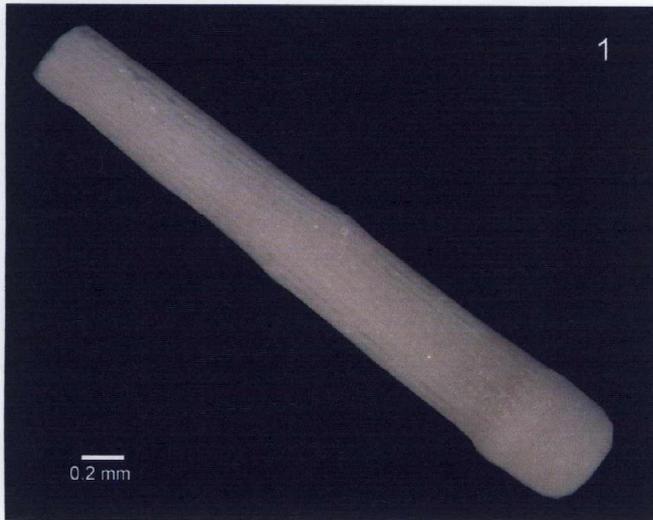
1.- Gasteropodo ind. a) Vista basal. b) Vista apical. 2.- *Epistominella* sp. Husezina & Maruhasi 1944  
a) Vista ventral. b) Vista dorsal. c) Vista lateral. Muestra: VV-I-05B.

LAMINA 3



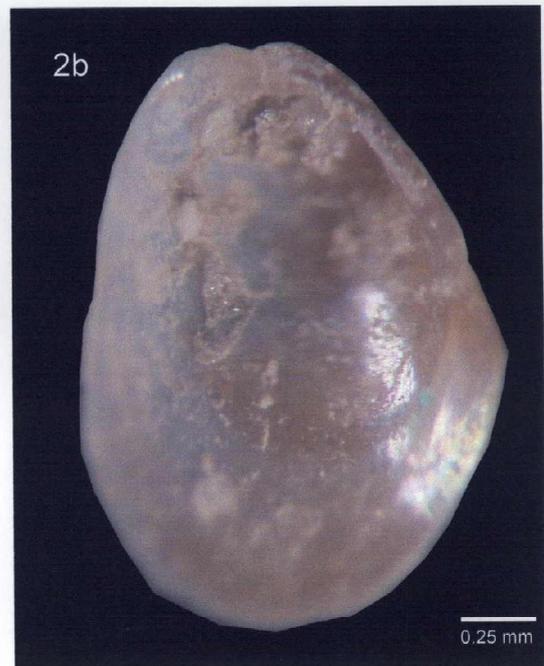
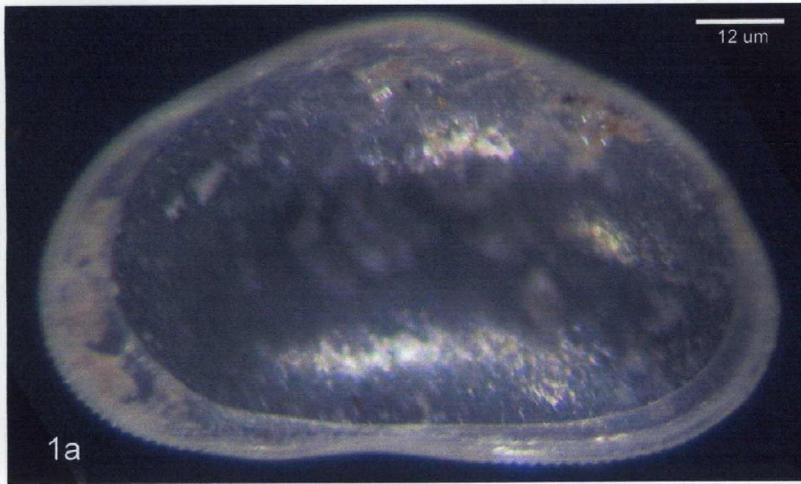
1.- *Oliva peruviana* Lamarck 1818 a) Vista lateral. b) Vista apical. c) Vista basal.  
2.- *Mesodesma donacium* Lamarck 1818 a) Vista externa de la valva derecha , b) Vista interna de la valva derecha. Muestra: VV-I-05B

## LAMINA 4



1, 2.- Equinoideos ind. (espinas). Muestra: VV-I-05B. 3.- Equinoideo ind. (espinas). Muestra: VV-I-01B. 4, 5, 6.- Moluscos ind. (Fragmentos). Muestra: VV-I-03B, VV-I-06B; VV-I-02B.

LAMINA 5



1.- *Hemicypris* sp. Sars 1903 a). Vista lateral de la valva derecha, b). Vista interna de la valva derecha. Muestra: BR-I-01b. 2.- Pelecipodo ind a,b). Vistas de las valvas. Muestra: BR-I-03B



**INFORME PALEONTOLÓGICO**

Ficha N°:

Referencia:

019/2007/DGARG

Muestra	Playa Chaco 01	Colector	C. Benavente	Fecha de envío	04/09/2007
---------	----------------	----------	--------------	----------------	------------

**Datos Generales**

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo	Pisco		Hoja	28-K	

Ubicación Política					
Sitio: Puerto Chaco					
Distrito			Provincia	Departamento	Ica

Ubicación Geográfica (Coordenadas UTM)					
Norte	8470798	Este	365263	Datum	Zona 19

**Tipo de Estudio**

<b>Macrofósiles</b>			<b>Microfósiles</b>		
Pelecípodos <input type="checkbox"/>	Amonites <input type="checkbox"/>	Algas <input type="checkbox"/>	Foramíferos <input checked="" type="checkbox"/>	Ostrácodos <input type="checkbox"/>	
Gasterópodos <input type="checkbox"/>	Trilobites <input type="checkbox"/>	Plantas <input checked="" type="checkbox"/>	Radiolarios <input type="checkbox"/>	Carofitas <input type="checkbox"/>	
Braquiópodos <input type="checkbox"/>	Corales <input type="checkbox"/>	Vertebrados <input type="checkbox"/>	Diatomeas <input type="checkbox"/>	Otros <input type="checkbox"/>	
Equinoideos <input type="checkbox"/>	Otros <input checked="" type="checkbox"/>				

**Identificación Taxonómica**

Nombre específico:	
1	Plantas ind.
2	Moluscos ind. (Fragmentos)
3	Foraminífero ind.
4	

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad:
-------	-------

**Facies**

Litofacies			Biofacies
Siliciclástica	Carbonatos	Otros	Nombre:
Tipo: Arena	Tipo:		

**Paleoambiente**

..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	<b>Gráfico</b>
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
Observación:	Litoral	

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación: Terrazas Marinas

.....  
 Determinado por  
 Ing María del Carmen Morales  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET



**INFORME PALEONTOLÓGICO**

Ficha N°:

Referencia:

019/2007/DGARG

Muestra	Base FAP 01	Colector	C. Benavente	Fecha de envío	04/09/2007
---------	-------------	----------	--------------	----------------	------------

**Datos Generales**

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo	Pisco		Hoja	28-k	

Ubicación Política					
Sitio:	San Andres				
Distrito		Provincia		Departamento	Ica

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)					
Norte	8479044	Este	366907	Datum	Zona 19

**Tipo de Estudio**

<b>Macrofósiles</b>			<b>Microfósiles</b>		
Pelecípodos <input type="checkbox"/>	Amonites <input type="checkbox"/>	Algas <input type="checkbox"/>	Foramimíferos <input type="checkbox"/>	Ostrácodos <input type="checkbox"/>	
Gasterópodos <input checked="" type="checkbox"/>	Trilobites <input type="checkbox"/>	Plantas <input type="checkbox"/>	Radiolarios <input type="checkbox"/>	Carofitas <input type="checkbox"/>	
Braquiópodos <input type="checkbox"/>	Corales <input type="checkbox"/>	Vertebrados <input type="checkbox"/>	Diatomeas <input type="checkbox"/>		
Equinoideos <input checked="" type="checkbox"/>	Otros <input type="checkbox"/>		Otros <input type="checkbox"/>		

**Identificación Taxonómica**

Nombre específico:	
1	Equinoideos ind. (espinas)
2	Gasteropodo ind.
3	
4	

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad:
-------	-------

**Facies**

Litofacies			Biofacies
Siliciclástica	Carbonatos	Otros	Nombre:
Tipo: Arena	Tipo:		

**Paleoambiente**

**Gráfico**

..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	<b>Gráfico</b>
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
Observación:	Litoral	

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación: Terraza marina

.....  
 Determinado por  
 .....  
 Ing María del Carmen Morales  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET



**INFORME PALEONTOLÓGICO**

Ficha N°:

Referencia:

019/2007/DGARG

Muestra	Base FAP 2	Colector	C. Benavente	Fecha de envío	04/09/2007
---------	------------	----------	--------------	----------------	------------

**Datos Generales**

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo	Pisco	Hoja	28-k		

Ubicación Política					
Sitio: San Andres					
Distrito		Provincia		Departamento	Ica

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)					
Norte	8479044	Este	366907	Datum	Zona 19

**Tipo de Estudio**

Macrofósiles			Microfósiles		
Pelecipodos <input checked="" type="checkbox"/>	Amonites <input type="checkbox"/>	Algas <input type="checkbox"/>	Foramimiferos <input checked="" type="checkbox"/>	Ostrácodos <input type="checkbox"/>	
Gasterópodos <input type="checkbox"/>	Trilobites <input type="checkbox"/>	Plantas <input type="checkbox"/>	Radiolarios <input type="checkbox"/>	Carofitas <input type="checkbox"/>	
Braquiópodos <input checked="" type="checkbox"/>	Corales <input type="checkbox"/>	Vertebrados <input type="checkbox"/>	Diatomeas <input type="checkbox"/>		
Equinoideos <input checked="" type="checkbox"/>	Otros <input type="checkbox"/>		Otros <input type="checkbox"/>		

**Identificación Taxonómica**

Nombre específico:	
1	Equinoideos ind. (espinas)
2	Quinqueloculina sp.
3	Pelecipodos ind. (Fragmentos)
4	Braquiopodos ind. (Fragmentos)

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad:
-------	-------

**Facies**

Litofacies			Biofacies
Siliciclástica	Carbonatos	Otros	Nombre:
Tipo:	Tipo:	Arena bioclastica	

**Paleoambiente**

..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	<b>Gráfico</b>
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
Observación:	Litoral	

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación: Terraza Marina

*María del Carmen*  
 Determinado por  
 Ing. María del Carmen Morales  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET



**INFORME PALEONTOLÓGICO**

Ficha N°: Referencia: 019/2007/DGARG

Muestra	Base FAP 3A	Colector	C. Benavente	Fecha de envío	04/09/2007
---------	-------------	----------	--------------	----------------	------------

**Datos Generales**

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo	Pisco		Hoja	28-k	

Ubicación Política				
Sitio:	San Andres			
Distrito		Provincia	Departamento	Ica

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)						
Norte	8480236	Este	367297	Datum	Zona	19

**Tipo de Estudio**

Macrofósiles			Microfósiles						
Pelecípodos	<input checked="" type="checkbox"/>	Amonites	<input type="checkbox"/>	Algas	<input type="checkbox"/>	Foramíferos	<input checked="" type="checkbox"/>	Ostrácodos	<input type="checkbox"/>
Gasterópodos	<input type="checkbox"/>	Trilobites	<input type="checkbox"/>	Plantas	<input type="checkbox"/>	Radiolarios	<input type="checkbox"/>	Carofitas	<input type="checkbox"/>
Braquiópodos	<input type="checkbox"/>	Corales	<input type="checkbox"/>	Vertebrados	<input type="checkbox"/>	Diatomeas	<input type="checkbox"/>	Otros	<input type="checkbox"/>
Equinoideos	<input type="checkbox"/>	Otros	<input type="checkbox"/>						

**Identificación Taxonómica**

Nombre específico:	
1	<i>Epistominella</i> sp.
2	<i>Carditopsis</i> sp.
3	
4	

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad:
-------	-------

**Facies**

Litofacies			Biofacies
Siliciclástica	Carbonatos	Otros	Nombre:
Tipo: Arena	Tipo:		

**Paleoambiente**

**Gráfico**

..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>

Observación:	Litoral
--------------	---------

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:	
Observación:	Terraza marina

  
 Determinado por  
**Ing. María del Carmen Morates**  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET



**INFORME PALEONTOLÓGICO**

Ficha N°: Referencia: 019/2007/DGARG

Muestra	Base FAP 3B	Colector	C. Benavente	Fecha de envío	04/09/2007
---------	-------------	----------	--------------	----------------	------------

**Datos Generales**

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo	Pisco	Hoja	28-k		

Ubicación Política					
Sitio: San Andres					
Distrito		Provincia		Departamento	Ica

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)					
Norte	8480236	Este	367297	Datum	
				Zona	19

**Tipo de Estudio**

<b>Macrofósiles</b>			<b>Microfósiles</b>		
Pelecípodos <input checked="" type="checkbox"/>	Amonites <input type="checkbox"/>	Algas <input type="checkbox"/>	Foramimíferos <input type="checkbox"/>	Ostrácodos <input type="checkbox"/>	
Gasterópodos <input type="checkbox"/>	Trilobites <input type="checkbox"/>	Plantas <input type="checkbox"/>	Radiolarios <input type="checkbox"/>	Carofitas <input type="checkbox"/>	
Braquiópodos <input type="checkbox"/>	Corales <input type="checkbox"/>	Vertebrados <input type="checkbox"/>	Diatomeas <input type="checkbox"/>		
Equinoideos <input type="checkbox"/>	Otros <input type="checkbox"/>		Otros <input type="checkbox"/>		

**Identificación Taxonómica**

Nombre específico:	
1	Carditopsis sp.
2	
3	
4	

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad:
-------	-------

**Facies**

Litofacies			Biofacies
Siliciclástica	Carbonatos	Otros	Nombre:
Tipo: Arena	Tipo:		

**Paleoambiente**

**Gráfico**

..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	Gráfico
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
..... <input type="checkbox"/>	..... <input type="checkbox"/>	
Observación:	Litoral	

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:	
Observación:	Terraza Marina

.....  
 Determinado por  
 Ing. María del Carmen Morales  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET

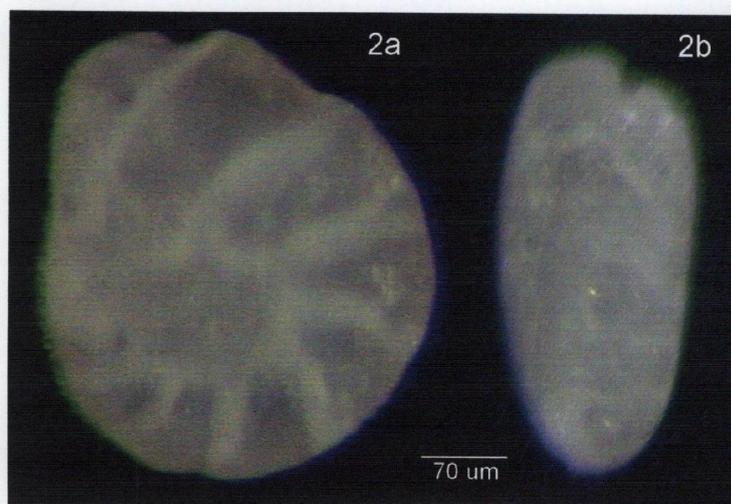
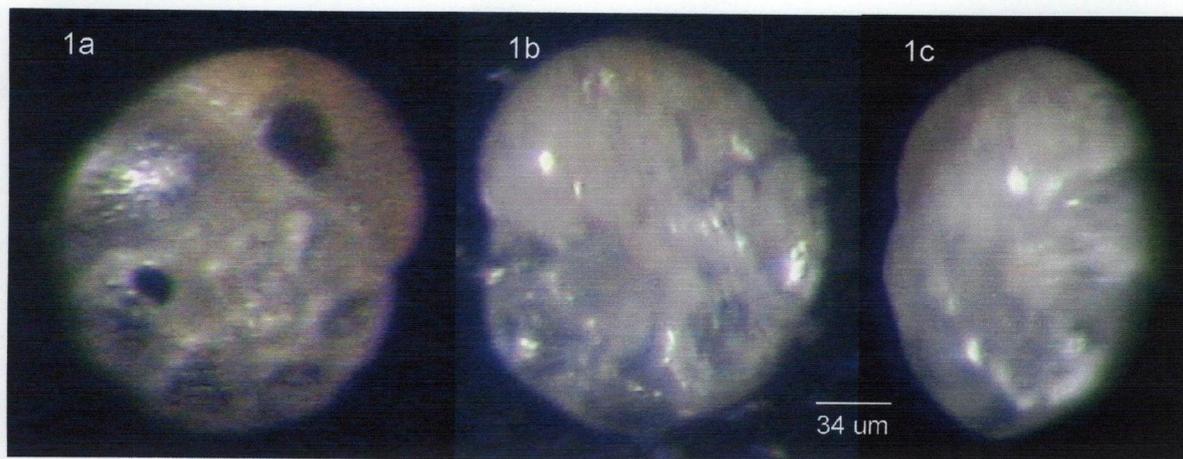


## LAMINA 1

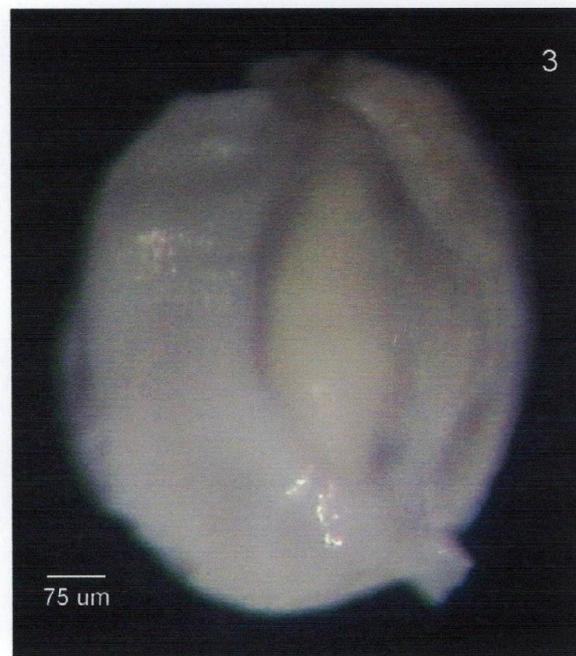
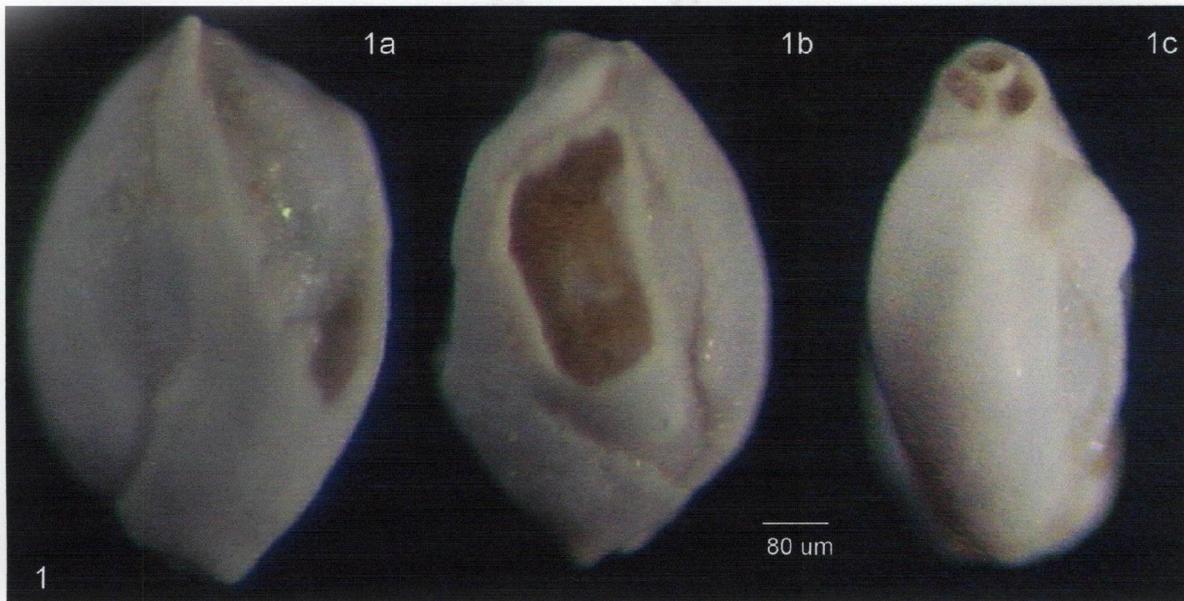


1.- *Epistominella* sp. a) Vista dorsal. b) Vista ventral. C) Vista lateral. Muestra: Base FAP 3A.  
2.- *Cardiotis* sp. a) Vista de la valva externa b) Vista de la valva interna. Muestra: Base FAP 3B

LAMINA 2



1.- Foraminifero indeterminado; a) Vista dorsal, b) Vista lateral. Muestra: Playa Chaco 01  
2.- Foraminifero indeterminado; a) Vista Dorsal b) Vista Ventral c) Vista lateral. Muestra: Base FAP4 3.- Planta indeterminada. Muestra: Playa Chaco 1



1.- *Quinqueloculina* sp. ; a,b). Vistas laterales mostrando la disposición de las cámaras  
 c) Vista vista apertural . Muestra: Base FAP 2. 2.- *Bolivina seminuda*; Muestra: Base FAP 1  
 3.- *Triloculina* sp. ; Muestra: Base FAP 1

	<b>FORMATOS</b>	Código : DL-F-107
	<b>INFORME PALEONTOLOGICO</b>	Versión : 00 Aprobado por: DL Fecha aprob : <b>23 OCT. 2008</b> Página : 1 de 1

Ficha N°: \_\_\_\_\_ Referencia: Solicitud N° 003-2008INGEMMET/DGAR

**Datos Generales**

Muestra	MPP-01-A	Colector	Carlos Benavente	Fecha de recepción	18 Set 2008
---------	----------	----------	------------------	--------------------	-------------

Proyecto:	GA-18
Cuadrángulo	Chimbote Hoja

Ubicación Política					
Sitio:	Punta				
Distrito		Provincia	Ancash	Departamento	Ancash

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)					
Norte	03°34'34"	Este: 80°32'18.2"	Datum	Zona	

**Taxones abreviaturas (abrev.)**

Macrofósiles			Microfósiles		
Pelecipodos (Pcp)	Briozoarios (Brz)	Conularias (Cnl)	Foraminíferos (For)	Silicoflagelados (Scf)	
Gasterópodos (Grp)	Corales (Crl)	Plantas (Pl)	Radiolarios (Rad)	Dinoflagelados (Scf)	
Braquiópodos (Brp)	Graptolitos (Grl)	Algas (Alg)	Diatomeas (Dt)	Micropelecipodos (Mpcp)	
Equinoideos (Eq)	Crinoideo (Cr)	Vertebrados (Veb)	Ostrácodos (Osc)	Microgasteropodos (Mgrp)	
Equinodermos (Eqd)	Nautiloideo (Ntl)	icnofósiles (Inf)	Carofitas (Crf)	Micromoluscos (Mmc)	
Artropodos (Atp)	Amonites (Amm)	Anelidos (And)	Conodontes (Cd)	Ichthyolithos (Itl)	
Trilobites (Tril)	Coloidea (Cld)	Otros	Coccolitoforidos (Dct)	Otros	

**Taxones identificados en la muestra**

Registro interno	Nombre específico	abrev.
1	<i>Donax peruvianus</i> (Deshayes)	(Mpcp)
2	<i>Donax marincovichi</i> (Coan)	(Mpcp)
3	Equinoideo ind. (espinas)	(Eq)
4	Micromoluscos ind. (fragmentos)	(Mmc)
5		
6		
7		
8		
9		
10		

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad:	Holoceno reciente
-------	-------	-------------------

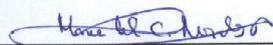
Litología	Biofacies
Tipo: Arena color gris grano medio a fino	

**Paleoambiente**

Observación: Litoral

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre: \_\_\_\_\_  
Observación: \_\_\_\_\_



Determinado por  
Ing. María del Carmen Morales R.  
Laboratorio de Paleontología  
INGEMMET



	<b>FORMATOS</b>	Código : DL-F-107
	<b>INFORME PALEONTOLOGICO</b>	Versión : 00 Aprobado por: DL Fecha aprob : 23 OCT. 2008 Página : 1 de 1

Ficha N°: Referencia: Solicitud N° 003-2008INGEMMET/DGAR

Datos Generales				
Muestra	MPP-01-B	Colector	Carlos Benavente	Fecha de recepción 18 Set 2008

Proyecto:	GA-18			
Cuadrángulo	Chimbote	Hoja		

Ubicación Política					
Sitio:	Punta				
Distrito		Provincia	Ancash	Departamento	Ancash

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)					
Norte	03°34'34"	Este: 80°32'18.2"	Datum	Zona	

Taxones abreviaturas (abrev.)					
Macrofósiles			Microfósiles		
Pelecípodos (Pcp)	Briozoarios (Brz)	Conularias (Cnl)	Foraminíferos (For)	Silicoflagelados (Scf)	
Gasterópodos (Grp)	Corales (Crl)	Plantas (Pl)	Radiolarios (Rad)	Dinoflagelados (Scf)	
Braquiópodos (Brp)	Graptolitos (Grl)	Algas (Alg)	Diatomeas (Dt)	Micropelecípodos (Mpcp)	
Equinoideos (Eq)	Crinoideo (Cr)	Vertebrados (Veb)	Ostrácodos (Osc)	Microgasteropodos (Mgrp)	
Equinodermos (Eqd)	Nautiloideo (Ntl)	Infosiles (Inf)	Carofitas (Crf)	Micromoluscos (Mmc)	
Artropodos (Atp)	Amonites (Amm)	Anelidos (And)	Conodontes (Cd)	Ichthyolithos (Itl)	
Trilobites (Tril)	Coloidea (Cld)	Otros	Cocolitoforidos (Dct)	Otros	

Taxones identificados en la muestra		
Registro interno	Nombre específico	abrev.
1	<i>Mactromia sp.</i>	(Mpcp)
2	Micromoluscos ind. (fragmentos)	(Mmc)
3		
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		

Unidad Bioestratigráfica	Geocronología
Zona:	Edad: Reciente

Litología	Biofacies
Tipo: Arena bioclastica	

**Paleoambiente**

Observación: Litoral

Unidad Litoestratigráfica
Nombre:
Observación:

  
 Determinado por  
 Ing María del Carmen Morales R.  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET



	<b>FORMATOS</b>	Código : DL-F-107 Versión : 00 Aprobado por: DL Fecha aprob : 23 OCT. 2008 Página : 1 de 1
	<b>INFORME PALEONTOLÓGICO</b>	

Ficha N°: Referencia: Solicitud N° 003-2008INGEMMET/DGAR

**Datos Generales**

Muestra	MPP-01-C	Colector	Carlos Benavente	Fecha de recepción	18 Set 2008
---------	----------	----------	------------------	--------------------	-------------

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo	Chimbote	Hoja			

Ubicación Política					
Sitio:	Punta				
Distrito		Provincia	Ancash	Departamento	Ancash

Ubicación Geográfica (Coordenadas UTM)					
Norte	03°34'34"	Este: 80°32'18.2"	Datum	Zona	

**Taxones abreviaturas (abrev.)**

Macrofósiles			Microfósiles		
Pelecipodos (Pcp)	Briozoarios (Brz)	Conularias (Cnl)	Foraminíferos (For)	Silicoflagelados (Scf)	
Gasterópodos (Grp)	Corales (Cr)	Plantas (Pl)	Radiolarios (Rad)	Dinoflagelados (Scf)	
Braquiópodos (Brp)	Graptolitos (Grl)	Algas (Alg)	Diatomeas (Dt)	Micropelecipodos (Mpcp)	
Equinoideos (Eq)	Crinoideo (Cr)	Vertebrados (Veb)	Ostrácodos (Osc)	Microgasteropodos (Mgrp)	
Equinodermos (Eqd)	Nautiloideo (Ntl)	icnofósiles (Inf)	Carofitas (Crf)	Micromoluscos (Mmc)	
Artropodos (Atp)	Amonites (Amm)	Anelidos (And)	Conodontes (Cd)	Ichthyolithos (Itl)	
Trilobites (Tril)	Coloidea (Cld)	Otros	Cocolitoforidos (Dct)	Otros	

**Taxones identificados en la muestra**

Registro interno	Nombre específico	abrev.
1	<i>Semimytilus sp.</i>	(Mpcp)
2	Micromoluscos ind. (fragmentos)	(Mmc)
3		
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad: Reciente
-------	----------------

**Litología**

**Biofacies**

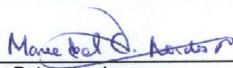
Tipo: Arena cuarzosa con bioclastos.	
--------------------------------------	--

**Paleoambiente**

Observación: Litoral

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre: T
Observación:

  
 Determinado por

Ing. María del Carmen Morales H.  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET



	<b>FORMATOS</b>	Código : DL-F-107 Versión : 00 Aprobado por: DL
	<b>INFORME PALEONTOLOGICO</b>	Fecha aprob : 23 OCT. 2008 Página : 1 de 1

Ficha N°:

Referencia: Solicitud N° 003-2008INGEMMET/DGAR

**Datos Generales**

Muestra	MPP-01-D	Colector	Carlos Benavente	Fecha de recepción	18 Set 2008
---------	----------	----------	------------------	--------------------	-------------

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo		Chimbote	Hoja		

Ubicación Política					
Sitio:	Punta				
Distrito		Provincia	Ancash	Departamento	Ancash

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)					
Norte	03°34'34"	Este: 80°32'18.2"	Datum	Zona	

**Taxones abreviaturas (abrev.)**

Macrofósiles			Microfósiles		
Pelecipodos (Pcp)	Briozoarios (Brz)	Conularias (Cnl)	Foraminíferos (For)	Silicoflagelados (Scf)	
Gasterópodos (Grp)	Corales (Crl)	Plantas (Pl)	Radiolarios (Rad)	Dinoflagelados (Scf)	
Braquiópodos (Brp)	Graptolitos (Grf)	Algas (Alg)	Diatomeas (Dt)	Micropelecipodos (Mpcp)	
Equinoideos (Eq)	Crinoideo (Cr)	Vertebrados (Veb)	Ostrácodos (Osc)	Microgasteropodos (Mgrp)	
Equinodermos (Eqd)	Nautiloideo (Ntl)	Iconofósiles (Inf)	Carofitas (Crf)	Micromoluscos (Mmc)	
Artropodos (Atp)	Amonites (Amm)	Anelidos (And)	Conodontes (Cd)	Ichthyolithos (Itl)	
Trilobites (Tril)	Coloidea (Cld)	Otros	Cocolitoforidos (Dct)	Otros	

**Taxones identificados en la muestra**

Registro interno	Nombre específico	abrev.
1	<i>Donax mancorensis</i> Olson	(Mpcp)
2	<i>Mactromeris</i> sp.	(Mpcp)
3	Moluscos ind. (fragmentados)	(Mmc)
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		

**Unidad Bioestratigráfica****Geocronología**

Zona:	Edad: Reciente
-------	----------------

Litología	Biofacies
Tipo: Arena cuarzosa con biclastos	

**Paleoambiente**

Observación:
--------------

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación:

*Maria del C. Morales*

Determinado por

Ing. María del Carmen Morales

Laboratorio de Paleontología

INGEMMET



	<b>FORMATOS</b>	Código : DL-F-107
	<b>INFORME PALEONTOLÓGICO</b>	Versión : 00 Aprobado por: DL Fecha aprob : 23 OCT. 2008 Página : 1 de 1

Ficha N°: \_\_\_\_\_ Referencia: Solicitud N° 003-2008INGEMMET/DGAR

**Datos Generales**

Muestra	MPP-01-F	Colector	Carlos Benavente	Fecha de recepción	18 Set 2008
---------	----------	----------	------------------	--------------------	-------------

Proyecto:	GA-18
Cuadrángulo	Chimbote
Hoja	

Ubicación Política					
Sitio:	Punta				
Distrito		Provincia	Ancash	Departamento	Ancash

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)					
Norte	03°34'34"	Este: 80°32'18.2"	Datum		Zona

**Taxones abreviaturas (abrev.)**

Macrofósiles			Microfósiles		
Pelecípodos (Pcp)	Briozoarios (Brz)	Conularias (Cnl)	Foraminíferos (For)	Silicoflagelados (Scf)	
Gasterópodos (Grp)	Corales (Crl)	Plantas (Pl)	Radiolarios (Rad)	Dinoflagelados (Scf)	
Braquiópodos (Brp)	Graptolitos (Grl)	Algas (Alg)	Diatomeas (Dt)	Micropelecípodos (Mpcp)	
Equinoideos (Eq)	Crinoideo (Cr)	Vertebrados (Veb)	Ostrácodos (Osc)	Microgasteropodos (Mgrp)	
Equinodermos (Eqd)	Nautiloideo (Ntl)	Iconofósiles (Inf)	Carofitas (Crf)	Micromoluscos (Mmc)	
Artropodos (Atp)	Amonites (Amm)	Anelidos (And)	Conodontes (Cd)	Ichthyolithos (Itl)	
Trilobites (Tril)	Coloidea (Cld)	Otros	Cocolitoforidos (Dct)	Otros	

**Taxones identificados en la muestra**

Registro interno	Nombre específico	abrev.
1	Plantas ind. (fragmentos de tallos)	(Pl)
2		
3		
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad: Reciente
-------	----------------

**Litología**

**Biofacies**

Tipo: Arena cuarzosa	
----------------------	--

**Paleoambiente**

Observación: Litoral

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación:

  
 Determinado por

Ing. María del Carmen Morales  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET



	<b>FORMATOS</b>	Código : DL-F-107
	<b>INFORME PALEONTOLÓGICO</b>	Versión : 00 Aprobado por: DL Fecha aprob : 23 OCT. 2008 Página : 1 de 1

Ficha N°: \_\_\_\_\_ Referencia: Solicitud N° 003-2008INGEMMET/DGAR

**Datos Generales**

Muestra	MPP-01-G	Colector	Carlos Benavente	Fecha de recepción	18 Set 2008
---------	----------	----------	------------------	--------------------	-------------

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo	Chimbote	Hoja			

Ubicación Política					
Sitio:	Punta				
Distrito		Provincia	Ancash	Departamento	Ancash

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)					
Norte	03°34'34"	Este: 80°32'18.2"	Datum		Zona

**Taxones abreviaturas (abrev.)**

Macrofósiles			Microfósiles		
Pelecipodos (Pcp)	Briozoarios (Brz)	Conularias (Cnl)	Foraminíferos (For)	Silicoflagelados (Scf)	
Gasterópodos (Grp)	Corales (Crl)	Plantas (Pl)	Radiolarios (Rad)	Dinoflagelados (Scf)	
Braquiópodos (Brp)	Graptolitos (Grf)	Algas (Alg)	Diatomeas (Dt)	Micropelecipodos (Mpcp)	
Equinoideos (Eq)	Crinoideo (Cr)	Vertebrados (Veb)	Ostrácodos (Osc)	Microgasteropodos (Mgrp)	
Equinodermos (Eqd)	Nautiloideo (Ntl)	icnofósiles (Inf)	Carofitas (Crf)	Micromoluscos (Mmc)	
Artropodos (Atp)	Amonites (Amm)	Anelidos (And)	Conodontes (Cd)	Ichthyolithos (Itl)	
Trilobites (Tril)	Coloidea (Cld)	Otros	Coccolitoforidos (Dct)	Otros	

**Taxones identificados en la muestra**

Registro interno	Nombre específico	abrev.
1	Plantas ind. (raíces)	(Pl)
2		
3		
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad: Reciente
-------	----------------

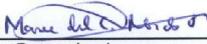
Litología	Biofacies
Tipo: Arena cuarzosa	

**Paleoambiente**

Observación:	Litoral
--------------	---------

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación:

  
 Determinado por

Ing. María del Carmen Morales  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET



	<b>FORMATOS</b>	Código : DL-F-107
	<b>INFORME PALEONTOLOGICO</b>	Versión : 00 Aprobado por: DL Fecha aprob : 23 OCT. 2008 Página : 1 de 1

Ficha N°: Referencia: Solicitud N° 003-2008INGEMMET/DGAR

**Datos Generales**

Muestra	PY-02-A	Colector	Carlos Benavente	Fecha de recepción	18 Set 2008
---------	---------	----------	------------------	--------------------	-------------

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo		Pisco	Hoja		

Ubicación Política					
Sitio:	Yumaque				
Distrito		Provincia	Ica	Departamento	Ica

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)					
Norte	13°54'36.5"	Este: 76°16'52.3"	Datum		Zona

**Taxones abreviaturas (abrev.)**

Macrofósiles			Microfósiles		
Pelecipodos (Pcp)	Briozoarios (Brz)	Conularias (Cnl)	Foraminíferos (For)	Silicoflagelados (Scf)	
Gasterópodos (Grp)	Corales (Crl)	Plantas (Pl)	Radiolarios (Rad)	Dinoflagelados (Scf)	
Braquiópodos (Brp)	Graptolitos (Grl)	Algas (Alg)	Diatomeas (Dt)	Micropelecipodos (Mpcp)	
Equinoideos (Eq)	Crinoideo (Cr)	Vertebrados (Veb)	Ostrácodos (Osc)	Microgasteropodos (Mgrp)	
Equinodermos (Eqd)	Nautiloideo (Ntl)	Iconofosiles (Inf)	Carofitas (Crf)	Micromoluscos (Mmc)	
Artropodos (Atp)	Amonites (Amm)	Anelidos (And)	Conodontes (Cd)	Ichthyolithos (Itl)	
Trilobites (Tril)	Coloidea (Cld)	Otros	Coccolitoforidos (Dct)	Otros	

**Taxones identificados en la muestra**

Registro interno	Nombre específico	abrev.
1	Equinoideos ind. (espinas)	(Eq)
2	Micropelecipodos ind. (fragmentos)	(Mpcp)
3	Microgasteropodos ind. (fragmentos)	(Mgrp)
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad: Reciente
-------	----------------

**Litología**

**Biofacies**

Tipo: Arena bioclastica	
-------------------------	--

**Paleoambiente**

Observación: Litoral

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación:

*Mano del Autor*

Determinado por

Ing. María del Carmen Morales  
Laboratorio de Paleontología  
INGEMMET



	<b>FORMATOS</b>	Código : DL-F-107 Versión : 00 Aprobado por: DL Fecha aprob : 23 OCT. 2008 Página : 1 de 1
	<b>INFORME PALEONTOLÓGICO</b>	

Ficha N°: Referencia: Solicitud N° 003-2008INGEMMET/DGAR

**Datos Generales**

Muestra	PY-02-B	Colector	Carlos Benavente	Fecha de recepción	18 Set 2008
---------	---------	----------	------------------	--------------------	-------------

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo	Pisco	Hoja			

Ubicación Política					
Síto:	Yumaque				
Distrito		Provincia	Ica	Departamento	Ica

Ubicación Geográfica (Coordenadas UTM)					
Norte	13°54'36.5"	Este: 76°16'52.3"	Datum		Zona

**Taxones abreviaturas (abrev.)**

Macrofósiles			Microfósiles		
Pelecipodos (Pcp)	Briozoarios (Brz)	Conularias (Cnl)	Foraminíferos (For)	Silicoflagelados (Scf)	
Gasterópodos (Grp)	Corales (Crl)	Plantas (Pl)	Radiolarios (Rad)	Dinoflagelados (Scf)	
Braquiópodos (Brp)	Graptolitos (Gr)	Algas (Alg)	Diatomeas (Dt)	Micropelecipodos (Mpcp)	
Equinoideos (Eq)	Crinoideo (Cr)	Vertebrados (Veb)	Ostrácodos (Osc)	Microgasteropodos (Mgrp)	
Equinodermos (Eqd)	Nautiloideo (Ntl)	icnofósiles (Inf)	Carofitas (Crf)	Micromoluscos (Mmc)	
Artropodos (Atp)	Amonites (Amm)	Anelidos (And)	Conodontes (Cd)	Ichthyolithos (Itl)	
Trilobites (Tril)	Coloidea (Cld)	Otros	Coccolitoforidos (Dct)	Otros	

**Taxones identificados en la muestra**

Registro interno	Nombre específico	abrev.
1	<i>Donax mancorensis</i> Olson	(Mpcp)
2	<i>Prisogaster niger</i> (Wood)	(Mgrp)
3	<i>Ostreidae ind.</i>	(Mpcp)
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad: Reciente
-------	----------------

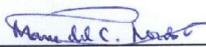
Litología	Biofacies
Tipo: Arena bioclastica	

**Paleoambiente**

Observación: Litoral

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación:



Determinado por

Ing. María del Carmen Morales H  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET



	<b>FORMATOS</b>	Código : DL-F-107 Versión : 00 Aprobado por: DL Fecha aprob : 23 OCT. 2008 Página : 1 de 1
	<b>INFORME PALEONTOLÓGICO</b>	

Ficha N°: Referencia: Solicitud N° 003-2008INGEMMET/DGAR

**Datos Generales**

Muestra	PY-02-C	Colector	Carlos Benavente	Fecha de recepción	18 Set 2008
---------	---------	----------	------------------	--------------------	-------------

Proyecto:	GA-18
Cuadrángulo	Pisco Hoja

Ubicación Política					
Síto:	Yumaque				
Distrito		Provincia	Ica	Departamento	Ica

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)					
Norte	13°54'36.5"	Este: 76°16'52.3"	Datum		Zona

**Taxones abreviaturas (abrev.)**

Macrofósiles			Microfósiles		
Pelecipodos (Pcp)	Briozoarios (Brz)	Conularias (Cnl)	Foraminíferos (For)	Silicoflagelados (Scf)	
Gasterópodos (Grp)	Corales (Crl)	Plantas (Pl)	Radiolarios (Rad)	Dinoflagelados (Scf)	
Braquiópodos (Brp)	Graptolitos (Gr)	Algas (Alg)	Diatomeas (Dt)	Micropelecipodos (Mpcp)	
Equinoideos (Eq)	Crinoideo (Cr)	Vertebrados (Veb)	Ostrácodos (Osc)	Microgasteropodos (Mgrp)	
Equinodermos (Eqd)	Nautiloideo (Ntl)	Iconofósiles (Inf)	Carófitas (Crf)	Micromoluscos (Mmc)	
Artropodos (Atp)	Amonites (Amm)	Anelidos (And)	Conodontes (Cd)	Ichthyolithos (Iti)	
Trilobites (Tril)	Coloidea (Cld)	Otros	Coccolitoforidos (Dct)	Otros	

**Taxones identificados en la muestra**

Registro interno	Nombre específico	abrev.
1	<i>Calyptreaa sp.</i>	(Mgrp)
2	<i>Micropelecipodos ind.</i>	(Mpcp)
3	Equinoideos ind. (espinas)	(Eq)
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad: Reciente
-------	----------------

Litología	Biofacies
Tipo: Arena bioclastica	

**Paleoambiente**

Observación:	Litoral
--------------	---------

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:	
Observación:	

*Mane del C. Morales R.*

Determinado por

Ing. María del Carmen Morales R.  
Laboratorio de Paleontología  
INGEMMET



	<b>FORMATOS</b>	Código : DL-F-107
	<b>INFORME PALEONTOLOGICO</b>	Versión : 00 Aprobado por: DL Fecha aprob : <b>23 OCT. 2008</b> Página : 1 de 1

Ficha N°: \_\_\_\_\_ Referencia: Solicitud N° 003-2008INGEMMET/DGAR

**Datos Generales**

Muestra	PCB-03-A	Colector	Carlos Benavente	Fecha de recepción	18 Set 2008
---------	----------	----------	------------------	--------------------	-------------

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo		Pisco	Hoja		

Ubicación Política					
Sitio:	Tambo de Mora				
Distrito		Provincia	Pisco	Departamento	Ica

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)					
Norte	13°27'54.9"	Este: 76°11'21.1"	Datum	Zona	

**Taxones abreviaturas (abrev.)**

Macrofósiles			Microfósiles		
Pelecipodos (Pcp)	Briozoarios (Brz)	Conularias (Cnl)	Foraminíferos (For)	Silicoflagelados (Scf)	
Gasterópodos (Grp)	Corales (Crl)	Plantas (Pl)	Radiolarios (Rad)	Dinoflagelados (Scf)	
Braquiópodos (Brp)	Graptolitos (Grl)	Algas (Alg)	Diatomeas (Dt)	Micropelecipodos (Mpcp)	
Equinoideos (Eq)	Crinoideo (Cr)	Vertebrados (Veb)	Ostrácodos (Osc)	Microgasteropodos (Mgrp)	
Equinodermos (Eqd)	Nautiloideo (Ntl)	Iconofósiles (Inf)	Carofitas (Crf)	Micromoluscos (Mmc)	
Artropodos (Atp)	Amonites (Amm)	Anelidos (And)	Conodontes (Cd)	Ichthyolithos (Itl)	
Trilobites (Tril)	Coloidea (Cld)	Otros	Coccolitoforidos (Dct)	Otros	

**Taxones identificados en la muestra**

Registro interno	Nombre específico	abrev.
1	<i>Donax mancorensis</i> Olson	(Mpcp)
2		
3		
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad: Reciente
-------	----------------

**Litología**

**Biofacies**

Tipo: Arena cuarzosa	
----------------------	--

**Paleoambiente**

Observación:	Litoral
--------------	---------

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:	
Observación:	

  
 Determinado por  
 .....  
 Ing. María del Carmen Morales H.  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET



	<b>FORMATOS</b>	Código : DL-F-107 Versión : 00 Aprobado por: DL Fecha aprob : 23 OCT. 2008 Página : 1 de 1
	<b>INFORME PALEONTOLÓGICO</b>	

Ficha N°: Referencia: Solicitud N° 003-2008INGEMMET/DGAR

**Datos Generales**

Muestra	PCB-03-B	Colector	Carlos Benavente	Fecha de recepción	18 Set 2008
---------	----------	----------	------------------	--------------------	-------------

Proyecto:	GA-18
Cuadrángulo	Pisco Hoja

Ubicación Política					
Síto:	Tambo de Mora				
Distrito		Provincia	Pisco	Departamento	Ica

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)					
Norte	13°27'54.9"	Este:	76°11'21.1"	Datum	Zona

**Taxones abreviaturas (abrev.)**

Macrofósiles			Microfósiles		
Pelecipodos (Pcp)	Briozoarios (Brz)	Conularias (Cnl)	Foraminiferos (For)	Silicoflagelados (Scf)	
Gasterópodos (Grp)	Corales (Crl)	Plantas (Pl)	Radiolarios (Rad)	Dinoflagelados (Scf)	
Braquiópodos (Brp)	Graptolitos (Grl)	Algas (Alg)	Diatomeas (Dt)	Micropelecipodos (Mpcp)	
Equinoideos (Eq)	Crinoideo (Cr)	Vertebrados (Veb)	Ostrácodos (Osc)	Microgasteropodos (Mgrp)	
Equinodermos (Eqd)	Nautiloideo (Ntl)	Iconofósiles (Inf)	Carofitas (Crf)	Micromoluscos (Mmc)	
Artropodos (Atp)	Amonites (Amm)	Anelidos (And)	Conodontes (Cd)	Ichthyolithos (Itl)	
Trilobites (Tril)	Coloidea (Cld)	Otros	Coccolitoforidos (Dct)	Otros	

**Taxones identificados en la muestra**

Registro interno	Nombre específico	abrev.
1	<i>Ampullina grossa</i> (Deshayes)	(Mgrp)
2	<i>Mactromeris sp.</i>	(Mpcp)
3		
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad: Reciente
-------	----------------

Litología	Biofacies
Tipo: Arena cuarzosa	

**Paleoambiente**

Observación:	Litoral
--------------	---------

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación:



Determinado por

Ing. María del Carmen Morales R.  
Laboratorio de Paleontología  
INGEMMET



	<b>FORMATOS</b>	Código : DL-F-107
	<b>INFORME PALEONTOLOGICO</b>	Versión : 00 Aprobado por: DL Fecha aprob : 23 OCT. 2008 Página : 1 de 1

Ficha N°:

Referencia: Solicitud N° 003-2008INGEMMET/DGAR

**Datos Generales**

Muestra	PCB-03-C	Colector	Carlos Benavente	Fecha de recepción	18 Set 2008
---------	----------	----------	------------------	--------------------	-------------

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo		Pisco	Hoja		

Ubicación Política					
Sitio: Tambo de Mora					
Distrito		Provincia	Pisco	Departamento	Ica

Ubicación Geográfica (Coordenadas UTM)					
Norte	13°27'54.9"	Este: 76°11'21.1"	Datum		Zona

**Taxones abreviaturas (abrev.)**

Macrofósiles			Microfósiles		
Pelecípodos (Pcp)	Briozoarios (Brz)	Conularias (Cnl)	Foraminíferos (For)	Silicoflagelados (Scf)	
Gasterópodos (Grp)	Corales (Crl)	Plantas (Pl)	Radiolarios (Rad)	Dinoflagelados (Scf)	
Braquiópodos (Brp)	Graptolitos (Grl)	Algas (Alg)	Diatomeas (Dt)	Micropelecípodos (Mpcp)	
Equinoideos (Eq)	Crinoideo (Cr)	Vertebrados (Veb)	Ostrácodos (Osc)	Microgasteropodos (Mgrp)	
Equinodermos (Eqd)	Nautiloideo (Ntl)	Ichnofósiles (Inf)	Carófitas (Crf)	Micromoluscos (Mmc)	
Artropodos (Atp)	Amonites (Amm)	Anelidos (And)	Conodontes (Cd)	Ichthyolithos (Itl)	
Trilobites (Tril)	Coloidea (Cld)	Otros	Coccolitoforidos (Dct)	Otros	

**Taxones identificados en la muestra**

Registro interno	Nombre específico	abrev.
1	Micromoluscos ind. (Valvas fragmentadas)	(Mmc)
2		
3		
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		

**Unidad Bioestratigráfica****Geocronología**

Zona:	Edad: Reciente
-------	----------------

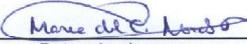
Litología	Biofacies
Tipo: Arena	

**Paleoambiente**

Observación:	Litoral
--------------	---------

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación:

  
 Determinado por

Ing. Marfa del Carmen Morales R.  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET



	<b>FORMATOS</b>	Código : DL-F-107 Versión : 00 Aprobado por: DL Fecha aprob : 23 OCT. 2008 Página : 1 de 1
	<b>INFORME PALEONTOLÓGICO</b>	

Ficha N°: Referencia: Solicitud N° 003-2008INGEMMET/DGAR

**Datos Generales**

Muestra	PCB-03-D	Colector	Carlos Benavente	Fecha de recepción	18 Set 2008
---------	----------	----------	------------------	--------------------	-------------

Proyecto:	GA-18
Cuadrángulo	Pisco Hoja

Ubicación Política					
Síto:	Tambo de Mora				
Distrito		Provincia	Pisco	Departamento	Ica

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)					
Norte	13°27'54.9"	Este: 76°11'21.1"	Datum		Zona

**Taxones abreviaturas (abrev.)**

Macrofósiles			Microfósiles		
Pelecipodos (Pcp)	Briozoarios (Brz)	Conularias (Cnl)	Foraminíferos (For)	Silicoflagelados (Scf)	
Gasterópodos (Grp)	Corales (Crl)	Plantas (Pl)	Radiolarios (Rad)	Dinoflagelados (Scf)	
Braquiópodos (Brp)	Graptolitos (Grl)	Algas (Alg)	Diatomeas (Dt)	Micropelecipodos (Mpcp)	
Equinoideos (Eq)	Crinoideo (Cr)	Vertebrados (Veb)	Ostrácodos (Osc)	Microgasteropodos (Mgrp)	
Equinodermos (Eqd)	Nautiloideo (Ntl)	Ichnofósiles (Inf)	Carofitas (Crf)	Micromoluscos (Mmc)	
Artropodos (Atp)	Amonites (Amm)	Anelidos (And)	Conodontes (Cd)	Ichthyolithos (Itl)	
Trilobites (Tril)	Coloidea (Cld)	Otros	Cocolitoforidos (Dct)	Otros	

**Taxones identificados en la muestra**

Registro interno	Nombre específico	abrev.
1	<i>Donax mancorensis</i> Olson	(Mpcp)
2	<i>Mactromeris</i> sp.	(Mpcp)
3		
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad: Reciente
-------	----------------

**Litología**

**Biofacies**

Tipo: Arena cuarzosa	
----------------------	--

**Paleoambiente**

Observación: Litoral

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación:

*Marfa del Carmen Morales H.*

Determinado por  
 Ing. Marfa del Carmen Morales H.  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET



	<b>FORMATOS</b>	Código : DL-F-107
	<b>INFORME PALEONTOLOGICO</b>	Versión : 00 Aprobado por: DL Fecha aprob : 23 OCT. 2008 Página : 1 de 1

Ficha N°:

Referencia: Solicitud N° 003-2008INGEMMET/DGAR

**Datos Generales**

Muestra	PJ-04-A	Colector	Carlos Benavente	Fecha de recepción	18 Set 2008
---------	---------	----------	------------------	--------------------	-------------

Proyecto:	GA-18
Cuadrángulo	Pisco
Hoja	

Ubicación Política					
Sitio:	Jahuay				
Distrito		Provincia	Pisco	Departamento	Ica

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)					
Norte	13°24'49.9"	Este: 76°11'44.4"	Datum	Zona	

**Taxones abreviaturas (abrev.)**

Macrofósiles			Microfósiles		
Pelecipodos (Pcp)	Briozoarios (Brz)	Conularias (Cnl)	Foraminíferos (For)	Silicoflagelados (Scf)	
Gasterópodos (Grp)	Corales (Crl)	Plantas (Pl)	Radiolarios (Rad)	Dinoflagelados (Scf)	
Braquiópodos (Brp)	Graptolitos (Grl)	Algas (Alg)	Diatomeas (Dt)	Micropelecipodos (Mpcp)	
Equinoideos (Eq)	Crinoideo (Cr)	Vertebrados (Veb)	Ostrácodos (Osc)	Microgasteropodos (Mgrp)	
Equinodermos (Eqd)	Nautiloideo (Ntl)	Incófosiles (Inf)	Carófitas (Crf)	Micromoluscos (Mmc)	
Artropodos (Atp)	Amonites (Amm)	Anelidos (And)	Conodontes (Cd)	Ichthyolithos (Itl)	
Trilobites (Tril)	Coloidea (Cld)	Otros	Coccolitoforidos (Dct)	Otros	

**Taxones identificados en la muestra**

Registro interno	Nombre específico	abrev.
1	Micromoluscos ind.	(Mmc)
2		
3		
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		

**Unidad Bioestratigráfica****Geocronología**

Zona:	Edad: Reciente
-------	----------------

Litología	Biofacies
Tipo: Arena cuarzosa	

**Paleoambiente**

Observación: Litoral

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación:



Determinado por

Ing María del Carmen Morales R.  
Laboratorio de Paleontología  
INGEMMET



	<b>FORMATOS</b>	Código : DL-F-107
	<b>INFORME PALEONTOLÓGICO</b>	Versión : 00 Aprobado por: DL Fecha aprob : 23 OCT. 2008 Página : 1 de 1

Ficha N°: \_\_\_\_\_ Referencia: Solicitud N° 003-2008INGEMMET/DGAR

**Datos Generales**

Muestra	PJ-04-B	Colector	Carlos Benavente	Fecha de recepción	18 Set 2008
---------	---------	----------	------------------	--------------------	-------------

Proyecto:	GA-18
Cuadrángulo	Pisco Hoja

Ubicación Política					
Sitio:	Jahuay				
Distrito	Provincia	Pisco	Departamento	Ica	

Ubicación Geográfica (Coordenadas UTM)					
Norte	13°24'49.9"	Este: 76°11'44.4"	Datum	Zona	

**Taxones abreviaturas (abrev.)**

Macrofósiles			Microfósiles		
Pelecipodos (Pcp)	Briozoarios (Brz)	Conularias (Cnl)	Foraminíferos (For)	Silicoflagelados (Scf)	
Gasterópodos (Grp)	Corales (Crl)	Plantas (Pl)	Radiolarios (Rad)	Dinoflagelados (Scf)	
Braquiópodos (Brp)	Graptolitos (Grl)	Algas (Alg)	Diatomeas (Dt)	Micropelecipodos (Mpcp)	
Equinoideos (Eq)	Crinoideo (Cr)	Vertebrados (Veb)	Ostrácodos (Osc)	Microgasteropodos (Mgrp)	
Equinodermos (Eqd)	Nautiloideo (Ntl)	Iconofósiles (Inf)	Carofitas (Crf)	Micromoluscos (Mmc)	
Artropodos (Atp)	Amonites (Amm)	Anelidos (And)	Conodontes (Cd)	Ichthyolithos (Itt)	
Trilobites (Tril)	Coloidea (Cld)	Otros	Cocolitoforidos (Dct)	Otros	

**Taxones identificados en la muestra**

Registro interno	Nombre específico	abrev.
1	<i>Donax mancorensis</i> Olson	(Mpcp)
2	<i>Equinoideos ind.</i>	(Eq)
3	<i>Micromoluscos ind.</i>	(Mpcp)
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad: Reciente
-------	----------------

Litología	Biofacies
Tipo: Arena cuarzosa	

**Paleoambiente**

Observación:	Litoral
--------------	---------

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación:

  
 Determinado por  
**Ing. María del Carmen Morales R.**  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET



	<b>FORMATOS</b>	Código : DL-F-107
	<b>INFORME PALEONTOLOGICO</b>	Versión : 00 Aprobado por: DL Fecha aprob : 23 OCT. 2008 Página : 1 de 1

Ficha N°: \_\_\_\_\_ Referencia: Solicitud N° 003-2008INGEMMET/DGAR

**Datos Generales**

Muestra	PJ-04-C	Colector	Carlos Benavente	Fecha de recepción	18 Set 2008
---------	---------	----------	------------------	--------------------	-------------

Proyecto:	GA-18				
Cuadrángulo		Pisco	Hoja		

Ubicación Política					
Sitio:	Jahuay				
Distrito		Provincia	Pisco	Departamento	Ica

Ubicación Geografica (Coordenadas UTM)					
Norte	13°24'49.9"	Este: 76°11'44.4"	Datum	Zona	

**Taxones abreviaturas (abrev.)**

Macrofósiles			Microfósiles		
Pelecipodos (Pcp)	Briozoarios (Brz)	Conularias (Cnl)	Foraminíferos (For)	Silicoflagelados (Scf)	
Gasterópodos (Grp)	Corales (Crl)	Plantas (Pl)	Radiolarios (Rad)	Dinoflagelados (Scf)	
Braquiópodos (Brp)	Graptolitos (Grl)	Algas (Alg)	Diatomeas (Dt)	Micropelecipodos (Mpcp)	
Equinoideos (Eq)	Crinoideo (Cr)	Vertebrados (Veb)	Ostrácodos (Osc)	Microgasteropodos (Mgrp)	
Equinodermos (Eqd)	Nautiloideo (Ntl)	Incófosiles (Inf)	Carofitas (Crf)	Micromoluscos (Mmc)	
Artropodos (Atp)	Amonites (Amm)	Anelidos (And)	Conodontes (Cd)	Ichthyolithos (Itl)	
Trilobites (Tril)	Coloidea (Cld)	Otros	Coccolitoforidos (Dct)	Otros	

**Taxones identificados en la muestra**

Registro interno	Nombre específico	abrev.
1	<i>Donax mancorensis</i> Olson	(Mpcp)
2	<i>Micromoluscos ind.</i>	(Mmc)
3		
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad: Reciente
-------	----------------

**Litología**

**Biofacies**

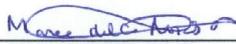
Tipo: Arena cuarzosa	
----------------------	--

**Paleoambiente**

Observación:	Litoral
--------------	---------

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:	
Observación:	

  
 Determinado por

Ing. María del Carmen Morales R.  
 Laboratorio de Paleontología  
 INGEMMET



	<b>FORMATOS</b>	Código : DL-F-107 Versión : 00 Aprobado por: DL
	<b>INFORME PALEONTOLÓGICO</b>	Fecha aprob : 23 OCT. 2008 Página : 1 de 1

Ficha N°: Referencia: Solicitud N° 003-2008INGEMMET/DGAR

**Datos Generales**

Muestra	PJ-04-D	Colector	Carlos Benavente	Fecha de recepción	18 Set 2008
---------	---------	----------	------------------	--------------------	-------------

Proyecto:	GA-18
Cuadrángulo	Pisco
Hoja	

Ubicación Política					
Sitio:	Jahuay				
Distrito		Provincia	Pisco	Departamento	Ica

Ubicación Geográfica (Coordenadas UTM)					
Norte	13°24'49.9"	Este: 76°11'44.4"	Datum		Zona

**Taxones abreviaturas (abrev.)**

Macrofósiles			Microfósiles		
Pelecipodos (Pcp)	Briozoarios (Brz)	Conularias (Cnl)	Foraminíferos (For)	Silicoflagelados (Scf)	
Gasterópodos (Grp)	Corales (Crl)	Plantas (Pl)	Radiolarios (Rad)	Dinoflagelados (Scf)	
Braquiópodos (Brp)	Graptolitos (Grl)	Algas (Alg)	Diatomeas (Dt)	Micropelecipodos (Mpcp)	
Equinoideos (Eq)	Crinoideo (Cr)	Vertebrados (Veb)	Ostrácodos (Osc)	Microgasteropodos (Mgrp)	
Equinodermos (Eqd)	Nautiloideo (Ntl)	Iconofósiles (Inf)	Carofitas (Crf)	Micromoluscos (Mmc)	
Artropodos (Atp)	Amonites (Amm)	Anelidos (And)	Conodontes (Cd)	Ichthyolithos (Itl)	
Trilobites (Tril)	Coloidea (Cld)	Otros	Cocolitoforidos (Dct)	Otros	

**Taxones identificados en la muestra**

Registro interno	Nombre específico	abrev.
1	<i>Donax mancorensis</i> Olson	(Mmc)
2	<i>Calyptreaa</i> sp.	(Mgrp)
3		
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		

**Unidad Bioestratigráfica**

**Geocronología**

Zona:	Edad: Reciente
-------	----------------

**Litología**

**Biofacies**

Tipo: Arena cuarzosa	
----------------------	--

**Paleoambiente**

Observación: Litoral

**Unidad Litoestratigráfica**

Nombre:
Observación:

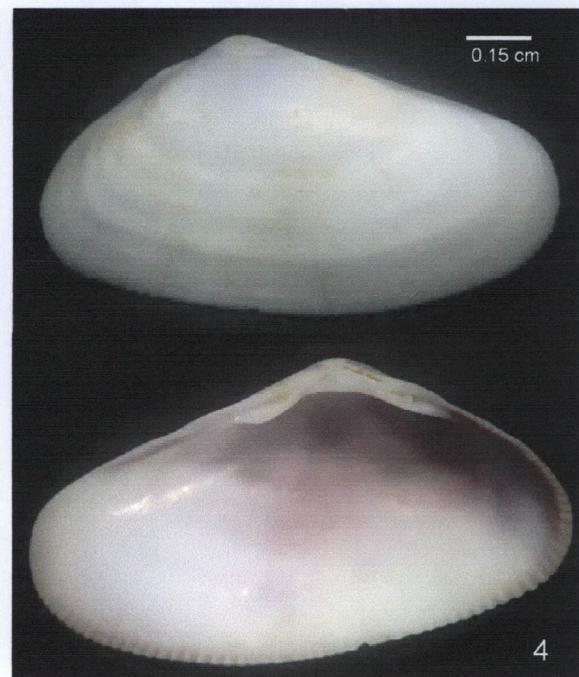
*María del C. Morales R.*

Determinado por

Ing. María del Carmen Morales R.  
Laboratorio de Paleontología  
INGEMMET

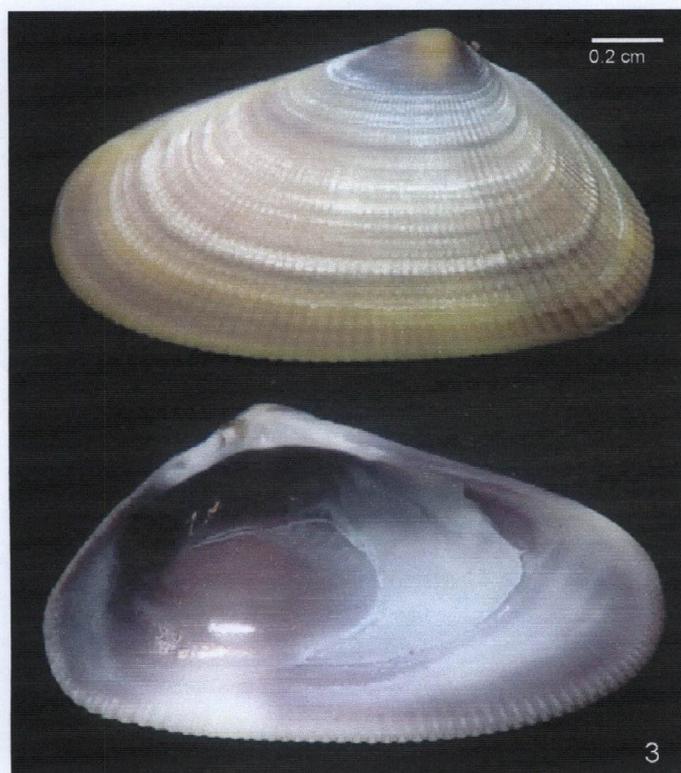
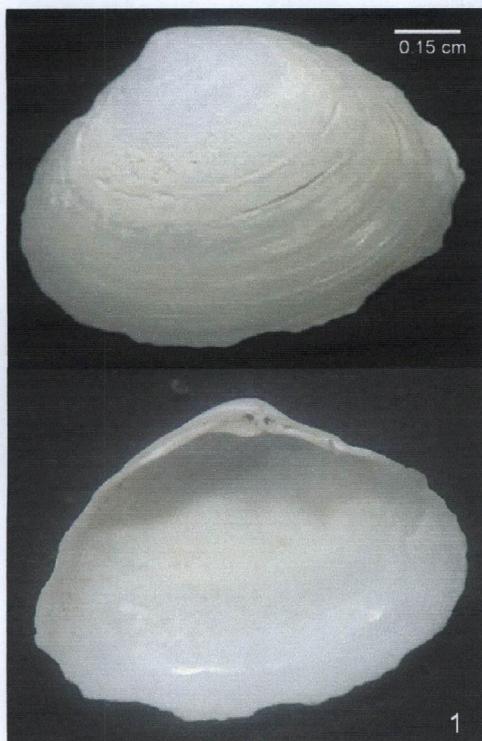


## Lamina 1



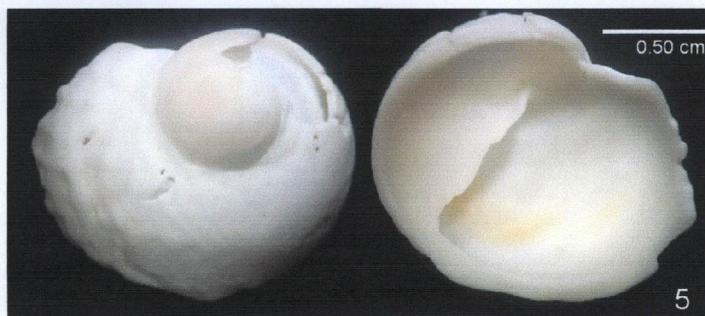
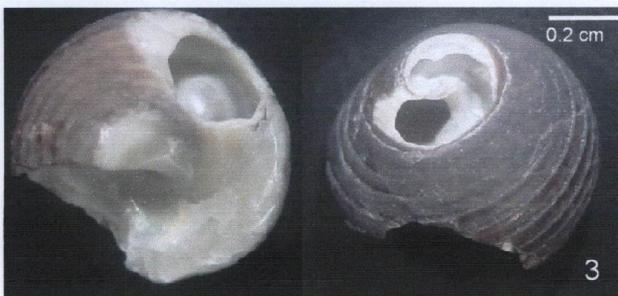
1.- Gasteropodo ind. 2. Equinoideo ind. (Espina). 3.- *Donax mancorensis* Olson. Muestra: PY-02-D., 4.- *Dyonax mancorensis* Olson. Muestra: MPP-01-D

Lamina 2



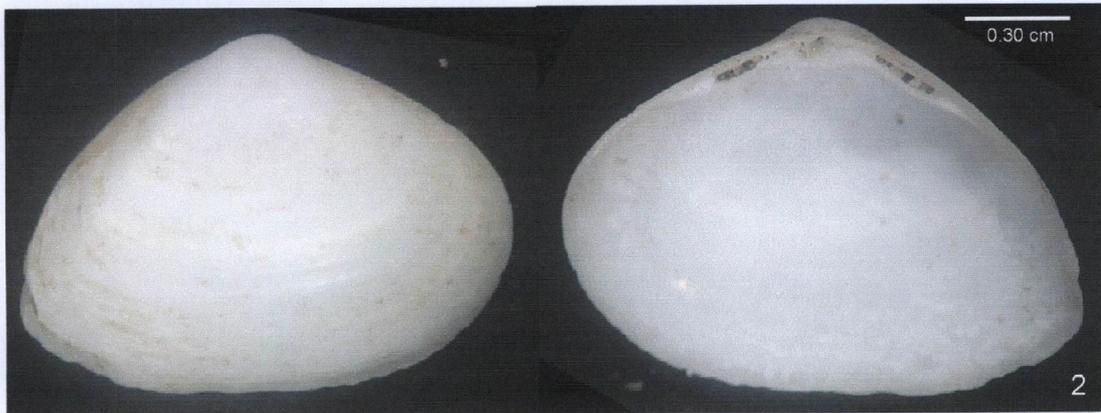
1 *Mactromeris* sp. Muestra:PCB-03-D, 2. *Donax peruvianus* (Deshayes), 3. *Donax marincovich* (Coan), .4a,b. *Equinoideos ind.* (espinas) Muestra: MPP-01-A.

## Lamina 3



1.- *Mactromeris* sp. Muestra: MPP-01-D, 2.- *Semimytilus* sp. Muestra: MPP-01-C,  
3.- *Prisogaster niger* (Wood). Muestra: PY-02-B, 4.- *Ostreidae* ind., 5.- *Calyptreaa* sp.  
Muestra: PY-02-C.

Lamina 4



1. *Ampullina grossa* (Deshayes). 2. *Mactromeris* sp. *Fisurella* cf. *F. (Fisurella) radiosa radiosa*. Muestra: PY-02-D.

