

M
550
L834
2014

UNIVERSIDAD DE ATACAMA
FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA



**RESPUESTA DEL SUELO A LOS EVENTOS MICROSÍSMICOS Y EVALUACIÓN DEL
RIESGO DE TSUNAMIS EN LAS ÁREAS POBLADAS DE LA COMUNA DE
CALDERA**

**“TRABAJO DE TITULACIÓN PRESENTADO EN CONFORMIDAD A LOS
REQUISITOS PARA OBTENER EL TÍTULO DE GEÓLOGO”**



Profesor guía: Dr. Felipe Aguilera Barraza

U. DE ATACAMA
BIBLIOTECA CENTRAL



ANDREA LOIS OLIVARES
CONSTANZA VERA PIZARRO
2014

60007 15/04/14 Donación Departamento de Geología

Bib 24.781

*Dedicado a mis padres por darme las
herramientas para forjar mi propio camino.
A mi hermana Taty por apoyarme en todo
este difícil proceso, a mi sobrino Ignacio
por ser el rayo de luz en uno de los momentos
más difíciles de mi vida. Y a ti por ser mi
compañero de vida, mi gran amor y mejor amigo.*
Andrea.

*A mi familia por brindarme todo su ayuda
y apoyo, con todo mi cariño les dedico esta tesis
a ustedes: Mamá Graciela, Papá Lorenzo,
hermanas Ana, Karina, Marianela y Carola,
y a mis sobrinos Karinita, Aleister, Joaquín y Anita.*
Constanza

AGRADECIMIENTOS

Al finalizar este trabajo de titulación nos es inevitable agradecer aquellas personas que hicieron posible todo esta ardua etapa de nuestras vidas.

Agradecemos de manera especial y sincera a nuestro profesor guía Dr. Felipe Aguilera Barraza por su apoyo y confianza en este trabajo final, por guiarnos y enseñarnos durante estos últimos 5 años y mostrarnos desde todas las perspectivas nuestra hermosa carrera.

De igual forma agradecemos infinitamente al profesor de la carrera de Ingeniería Civil de la Universidad Diego Portales Felipe Leyton por su importante aporte y participación activa en el desarrollo de esta tesis, por enseñarnos desinteresadamente, por su disponibilidad y paciencia en cada una de las dudas y sobre todo por creer en este proyecto el cual no hubiese sido posible sin su ayuda.

A la Ilustre Municipalidad de Caldera por su disposición y entrega de todo tipo de información necesaria para la realización de nuestro trabajo de titulación, en especial a la Sra. Alcaldesa Patricia González y al Sr. Juan Venegas del Departamento Comunal de Protección Civil y Emergencia.

Además queremos agradecer a todos nuestros compañeros y amigos, que nos acompañaron tanto en las arduas noches, días y tardes de estudio como también en los procesos de sacar la vuelta, tirar la talla, conversar de la vida, reír, llorar, etc.

Sin embargo no podemos dejar de agradecer aquellas personas más importantes de nuestras vidas, nuestras familias.

Andrea: Agradezco de manera especial e infinita a mis padres Herman y María, por ser los pilares fundamentales de mi vida, por haber confiado en mí plenamente y haberme apoyado de manera incondicional en todo este proceso. A mi hermana Taty, por ayudarme a crecer educacional y profesionalmente, por creer en mí ciegamente y sobre todo por apoyarme en el cambio más grande de mi vida. A mi sobrino Ignacio por haber sido la luz en una de las épocas más difíciles de nuestra familia, por ser mi hermano chico y darme enojos y alegrías. A mis tíos y primos y principalmente a mis abuelos, por haberme dado una gran familia. A aquellos que ya no están, pero que nunca se olvidan, sobre todo a ti primo. Y finalmente a mi novio Sergio, por ser mi cable a tierra, por ayudarme a ser mejor persona, por mimarme infinitamente y darme grandes alegrías, por ser mi compañero de vida y por permitirme amarte.

Constanza: Agradezco a toda mi familia y amistades de Serena en especial a mis papas Graciela y Lorenzo, a mis hermanas Ana, Karina, Nela y Carola, a mis sobrinos Karinita, Aleister, Joaquín y Anita, y a mi cuñado Claudio. Igualmente a mis amigos del colegio Rita, Camila y Daniel, a todos ellos gracias por estar siempre conmigo en este camino tan largo y difícil de mi carrera. Asimismo quiero agradecer a todas las personas que me ayudaron en mi segunda ciudad Copiapó, en especial a la familia de mi compañera de tesis por acogerme en su casa como una hija más en este largo periodo de realización de nuestro trabajo de titulación, como también a mi segunda casa que me acogió en estos últimos 7 de años de mi vida, al internado Flora Normilla al cual doy gracias por haberme dado a muy lindas personas las cuales hoy son grandes amigas, y por último a los amigos que forjé estos últimos 7 años en Copiapó, que con su cariño y apoyo me ayudaron a que esta estadía fuera menos difícil.

RESUMEN

El presente trabajo de titulación permite conocer la respuesta del suelo a los eventos microsísmicos de las áreas pobladas de la Comuna de Caldera, con el fin de establecer como afectaría un sismo de similar magnitud al de 1922 (M 8,4) a la creciente urbanización y autoconstrucción actual, además de establecer la importancia de la geología y su influencia ante un sismo de gran envergadura, y la existencia de la información y señalética adecuada para la evacuación de la población ante un eventual tsunami.

Para poder responder estas inquietudes, se realizó un estudio geotécnico superficial y además un estudio de microsismicidad a través del método de microvibraciones de Nakamura, que identifica la calidad de las unidades geológicas encontradas y el comportamiento del suelo fundador según las frecuencias y amplificaciones analizadas.

Se establecieron las áreas de estudio a través del número de habitantes de los principales balnearios de la comuna de Caldera, quedando seleccionados los sectores de Rodillo, Caldera y Puerto Viejo. Posteriormente se realizó la recopilación de la historia sísmica, de tsunami y modelos de vulnerabilidad previos. Seguido a esto se realizó un trabajo de campo con el fin de identificar las distintas unidades geológicas, encontrándose en Rodillo 4 unidades sedimentarias y 1 intrusiva, en Caldera 2 sedimentarias y 1 intrusiva y en Puerto Viejo 4 unidades sedimentarias y 1 intrusiva.

Según el estudio geotécnico realizado, se obtuvo como resultado principalmente suelos del tipo C y D y en menor proporción del tipo E y F, mientras que el método de Nakamura mostró estratos de muy buena calidad, los cuales poseen principalmente altas frecuencias y variados valores de amplificaciones. Con los resultados obtenidos anteriormente, se procedió a realizar distintos tipos de mapas con el fin de favorecer una rápida lectura para la población: geología de las áreas pobladas, clasificación geotécnica superficial, ubicación H/V (razón espectral entre la componente horizontal y la vertical) en función de la geología, calidad del suelo ante eventos sísmicos y áreas inundables.

Estadísticamente se estima que no existe una tasa de recurrencia cíclica de la producción de un tsunami en la región; permitiendo establecer la ausencia de 91 años de un sismo y tsunami de gran envergadura, lo cual debe servir de alerta a la población la que debe estar preparada para cualquier escenario catastrófico de similares características al de 1922 o al ocurrido el pasado marzo de 2011.

A través de datos obtenidos por mediciones GPS, se estableció que el área de inundación del tsunami de Japón de 2011 para el sector de Puerto Viejo fue de 149.121 m², una línea de inundación máxima de 370 m al interior de la playa y una altura máxima de la columna de agua de 1,9 m. Asimismo se evaluó el comportamiento de las otras áreas estudiadas ante un evento de similares características, estimando daños aproximados en las edificaciones de un 50% para Rodillo y Loreto – Calderilla, 30% para Bahía Inglesa y 20% para Caldera. Además se concluyó que para un tsunami de características similares al de 1922, el área de inundación aumentaría para cada sector, incrementando el daño en el número de viviendas afectadas debido a la topografía y la ubicación actual de las viviendas.

Por último, se realizaron recomendaciones tanto para una futura y detallada caracterización sísmica del suelo, como para un modelamiento de tsunami, además de sugerencias de señaléticas de evacuación y campañas educativas para la población.

INDICE GENERAL

Página

CAPITULO I: INTRODUCCION

1.1 Exposición general del problema, vacío y preguntas de investigación	1
1.2 Antecedentes de la Ciudad de Caldera	2
1.2.1 Ubicación y accesos	2
1.2.2 Uso territorial	3
1.2.3 Evolución de la población	4
1.3 Marco teórico	7
1.3.1 Actividad sísmica	7
1.3.2 Actividad Asociada a tsunamis	16
1.3.3 Actividad sísmica y tsunamis Regional	20
1.4 Objetivos	30
1.4.1 Objetivo general	30
1.4.2 Objetivos específicos	30

CAPITULO II: METODOLOGÍA DE TRABAJO

2.1 Generalidades	31
2.2 Etapa de Gabinete	31
2.2.1 Interpretación de fotografías aéreas	31
2.2.2 Recopilación de Antecedentes	31
2.3 Etapa de Terreno	32
2.3.1 Mapeo Geológico	32
2.3.2 Recopilación de datos en terreno	32
2.3.3 Localización y Verificación de Señalética de evacuación de tsunami	33
2.3.4 Microvibraciones del suelo	33
2.4 Etapa Final de Gabinete	47
2.4.1 Mapeo Geológico de las áreas pobladas	47
2.4.2 Mapas clasificación geotécnica superficial	47
2.4.3 Mapas ubicación H/V en geología	47
2.4.4 Mapas efecto del tsunami de Japón en Puerto Viejo	48
2.4.5 Mapas señaléticas de tsunami en los sectores de Bahía Inglesa y Caldera	48
2.4.6 Mapas respuesta del suelo por método H/V y zonas de inundación	48

CAPITULO III: GEOLÓGIA REGIONAL Y LOCAL

3.1 Geología regional y local	49
3.2 Unidades Estratificadas	49
3.2.1 Formación Bahía Inglesa (MP1bi)	49

3.2.2 Estratos de Caldera (Qec)	52
3.2.3 Depósitos Fluviales (Qf)	55
3.2.4 Depósitos Aluviales (Qa)	56
3.2.5 Depósitos Marinos Actuales (Qm)	58
3.2.6 Depósitos Eólicos (Qe)	60
3.3 Unidades Intrusivas	62
3.3.2 Gabros de Caldera (Jgbc)	62
3.3.3 Granodiorita Morro Copiapó (Jgmc)	64

CAPITULO IV: CARACTERIZACION SISMICA DEL SUELOS

4.1 Introducción	66
4.2 Efecto Sitio	66
4.2.1 Impedancia	67
4.2.2 Resonancia	68
4.3 Respuesta sísmica de los suelos	68
4.3.1 Amplificación geométrica	69
4.3.2 Amplificación dinámica	69
4.4 Tipos de suelos y comportamientos característicos	71
4.5 Efectos de suelos en sollicitaciones sísmicas	71
4.6 Clasificación del suelo del área de estudio	72
4.6.1 Rodillo	77
4.6.2 Caldera - Bahía Inglesa	77
4.6.3 Puerto Viejo	77
4.7 Microvibraciones resultados de la técnica de Nakamura	78
4.7.1 Rodillo	78
4.7.2 Bahía Inglesa	85
4.7.3 Loreto – Calderilla	91
4.7.4 Caldera	99
4.7.5 Puerto Viejo	108

CAPITULO V: TSUNAMI

5.1 Generalidades	116
5.2 Tsunami de Japón	119
5.3 Tsunami de Japón: Consecuencias de Puerto Viejo	121
5.4 Áreas de inundación para Caldera, Calderilla y Bahía Inglesa	128
5.5 Señalética Actual y Cambios al Plan de Emergencia	130

CAPITULO VI: DISCUSIONES

6.1 Implicancias de la geología en la clasificación sísmica del suelo	135
6.2 Tsunami	140
6.2.1 Análisis de inundación en el área de Puerto Viejo	140
6.2.2 Evaluación de las áreas de inundación para Rodillo, Caldera y Bahía Inglesa	140
6.2.3 Señaléticas y plan de emergencia comunal	141

CAPITULO VII: CONCLUSION Y RECOMENDACIONES

7.1 Conclusiones	143
7.1.1 Caracterización sísmica del suelo	143
7.1.2 Tsunami	145
7.2 Recomendaciones	145
7.2.1 Caracterización sísmica del suelo	145
7.2.2 Tsunami	146
REFERENCIAS	148

ANEXO

ÍNDICE DE FIGURAS

Página

- Figura 1.1. Mapa de ubicación y accesos a la ciudad de Caldera. (Extraído de: Biblioteca Congreso Nacional)..... 2
- Figura 1.2. Mapa de asentamientos humanos en la ciudad de Caldera. (Imagen: Google Earth)... 5
- Figura 1.3. Evolución de la Población, Comuna de Caldera v/s Copiapó, 1982-2012. (Fuente: INE, 1982, 1992, 2002, 2020)..... 6
- Figura 1.4. Distribución global de placas litosféricas y los principales epicentros de terremotos. (Fuente: Estrada, 2012)..... 7
- Figura 1.5. Corte de la subducción chilena en el paralelo 33.5°S donde se ha marcado la posición de las placas de Nazca (color azulado) y la placa Sudamericana (color verde). Cada punto marca la posición de un sismo, independiente de su magnitud o fecha de ocurrencia. Se han marcado las principales fuentes sismogénicas en la zona de estudio: (a) interplaca tipo thrust, (b) intraplaca de profundidad intermedia, (c) corticales y (d) outer-rise. (Leyton et al, 2010)..... 8
- Figura 1.6. Ilustración gráfica del Hipocentro o foco y Epicentro de un sismo. (Fuente: Servicio Geológico de Colombia, SGC)..... 10
- Figura 1.7. a) Onda P, en rojo compresión del suelo y en azul dirección de propagación de esta. b) Respuesta del terreno a la acción de la onda P. c) Onda S, en rojo movimiento vertical del suelo, en azul dirección de propagación de esta. d) Respuesta del suelo a la propagación de la onda S. (Fuente: Tarbuck et al., 2005)..... 11
- Figura 1.8. a) Onda Rayleigh, en rojo movimiento elíptico de las partículas del suelo y en azul dirección de propagación de la onda. b) Respuesta del terreno a la acción de la onda Rayleigh. c) Onda Love, en rojo movimiento horizontal de las partículas del suelo, en azul dirección de propagación de esta. d) Respuesta del suelo a la propagación de la onda Love. (Fuente: Tarbuck et al., 2005)..... 12
- Figura 1.9. Principales terremotos en Chile. Los símbolos indican los rangos de magnitud y las elipses el largo aproximado de las áreas de ruptura. (Cecioni y Pineda, 2010)..... 15
- Figura 1.10. La altura de onda de los trenes de olas aumenta a medida que estos toman contacto con la línea de costa, aquí la energía de onda es comprimida en una distancia mucho menor y en una profundidad más somera generando olas altamente destructivas. (Parga, 2012)..... 17
- Figura 1.11. Generación de un tsunami en función a la magnitud del terremoto y la profundidad del foco. (Parga, 2012)..... 18
- Figura 1.12. Distribución epicentral de los sismos con magnitudes mayores a 5,0 registradas a distancias telesísmicas, reportadas por el Centro Internacional Sismológico (ISC) entre 1964 y

1995. El tamaño de cada círculo es proporcional con la magnitud (m) de los sismos y su color es muestra la diferencia de profundidad donde a ocurrido el sismo.....	21
Figura 1.13. Sismicidad (círculos azules) en torno a Vallenar (círculo verde). Las curvas norte-sur que aparecen en el panel inferior corresponden a la fosa, y aquellas que representan la profundidad delos eventos a 50, 100 y 150 km, según Gudmunsson y Sambridge (1998). Aquellos eventos que se encuentran en el rectángulo prácticamente Este-Oeste se presentan en profundidad en el panel superior.....	22
Figura 1.14. Los círculos amarillos representan la zona de los grandes terremotos de subducción, aquellos celestes representan la zona intraplaca en las cercanías de Vallenar (círculo de color verde). A pesar de que hay sismicidad mar afuera de la fosa, ésta es de menor magnitud, de modo que no se incluye en el cálculo del peligro sísmico.....	23
Figura 1.15. Longitud aproximada de las rupturas provocadas por los terremotos históricos en la región de Atacama; Líneas segmentadas son usadas para distinguir aquellos terremotos que no poseen un tsunami asociado. Triángulos grises y negros corresponden a volcanes cuaternarios activos y pasivos respectivamente.....	24
Figura 1.16. Las elipses muestran las áreas de ruptura provocadas por los terremotos de 1922, 1966 y 1983. Se puede observar de igual manera el enjambre sísmico de 1973 representado por círculos y la secuencia de réplicas asociadas al terremoto de 1983 en círculos grises. Los epicentros de los terremotos de 1982 y 1983 están representados por estrellas. Los tamaños de los círculos y estrellas es proporcional a las magnitudes de los terremotos.....	26
Figura 1.17. a. Sismicidad mensual correspondiente Abril del 2006. Tamaño de los círculos equivalente a magnitud de sismos; b Perfil correspondiente a la profundidad de la sismicidad de Abril del 2006.....	26
Figura 1.18. a. Sismicidad mensual correspondiente Mayo del 2006. Tamaño de los círculos equivalente a magnitud de sismos; b Perfil correspondiente a la profundidad de la sismicidad de Mayo del 2006.....	27
Figura 1.19. a. Sismicidad mensual correspondiente Abril del 2002. Tamaño de los círculos equivalente a magnitud de sismos; b Perfil correspondiente a la profundidad de la sismicidad de abril del 2002.....	28
Figura 1.20. a. Sismicidad mensual correspondiente a marzo del 2010. Tamaño de los círculos equivalente a magnitud de sismos; b Perfil correspondiente a la profundidad de la sismicidad de a marzo del 2010.....	28
Figura 1.21. a. Sismicidad mensual correspondiente a Enero del 2013. Tamaño de los círculos equivalente a magnitud de sismos; b Perfil correspondiente a la profundidad de la sismicidad de a Enero del 2013.....	29
Figura 2.1. Geófono GBV-316 portátil. (Fuente: Servicio Sismológico de Chile).....	38
Figura 2.2. Instalación del geófono con orientación norte-sur y conexión al laptop.....	39

Figura 2.3. Ventana administradora Instrument Setup, la cual permite sincronizar el instrumento con el software Geodas y grabar los eventos.....	40
Figura 2.4. Esquema de cálculo de razón espectral H/V. (Fuente: Yauri, 2006).....	42
Figura 2.5. Gráficos resultantes del procesamiento de datos de una medición en terreno. (Leyton, 2012).....	43
Figura 2.6. Demostración de conceptos, amplitud, periodo y frecuencia.....	44
Figura 3.1. a. Parte baja del perfil Formación Bahía Inglesa; b. Contacto entre coquina y fangolita; c. Capa de yeso intercalada entre fangolitas y limonitas.....	51
Figura 3.2. a. Contacto de no conformidad entre Estratos de Caldera y Gabros de Caldera; b. Coquina de buena a mala compactación; c. Coquina correspondiente al primer nivel observado bajo la primera capa de suelo; d. Coquina de buena compactación.....	54
Figura 3.3. a. Visión general de los Depósitos Fluviales; b. Contacto entre las capas de arenisca y conglomerado.....	56
Figura 3.4. a y b. Muestran una visión general de los Depósitos Aluviales.....	57
Figura 3.5. a. Depósitos Marinos Actuales en el sector de Rodillo; b. Depósitos Marinos Actuales al sur de Caldera; c. Depósitos Marinos Actuales en el área de Puerto Viejo.....	59
Figura 3.6. a. Visión panorámica de los Depósitos Eólicos en el sector de Puerto Viejo; b. Acercamiento de los Depósitos Eólicos de Puerto Viejo; c. Depósitos Eólicos en el área de Rodillo.....	61
Figura 3.7. a. Visión panorámica de los Gabros de Caldera en el sector de Loreto; b. Acercamiento de los Gabros de Caldera en el sector de Rodillo; c. Inclusiones máficas observadas en los Gabros de Caldera en el área de Rodillo.....	63
Figura 3.8. a. Visión general Granodiorita Morro Copiapó al sur de Puerto Viejo; b y c. Acercamiento de la Granodiorita Morro Copiapó.....	65
Figura 4.1. Efecto sitio. Amplificación de onda en sedimentos blandos. (Fuente: Astwood, 2013).....	67
Figura 4.2. Amplificación producida por fenómenos de impedancia y resonancia. (Fuente: Asociación Astronómica Hubble, 2011).....	68
Figura 4.3. Función de Amplificación de un suelo uniforme sobre una roca rígida con coeficiente de amortiguamiento nulo. (Morales, 2011).....	70
Figura 4.4. Resultados de mediciones realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Rodillo. a) Suelo de muy buena calidad al poseer frecuencias elevadas y un <i>peak</i> claro en la curva; b) Curva plana la cual indica una buena calidad para el estrato.....	80
Figura 4.5. Resultados de mediciones realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Rodillo. a) Suelo de buena calidad al tener frecuencia mayor a 5 y cercana a 7; b) Curva de frecuencia elevada, la cual indica un suelo de muy buena calidad.....	81

- Figura 4.6. Resultado de la medición Ataca 042 correspondiente a los Estratos de Caldera para el sector de Rodillo. La figura muestra un curva plana sin *peak*, la cual permite clasificar al suelo como un suelo de muy buena calidad..... 82
- Figura 4.7. Resultado de la medición Ataca 041 correspondiente a los Depósitos Aluviales para el sector de Rodillo. La figura muestra un curva plana sin *peak*, la cual permite clasificar al suelo como un suelo de muy buena calidad..... 83
- Figura 4.8. Resultados de mediciones realizadas en los Depósitos Marinos Actuales para el sector de Rodillo. a) El punto ATACA 071 muestra un suelo de regular calidad debido a los bajos valores de frecuencia y amplitud media; b) La medición ATACA 072 muestra una curva con frecuencia elevada, la cual indica un suelo de muy buena calidad..... 84
- Figura 4.9. Resultado de la medición Ataca 070 correspondiente a los Depósitos Eólicos para el sector de Rodillo. La figura muestra una curva con *peak* de amplitud media, la cual permite clasificar al suelo como un suelo de regular calidad..... 85
- Figura 4.10. Resultados de mediciones realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Bahía Inglesa. a) Suelo de muy buena calidad al tener frecuencias elevadas y un *peak* claro en la curva; b) Se observa una curva plana la cual indica un suelo muy competente..... 87
- Figura 4.11. Resultados de mediciones realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Bahía Inglesa. a y b) Las figuras muestran un suelo de muy buena calidad al tener frecuencias elevadas y un *peak* claro en la curva de amplitud..... 88
- Figura 4.12. Resultados de mediciones realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Bahía Inglesa. a) Muestra una curva plana con baja frecuencia y amplitud; b) Se observa una frecuencia elevada, con un *peak* marcado y homogéneo..... 89
- Figura 4.13. Resultados de mediciones ATACA 024 y ATACA 025 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Bahía Inglesa. a y b) Se observa para ambas mediciones, curvas con un *peak* marcado y homogéneo, con valores de frecuencia bajos y amplitudes medias..... 90
- Figura 4.14. Resultados de mediciones ATACA 016 y ATACA 081 realizadas en los Depósitos Marinos Actuales para el sector de Bahía Inglesa. a) Se observa un alto valor de frecuencia para una curva con un *peak* marcado y de muestra homogénea; b) La figura muestra una curva H/V marcada con una frecuencia elevada..... 91
- Figura 4.15. Resultados de mediciones ATACA 027 y ATACA 028 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Calderilla - Loreto. a) Muestra un elevado valor de frecuencia observado, con un *peak* claro; b) Se observa una baja frecuencia y una amplitud media, con una homogeneidad poco clara, pero con *peaks* predominantes en los gráficos promedio y moda..... 93
- Figura 4.16. Resultados de mediciones ATACA 030 y ATACA 032 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Calderilla - Loreto. a) Se observa una frecuencia superior a 5 y una amplitud baja, con una curva de *peak* marcado; b) La figura muestra una baja frecuencia y amplitud propia curvas planas..... 94

Figura 4.17. Resultados de mediciones ATACA 033 y ATACA 034 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Calderilla - Loreto. a) Muestra una variación en los valores de frecuencia, pero bajos valores de amplitud; b) Se observa en la figura una frecuencia superior a 5 y una amplitud baja, con una curva con <i>peak</i> pequeño pero claro.....	95
Figura 4.18. Resultados de mediciones ATACA 035 y ATACA 036 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Calderilla - Loreto. a) Muestra un suelo con valores elevados de frecuencia y amplitud media; b) La figura muestra un suelo con valor de amplitud media y frecuencias bajas, con curvas claras y muestra homogénea de tendencia marcada.....	96
Figura 4.19. Resultados de mediciones ATACA 043 y ATACA 044 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Calderilla - Loreto. a y b) Ambas figuras muestran frecuencias y amplitudes de valores medios, con muestras homogéneas y de tendencia marcada.....	97
Figura 4.20. Resultados de mediciones ATACA 084 y ATACA 085 realizadas en los Depósitos Marinos Actuales para el sector de Calderilla- Loreto. a) Muestra un suelo con valores elevados de frecuencia y amplitud; b) Se observa una curva con dos <i>peak</i> de amplitud y frecuencia del cual se considerará sólo uno de estos.....	98
Figura 4.21. Resultados de mediciones ATACA 052 y ATACA 053 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Caldera. a) EL gráfico muestra un elevado <i>peak</i> de amplitud para el suelo muestreado; b) Se observa un <i>peak</i> claro con valores bajos de frecuencia y amplitud media.....	100
Figura 4.22. Resultados de mediciones ATACA 055 y ATACA 057 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Caldera. a y b) Las figuras muestran elevadas frecuencias con curvas con <i>peaks</i> claros y marcados.....	101
Figura 4.23. Resultados de mediciones ATACA 058 y ATACA 059 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Caldera. a) La figura muestra una curva plana propia de amplitudes bajas; b) Se observa en el gráfico elevado valor de frecuencia predominante, con una curva con <i>peak</i> claro y marcado.....	102
Figura 4.24. Resultados de mediciones ATACA 060 y ATACA 062 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Caldera. a) La figura muestra un valor de amplitud medio y frecuencia baja, con un <i>peak</i> difuso; b) En el gráfico se observa una curva plana típico de mediciones con amplitudes bajas, sin <i>peak</i> característico.....	103
Figura 4.25. Resultados de mediciones ATACA 064 y ATACA 066 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Caldera. a) La figura un <i>peak</i> pequeño pero claro con frecuencias y amplitudes bajas; b) La figura muestra una curva plana típica de mediciones con bajos valores de frecuencia y amplitud.....	104
Figura 4.26. Resultados de mediciones ATACA 067 y ATACA 069 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Caldera. a) La figura muestra una curva plana típica de amplitudes bajas; b) Se observa en la figura un al alto valor de frecuencia con un <i>peak</i> claro.....	105

Figura 4.27. Resultados de mediciones ATACA 073 y ATACA 074 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Caldera. a y b) Las figuras muestran valores de frecuencia bajos y amplitudes medias, y <i>peaks</i> de curvas marcados.....	106
Figura 4.28. Resultados de mediciones ATACA 054 y ATACA 056 realizadas en los Depósitos Marinos Actuales para el sector de Caldera. a y b) Las figuras muestran altas frecuencias predominantes con <i>peaks</i> marcados y elevados.....	107
Figura 4.29. Resultado obtenido para la medición ATACA 063 realizada en los Depósitos Marinos Actuales para el sector de Caldera. La figura muestra una elevada frecuencia y una amplitud media. La curva es marcada y con tendencia clara.....	108
Figura 4.30. Resultados de mediciones ATACA 011 y ATACA 051 realizadas en la Formación Bahía Inglesa para el sector de Puerto Viejo. a y b) Las figuras muestran curvas H/V planas, típicas de amplitudes y frecuencias bajas.....	110
Figura 4.31. Resultados de mediciones ATACA 045 y ATACA 046 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Puerto Viejo. a y b) Las figuras muestran frecuencias predominantes elevada, con <i>peaks</i> marcados y de tendencia clara.....	111
Figura 4.32. Resultados de mediciones ATACA 047 y ATACA 048 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Puerto Viejo. a) La figura muestra dos <i>peaks</i> en las curvas H/V, ambos con tendencias marcadas; b) El gráfico muestra una frecuencia y amplitud predominante elevada, las cuales generan curvas con <i>peaks</i> marcados y de tendencia clara.....	112
Figura 4.33. Resultado de la medición ATACA 078 correspondiente a los Depósitos Fluviales en el Sector de Puerto Viejo. El valor de frecuencia observado es elevado con una amplitud media a alta. El <i>peak</i> de la curva es marcado y de tendencia clara.....	113
Figura 4.34. Resultados de mediciones ATACA 075 y ATACA 076 realizadas en los Depósitos Marinos Actuales para el sector de Puerto Viejo. a) La figura muestra una frecuencia predominante elevada con un <i>peak</i> claro; b) En la figura se observa un <i>peak</i> elevado de amplitud y una frecuencia media.....	114
Figura 4.35. Resultados de mediciones ATACA 077 y ATACA 079 realizadas en los Depósitos Eólicos para el sector de Puerto Viejo. a) La figura muestra <i>peak</i> de amplitud elevado, con muestra homogénea y de tendencia marcada; b) La figura observada contiene un <i>peak</i> pequeño de amplitud baja y frecuencia elevada.....	115
Figura 5.1. Cronología de tsunamis en función de su magnitud para la comuna de Caldera desde 1819 a 1966. (Fuente: Parga, 2012).....	117
Figura 5.2. Frecuencia de tsunamis en función de su magnitud en la ciudad de Caldera. (Fuente: Parga, 2012).....	118
Figura 5.3. Relación entre la magnitud sísmica generadora de tsunamis y su profundidad focal en km, periodo 1819-1966. (Fuente: Parga, 2012).....	118

Figura 5.4. Tiempo de llegada del tren de ondas producto del tsunami de marzo de 2011, al resto del Pacífico. (Fuente: NOAA).....	119
Figura 5.5. Gráfica de Run-Up, diferencia entre la elevación de penetración máxima del tsunami (línea de inundación) y el nivel del mar al momento del tsunami. (Fuente: USGS).....	120
Figura 5.6. Medición de a altura del mar a través de testigos oculares (verde), mareógrafos (amarillo) y boyas Dart (celeste) instaladas alrededor del mundo. (NOAA, 2012).....	121
Figura 5.7. Inundación en el sector de Puerto Viejo, la cual dejó 36 casas inutilizadas y más de 120 viviendas afectadas.....	122
Figura 5.8. Amplitudes mínimas y máximas registradas en el nivel del mar, registrado por mareógrafo en la ciudad de Caldera. (Fuente: SHOA).....	123
Figura 5.9. Área de Inundación (en amarillo) del tsunami del 12 de Marzo del 2011 en la localidad de Puerto Viejo. (Fuente: Elaboración Propia)(Anexo12).....	124
Figura 5.10. a) Línea de construcción más cercana a la costa, arrancada por el tsunami b) Vivienda con inundación observada de 1,9 m, correspondiendo a inundación máxima en altura.....	125
Figura 5.11. Vivienda con altura de inundación máxima registrada de 1,9 m (punto rojo). Isolíneas (en verde) de altura de inundación (Fuente: Elaboración propia) (Anexo 13).....	126
Figura 5.12. a. Consecuencia del tsunami. b, c, y d mediciones en terreno del nivel de inundación en las construcciones.....	127
Figura 5.13. a. Habitable. b. Posiblemente habitable, c. No habitable.....	127
Figura 5.14. Plano de inundación para el área de Caldera, basado en el modelamiento numérico COMCOT (SHOA, 2013).....	128
Figura 5.15. Plano de inundación para el área de Calderilla y Bahía Inglesa, basado en el modelamiento numérico COMCOT (SHOA, 2013).....	129
Figura 5.16. Localización de letreros de Tsunami para la ciudad de Caldera. En Rojo se observan los letreros correspondientes a Zona de inundación, en verde se observan aquellos correspondientes a Vía de Evacuación, en celeste se observan los de Zona de seguridad. La línea roja corresponde a la inundación establecida por el SHOA según el tsunami de 1922, Mientras que la línea de color Verde corresponde a la zona de seguridad. (Fuente: Elaboración propia)(Anexo 14).....	131
Figura 5.17. Localización de letreros de Tsunami para el sector de Bahía Inglesa y Calderilla. En Rojo se observan los letreros correspondientes a Zona de inundación, en verde se observan aquellos correspondientes a Vía de Evacuación, en celeste se observan los de Zona de seguridad. La línea roja corresponde a la inundación establecida por el SHOA según el tsunami de 1922, Mientras que la línea de color Verde corresponde a la zona de seguridad. (Fuente: Elaboración propia) (Anexo 15).....	132

ÍNDICE DE TABLAS

	Página
Tabla 1.1. Asentamientos humanos en la comuna de Caldera. (Fuente: INE, 2002).....	4
Tabla 1.2. Evolución de la población de Caldera, 2002 – 2012 (Elaboración Propia; Fuente: INE, 2002; 2012).....	6
Tabla 1.3. Intensidad de la escala de Mercalli Modificada.....	13
Tabla 1.4. Magnitud de la Escala de Richter para sismos entre 2 y 6,9, complementada con la escala magnitud del momento (Mw) (1979).....	14
Tabla 1.5. Principales sismos de magnitud superior a 7,7 ocurridos en Chile desde 1939 a la fecha (Barrientos et al, 2010).....	16
Tabla 1.6. Escala de Grados de Tsunami según Inamura (1949).....	19
Tabla 1.7. Principales tsunamis locales generados por terremotos tsunamigénicos en Chile.....	20
Tabla 2.1. Rangos de Frecuencia y amplitud.....	46
Tabla 4.1. Clasificación de suelos según la disposiciones del NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004).....	73
Tabla 4.2. Clasificación Geotécnica-Amplificación de los materiales geológicos (RISMUR).....	74
Tabla 4.3. Clasificación Geotécnica-Amplificación de los materiales geológicos para las áreas estudiadas.....	75
Tabla 4.4. Amplificación del suelo aproximada para el área de Rodillo.....	77
Tabla 4.5. Amplificación del suelo aproximada para el área de Caldera – Bahía Inglesa.....	77
Tabla 4.6. Amplificación del suelo aproximada para el área de Puerto Viejo.....	78
Tabla 4.7. Valores de frecuencias y amplitudes medidas en las distintas unidades geológicas del sector de Rodillo.....	79
Tabla 4.8. Valores de frecuencias y amplitudes medidas en las distintas unidades geológicas del sector de Bahía Inglesa.....	86
Tabla 4.9. Valores de frecuencias y amplitudes medidas en las distintas unidades geológicas del sector de Loreto - Calderilla.....	92
Tabla 4.10. Valores de frecuencias y amplitudes medidas en las distintas unidades geológicas del sector de Caldera.....	99

Tabla 4.11. Valores de frecuencias y amplitudes medidas en las distintas unidades geológicas del sector de Puerto Viejo..... 109

Tabla 5.1. Tsunamis producidos desde 1819 a 1966, magnitud de los sismos generadores, de los tsunamis generados y el tipo de tsunami según la ubicación de su epicentro..... 116

Tabla 5.2. Magnitud de Frecuencia V/s porcentaje de frecuencia..... 117

CAPITULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 Exposición general del problema, vacío y preguntas de investigación

El terremoto y posterior tsunami ocurrido el pasado 27 de Febrero del 2010, ha recordado a la población la vulnerabilidad sísmica en la cual se encuentra Chile. Esta vulnerabilidad se origina por la dinámica del margen tectónico convergente sobre el cual se localiza, donde la placa oceánica de Nazca se subducta bajo la placa continental Sudamericana (Madariaga, 1998). Este proceso genera eventos sísmicos de diversa naturaleza, promediando en los últimos cinco siglos un terremoto destructor de magnitud superior a 8 cada diez años a lo largo del territorio chileno (Madariaga, 1998). Sin embargo, el riesgo aumenta no sólo por la magnitud de estos sismos, sino por la ubicación geográfica de las zonas pobladas, la que en su mayoría se encuentra localizada en los sectores costeros, situación que adiciona el riesgo de tsunami (Lagos, 2000).

Para el área de estudio, la cual se encuentra comprendida por las zonas más pobladas de la comuna de Caldera, el riesgo de sismos y de tsunamis toma relevancia al momento de considerar el continuo crecimiento urbano y rural de localidades costeras, donde la tendencia a urbanizar zonas muy próximas al mar, se caracteriza por su escasa planificación y ordenamiento objetivo en función de estas amenazas. Este hecho se agudiza considerando que desde el año 1922 no se registra un sismo de alta magnitud (M 8,4) en la región de Atacama, presentándose una brecha sísmica en el segmento que abarca desde Copiapó a La Serena.

Unos de los principales problemas a los cuales se enfrenta la ciudadanía, es la falta de información relacionada a los sismos pasados, la ausencia de información geológica detallada, el escaso monitoreo sísmico y la autoconstrucción en zonas cercanas al mar. En consecuencia, es necesario saber: ¿Cómo afectaría un sismo de similar magnitud al de 1922 (M 8,4) a la creciente urbanización y autoconstrucción actual?, ¿Cómo a su vez afectaría un tsunami asociado a un sismo de alta magnitud?, ¿Qué importancia tiene la geología ante un eventual sismo?, ¿Cuál es la influencia que tiene el suelo en el riesgo sísmico?, ¿El área de estudio está preparada para un sismo de gran envergadura?, ¿Existe la información y señalética adecuada para la población?

1.2 Antecedentes de la ciudad de Caldera

1.2.1 Ubicación y accesos

La comuna de Caldera se ubica en la Región de Atacama, en la Provincia de Copiapó (Fig. 1.1), ubicada a unos 75 km al noroeste de la capital regional, Copiapó. El acceso a la comuna de Caldera, se realiza a través de la Ruta 5 Norte, que une a la ciudad de Copiapó con Chañaral. Para poder acceder al norte del área estudio (Rodillo) se debe seguir por la Ruta 5, 9 km al norte de Caldera. Mientras que el acceso al sur del área estudiada (Puerto Viejo) se debe realizar por la ruta costera C-318 o C-358 desde la Ruta 5 recorriendo 30 km aproximadamente, o recorrer 41 km aproximadamente a través de la ruta C-354 y C-302 desde Caldera.

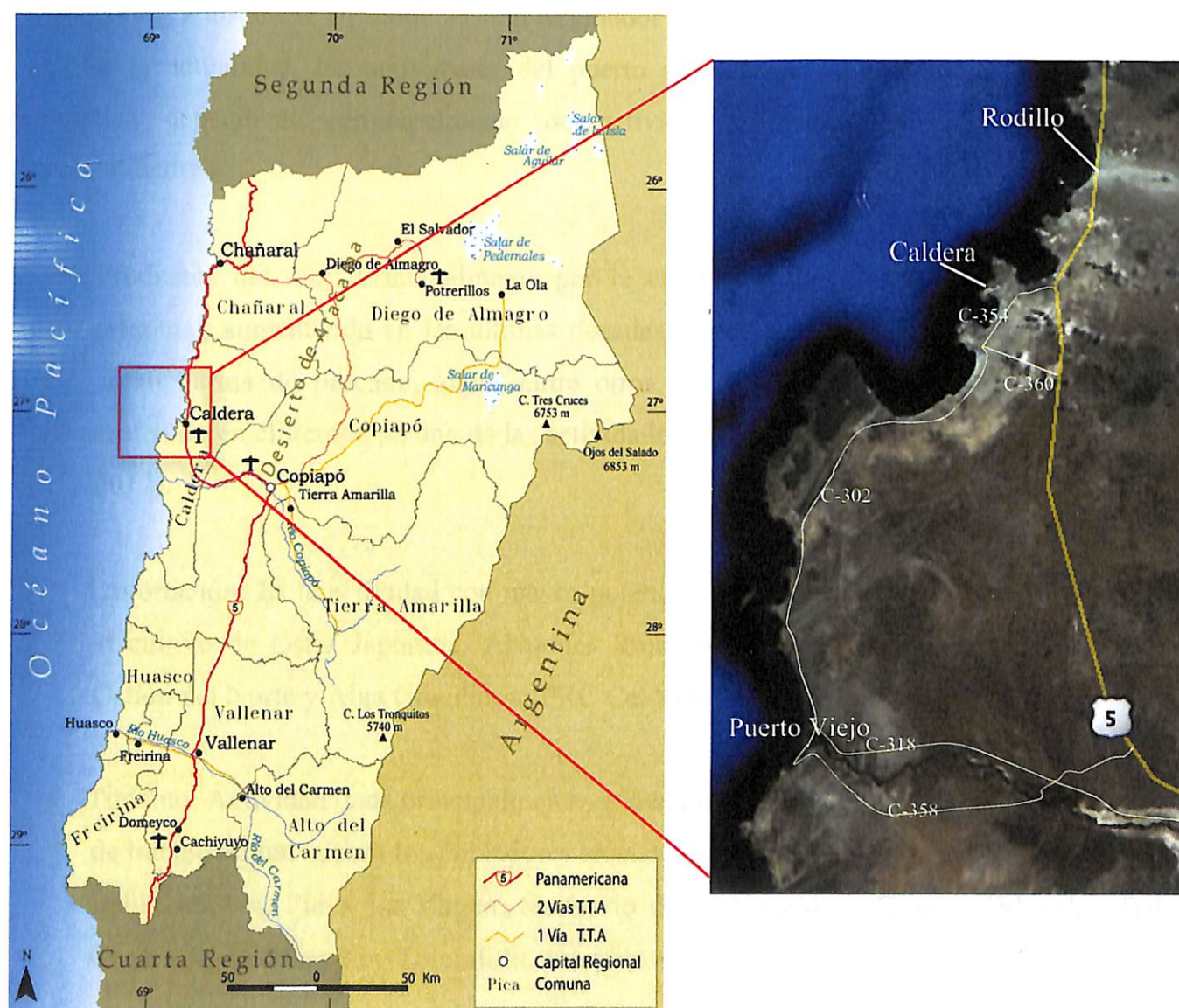


Figura 1.1. Mapa de ubicación y accesos a la ciudad de Caldera. (Extraído de: Biblioteca Congreso Nacional)

1.2.2 Uso territorial

La ciudad de Caldera fue fundada el año 1852, con la necesidad de la creación del puerto del mismo nombre y la construcción del primer ferrocarril chileno, debido a la escasez de un puerto de embarque para la exportación del mineral extraído desde las minas de Chañarcillo y Tres Puntas. Esto dio inicio al transporte constante de pasajeros desde Copiapó a Caldera, dándole no sólo un enfoque minero, sino abriendo las puertas a nuevas áreas laborales, como el turismo, el comercio y la pesca. (Fuente: I. Municipalidad de Caldera)

Históricamente la mayor explosión demográfica de la comuna ocurre durante la década del ochenta, elevando la población a 12 mil habitantes el año 1992 y a casi 14 mil el año 2002, debido a la incorporación de nuevas actividades productivas que atrajeron a empresarios y trabajadores a instalarse en Caldera (Plan Regulador Comunal 2005-2009).

En la actualidad, las actividades del puerto se caracterizan por poseer una estructura económica dependiente principalmente de actividades relacionadas al sector primario, correspondiente a:

- **Productos del mar:** Principalmente por la extracción de productos marinos de forma artesanal, aumentando en las últimas décadas la pesca industrial enfocada en productos como harina de pescado, algas, entre otros, privilegiando el desarrollo sustentable y sostenido en el tiempo de una de las actividades más representativas de la comuna (Parga, 2012).
- **Exportación:** Es la actividad con mayor potencial en la comuna destinada principalmente al cultivo de Ostra Japonesa, Abalones Rojos o Californianos y Verdes o Japoneses, Ostión del Norte y Alga Graciliaria (PRC Caldera, 2010).
- **Turismo:** Actividad dada principalmente en tiempo estival que se manifiesta en una fuente de trabajo atractiva para los pobladores locales. Destacan dentro de los destinos turísticos: Bahía Inglesa, Playa La Virgen, Santuario de la Naturaleza Granito Orbicular, Bahía Cisne, Caleta Obispito y Totoralillo, entre otros.
- **Actividad Portuaria:** Relacionada fuertemente a labores de servicios y transporte de insumos provenientes de la agricultura, acuicultura y minería. El puerto de Caldera posee

la infraestructura necesaria para el arribo y salida tanto de embarcaciones artesanales como industriales. Además del muelle fiscal existen dependencias de privados como el Club de Yates de Caldera, Terminal de Petróleo COPEC, Muelle Punta Padrones (CCMC), entre otros (Parga, 2012).

1.2.3 Evolución de la población

La comuna de Caldera cuenta con una superficie de 4.666,6 km² y una población de 16.150 habitantes, representando el 5,5 % de la población total de la región, y el 8,6 % de la población total a nivel provincial (Censo, 2012). La comuna presenta una distribución concentrada en las distintas localidades litorales (Tabla 1.1), destacándose la ciudad de Caldera como el principal centro urbano a nivel comunal, seguido por las localidades de Bahía Inglesa, Loreto, Puerto Viejo y Rodillo (Fig. 1.2), en los cuales se centraliza la oferta de servicios a nivel comunal, correspondiendo estos a los principales balnearios de la región y a las áreas estudiadas en este trabajo de titulación.

Asentamiento	N° de viviendas	Ubicación
Caldera	5,125	1
Bahía Inglesa	408	2
Loreto	440	3
Puerto Viejo	941	4
Rodillo	154	5
Caleta Barranquilla	104	6
Caleta Los Patos	4	7
Punta Vial	8	8
Aeródromo	3	9
Caserón	3	10
Posada Copec	5	11
Alcantarilla	4	12
Caleta Obispito	17	13
Punta Domínguez	36	14
Punta Tres Cruces	30	15
Piedras Bayas	6	16
Caleta Bajo Blanco	9	17
Caleta Los Médanos	5	18
Las Gaviotas	5	19
Playa de Maldonado	6	20

Tabla 1.1. Asentamientos humanos en la comuna de Caldera. (Fuente: INE, 2002)

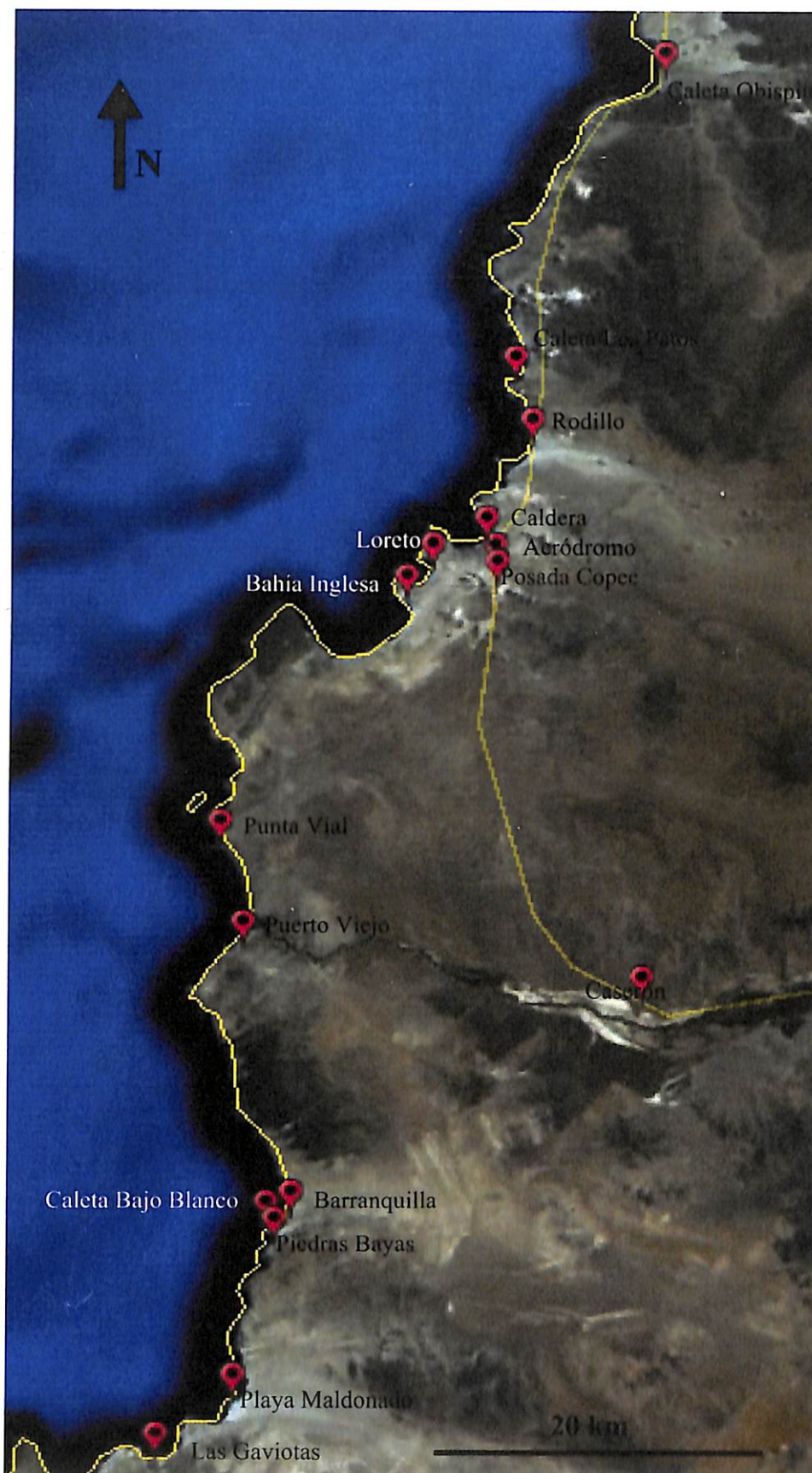


Figura 1.2. Mapa de asentamientos humanos en la ciudad de Caldera. (Imagen: Google Earth)

En la tabla 1.2, se puede observar el crecimiento de la población de la región de Atacama, la provincia de Copiapó y la comuna de Caldera, para el periodo 2002-2012, detectándose variaciones intercensales mayores al 10% en cada uno de ellos. La comuna de Caldera ocupa el mayor crecimiento comunal luego de la comuna de Copiapó para la región de Atacama (INE, 2002; 2012).

Sin embargo, la variación de población para Caldera no muestra un crecimiento elevado a través de los años como lo observado en la comuna de Copiapó (Fig. 1.3), esto demuestra que el aumento de población sólo es observado durante los periodos estivales, correspondiendo está a una población flotante la cual no es considerada al momento de realizar organizaciones territoriales.

Ubicación territorial	2002	2012	Variación Intercensal (%)
Total País	15.116.435	16.634.603	10,04
Región de Atacama	254.336	292.054	14,83
Provincia de Copiapó	155.713	188.232	20,88
Comuna de Caldera	13.734	16.150	17,59

Tabla 1.2. Evolución de la población de Caldera, 2002 – 2012 (Elaboración Propia; Fuente: INE, 2002; 2012).

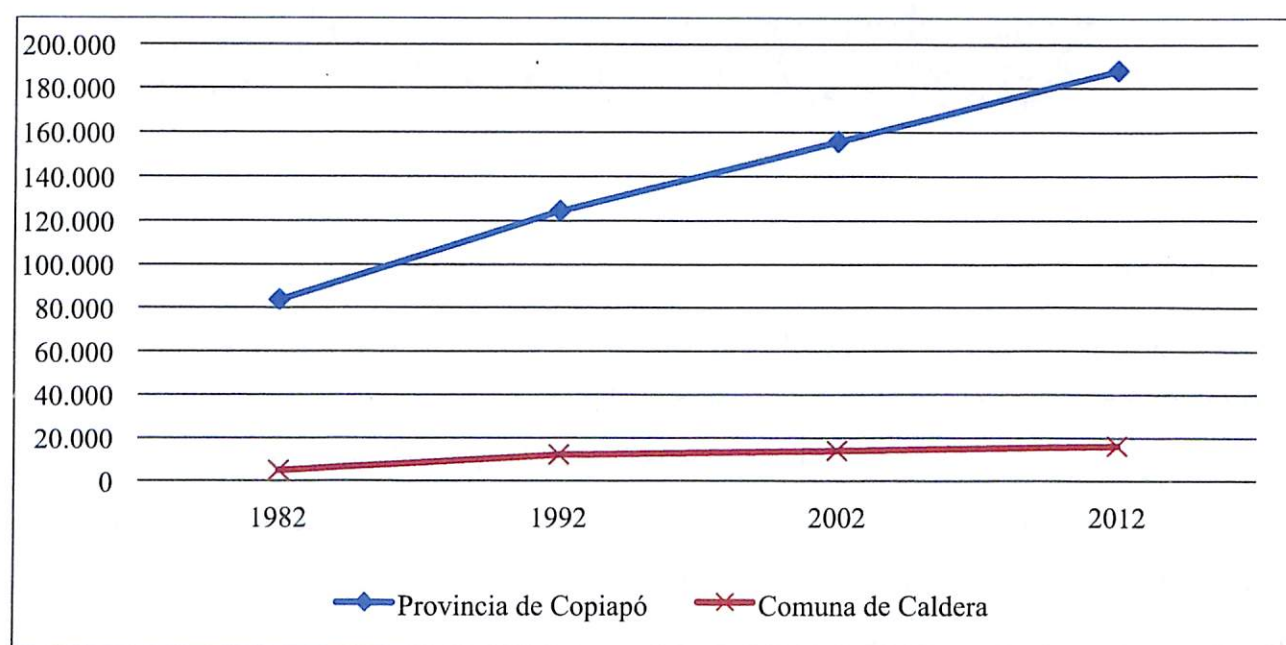


Figura 1.3. Evolución de la Población, Comuna de Caldera v/s Copiapó, 1982-2012. (Fuente: INE, 1982, 1992, 2002, 2012)

1.3 Marco teórico

1.3.1 Actividad sísmica

Un sismo corresponde a la vibración de la Tierra producida por la rápida liberación de la energía elástica almacenada en las rocas, la cual ha sido sometida a grandes esfuerzos. La principal causa de estos sismos es la interacción de 15 placas mayores y de 43 placas menores, rígidas, que conforman la corteza terrestre (Fig. 1.4), las cuales se encuentran en continuo movimiento desplazándose de manera compleja, a una velocidad de 2 a 10 cm por año (Tarbuck et al., 2005). La presión entre ellas, origina su ruptura o movimiento, produciendo un desplazamiento abrupto, efecto que tiene como consecuencia un trastorno local alrededor de la zona de ruptura que se percibe como un movimiento de tierra (Estructuras y geotécnica, PUC, 2006).

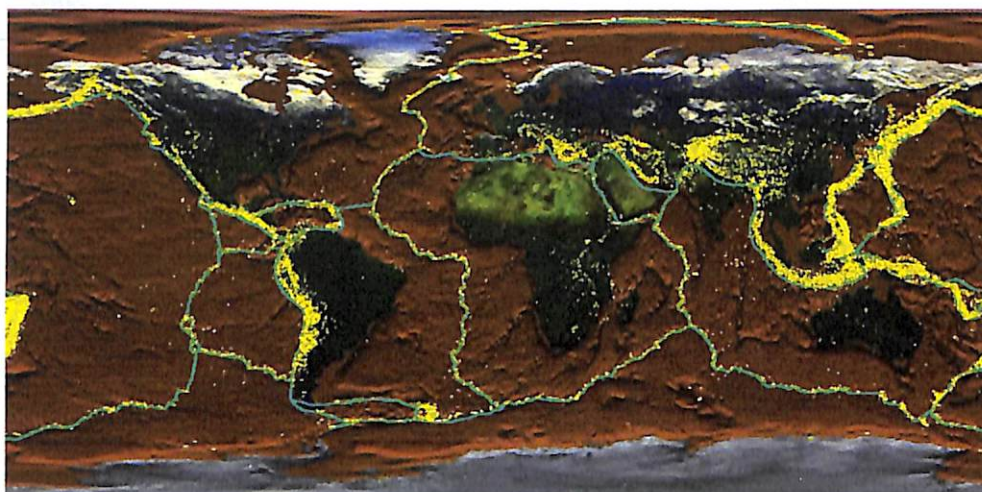


Figura 1.4. Distribución global de placas litosféricas y los principales epicentros de terremotos. (Fuente: Estrada, 2012)

La mayor parte de los terremotos son generados en un estrecho cinturón formado por las Fosas, Dorsales, Fallas Transformantes y a lo largo del borde de las placas, correspondiendo el 80% de la energía sísmica liberada al borde de la placa Pacífica llamada Cinturón Circumpacífico en el cual se encuentra ubicado Chile (Lay y Wallace, 1994).

La actividad sísmica a lo largo del territorio nacional corresponde al contacto sismogénico de la placa de Nazca y Sudamericana (Ruiz y Saragoni, 2005). Ambas se encuentran fuertemente acopladas, siendo reconocida como uno de los casos más extremos de subducción, debido al movimiento relativo de convergencia de placas de 8,4 cm/año. Esta alta velocidad de convergencia permite una rápida acumulación de esfuerzos dando lugar a la alta sismicidad que caracteriza a nuestro país (Ruiz y Saragoni, 2005).

El contacto entre ambas placas corresponde a la fosa marina chilena, la cual se encuentra a unos 100 a 120 km de la costa. Este rasgo marca el inicio de la subducción de la placa marina de Nazca bajo la placa continental Sudamericana según un plano inclinado, conocido como plano de Wadati-Benioff, con una pendiente variable de 15° y 30° a medida que la placa de Nazca se interna bajo el continente. La gran mayoría de los sismos, ya sea grandes o pequeños, están ubicados en este plano de contacto o en su entorno, entre la superficie y los 50 km de profundidad (Barrientos et al., 2010).

Esta zona de subducción se caracteriza por producir 4 tipos de terremotos como se observa en la figura 1.5 (Leyton et al., 2010):

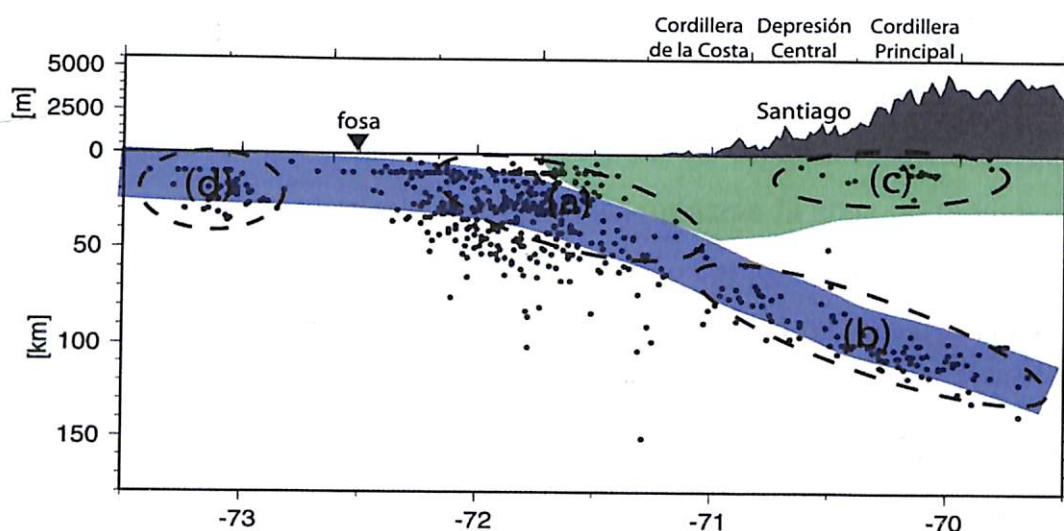


Figura 1.5. Corte de la subducción chilena en el paralelo 33.5°S donde se ha marcado la posición de las placas de Nazca (color azulado) y la placa Sudamericana (color verde). Cada punto marca la posición de un sismo, independiente de su magnitud o fecha de ocurrencia. Se han marcado las principales fuentes sismogénicas en la zona de estudio: (a) interplaca tipo *thrust*, (b) intraplaca de profundidad intermedia, (c) corticales y (d) *outer-rise*. (Leyton et al, 2010)

- a) Sismicidad interplaca tipo *thrust*: producida en el contacto de las placas Sudamericana y Nazca, extendiéndose desde la fosa hasta unos 50 a 60 km de profundidad.
- b) Sismicidad intraplaca de profundidad Intermedia: comprende aquella actividad que ocurre dentro de la placa de Nazca. Se extiende desde los 50 km hasta los 200 km.

c) Sismicidad intraplaca continental o cortical: sismicidad ocurrida en el interior de la placa Sudamericana, principalmente en los sectores precordilleranos y cordilleranos, ubicándose a una profundidad menos de 30 km.

d) Sismicidad intraplaca oceánica: producida por la flexión de la placa de Nazca previa a los subducción. Es caracterizado por generar eventos de magnitud moderada a distancias mayores a 150 km de la costa, por lo que no produce daños significativos. Este último poco frecuente.

La generación de un sismo de gran importancia, siempre irá acompañado de sismos menores, que anteceden o proceden al evento principal a lo largo de un lapso de tiempo, el cual durará días, meses e incluso años. Por lo que se denominará sismos precursores aquellos que antecedan al sismos principal, y réplicas aquellos que sean posteriores (PUC, 2006).

La importancia de los sismos precursores y de las réplicas recaerá, en que estos al ser ubicados en un plano junto al evento principal, determinarán la zona de ruptura o falla que dio origen al conjunto de sismos. Esto indicará que la ruptura entre las placas se producirá como una secuencia o reacción en cadena en el tiempo, hasta que termina de liberarse la energía que se ha acumulado durante años (Estructuras y geotécnica, PUC, 2006).

Otra forma de liberación de energía es aquella denominada, enjambre sísmico. Se entenderá por este concepto, a un gran número de temblores que ocurren en un área determinada durante semanas o meses, en donde no ocurre un terremoto principal, aunque suele aumentar la frecuencia hasta un máximo y luego gradualmente desaparezcan (Lay y Wallace, 1994).

Toda liberación de energía provendrá desde el punto de ruptura denominado foco o hipocentro (Fig. 1.6). Este se define como el punto en el interior de la tierra, en el cual se da inicio a la liberación de energía causada por la ruptura y generación de un sismo, indicando la localización de la fuente sísmica (SGC, 2011).

Mientras que se entenderá como epicentro, como el punto exacto en la superficie que se localiza sobre el hipocentro de un sismo, por lo que es la representación en superficie de la ubicación de la fuente sísmica (SGC, 2011).

La energía liberada desde el hipocentro se propagará en forma de ondas, ya sea a través del interior o de la superficie de la tierra, calificándolas en dos grupos, ondas de cuerpo y ondas superficiales (PUC, 2006).

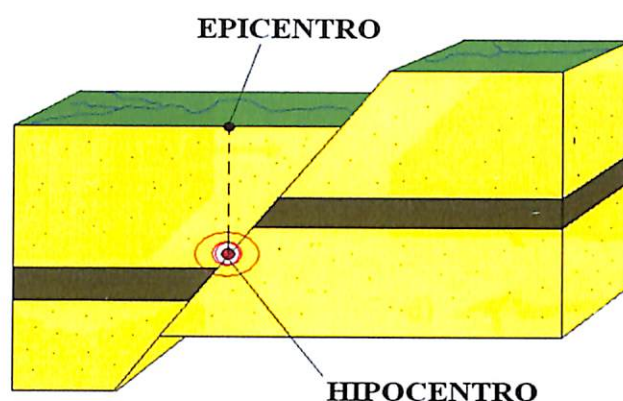


Figura 1.6. Ilustración gráfica del Hipocentro o foco y Epicentro de un sismo. (Fuente: Servicio Geológico de Colombia, SGC)

Las ondas de cuerpo son aquellas que se transmiten a través del volumen de la tierra o en el interior de esta, las cuales se disipan o reducen su intensidad con el cubo de la distancia, aquí encontramos las ondas P y las ondas S (PUC, 2006).

Las ondas P (Fig. 1.7a), también conocidas como ondas primarias, corresponden a ondas longitudinales y compresionales. Estas se comportan alternando la compresión y expansión del suelo en dirección de su propagación (Fig. 1.7b). Generalmente su velocidad es 1,73 veces la de las ondas S y pueden viajar a través de cualquier tipo de material. Sus velocidades variarán dependiendo del medio, en el caso del aire 330 m/s, en el agua 1.450 m/s mientras que en granito alcanza velocidades de 5.000 m/s (Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica (SMIS), 2007).

Las ondas S (Fig. 1.7c) corresponden a ondas transversales, o de corte. Estas hacen que el suelo sea desplazado perpendicularmente a la dirección de propagación (Fig. 1.7d). Esta se diferencia de las ondas P, pues solo pueden propagarse a través de los sólidos, su velocidad es un 40% más baja y tiene una mayor amplitud (SMIS, 2007).

Las ondas superficiales son análogas a las ondas de agua y viajan por la superficie de la Tierra. Estas se desplazan a menor velocidad que las ondas de cuerpo, debido a su baja frecuencia provocan resonancia en edificios con mayor facilidad que las ondas de cuerpo, por esto son las ondas sísmicas más destructivas. Dentro de estas encontramos las ondas Rayleigh y las ondas Love (SMIS, 2007).

Las ondas Rayleigh (Fig. 1.8a y 1.8b) corresponden a ondas superficiales que viajan como ondulaciones u orbitas elípticas orientadas verticalmente a la dirección de la propagación de la onda. Sin embargo cuando las partículas quedan en la cresta de la onda se mueven en el sentido contrario de la propagación de esta (Tarbuck et al., 2005).

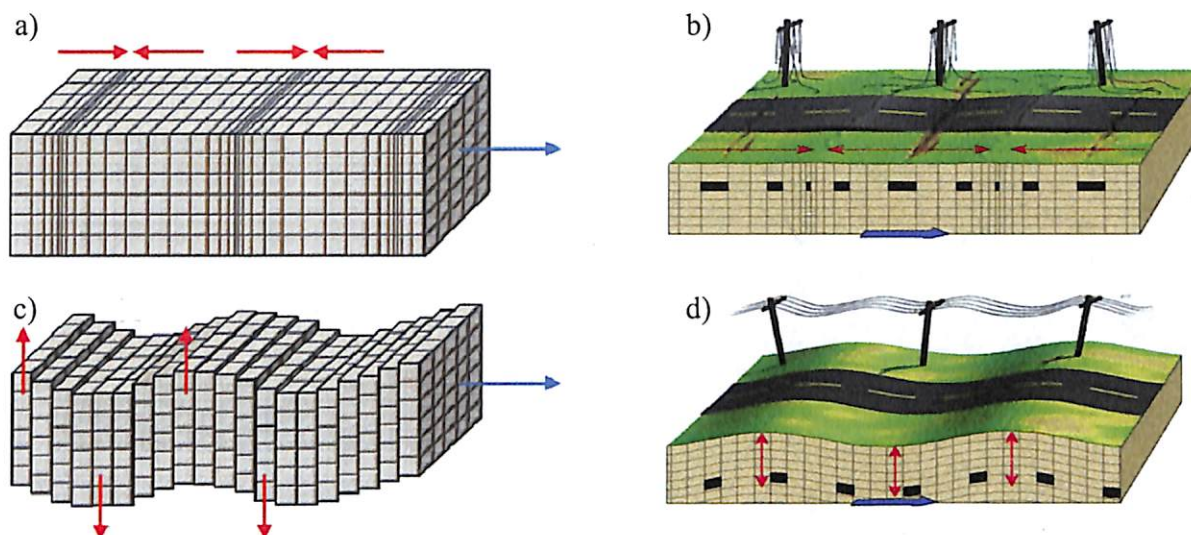


Figura 1.7. a) Onda P, en rojo compresión del suelo y en azul dirección de propagación de esta. b) Respuesta del terreno a la acción de la onda P. c) Onda S, en rojo movimiento vertical del suelo, en azul dirección de propagación de esta. d) Respuesta del suelo a la propagación de la onda S. (Fuente: Tarbuck et al., 2005)

Las ondas Love (Fig. 1.8c y 1.8d) son ondas superficiales de similar movimiento a las ondas S. Estas hacen que el suelo se mueva horizontalmente en dirección perpendicular a la dirección de propagación de esta (PUC, 2006).

En general las ondas superficiales viajan más lento que las ondas de cuerpo y también se disipan más lentamente. De las cuatro nombradas anteriormente, la onda P es la más rápida de todas, mientras que la onda Love la más lenta. En un lugar determinado se percibe la mezcla de estas ondas, de sus reflexiones y refracciones. No obstante, la llegada de la primera onda P y la primera onda S son claramente distinguibles en un registro de aceleraciones. Al conocer las velocidades de propagación de estas ondas se puede determinar la distancia entre el foco y el lugar en que se está registrando el movimiento sísmico (PUC, 2006).

La medición y registro de estas ondas o movimientos sísmicos es realizado a través de 2 escalas internacionalmente conocidas. La primera de estas corresponde a la escala de Mercalli Modificada (Tabla 1.3). Esta establece doce grados en base a la intensidad del sismo. La intensidad es una medida de la severidad del movimiento en un lugar dado, y lo usual es que se exprese en términos del daño provocado por el sismo en las construcciones y la cantidad de perturbaciones en la superficie. Dicha escala proporciona distintas intensidades para un evento sísmico dependiendo de las características locales del lugar en que esté ubicada la construcción, la calidad de la misma y de la distancia a la que se encuentre del foco del sismo producido. Esta medición es subjetiva, puesto que es decidida por una persona en base a daños y efectos

observados después de un sismo. Por ello esta variará en las distintas ciudades en las cuales se haya percibido el sismo, lo cual permitirá construir líneas isosistas o líneas de igual intensidad sísmica (PUC, 2006).

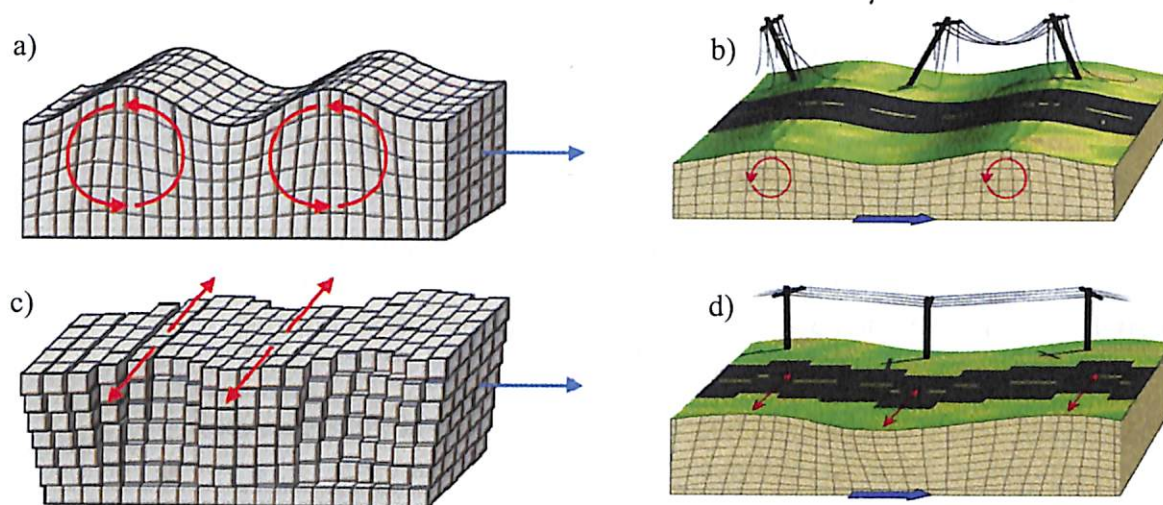


Figura 1.8. a) Onda Rayleigh, en rojo movimiento elíptico de las partículas del suelo y en azul dirección de propagación de la onda. b) Respuesta del terreno a la acción de la onda Rayleigh. c) Onda Love, en rojo movimiento horizontal de las partículas del suelo, en azul dirección de propagación de esta. d) Respuesta del suelo a la propagación de la onda Love. (Fuente: Tarbuck et al., 2005)

La segunda de estas corresponde a la escala de Richter (Tabla 1.4) creada por el sismólogo Charles F. Richter en 1935, también conocida como escala de magnitud local (M_L). Esta corresponde a una escala logarítmica arbitraria que asigna un número para cuantificar la energía que libera un sismo. Esta escala es utilizada para determinar sismos de magnitud entre 2,0 a 6,9 y de 0 a 400 km de profundidad, sin embargo, debido a que esta se saturaba para sismos superiores a 6,9, los sismólogos Thomas Hanks y Hiroo Kanamori (1979) introdujeron la escala simológica magnitud del momento (M_w). Dicha escala logarítmica tiene la ventaja de no saturarse en valores altos, además de coincidir y continuar con los parámetros de la escala de Richter. Por estas razones es la escala más usada para medir sismos superiores a 6,9 actualmente (Hanks y Kanamori, 1979).

Para registrar esta escala sísmica se utiliza un aparato llamado sismógrafo, el cual utiliza el magnetismo y la electrónica para captar, amplificar, filtrar y registrar los movimientos de la tierra. Estos entregan un registro gráfico de las ondas sísmicas llamado, sismograma. Este registro es utilizado para calcular el tiempo de llegada de las ondas sísmicas y sus características, tales como, la amplitud longitud de onda y frecuencia, de las cuales se obtiene la magnitud y duración del movimiento sísmico (Ben-Menahem, 2009).

Intensidad	Descripción
Grado I	Sacudida sentida por muy pocas personas en condiciones ideales.
Grado II	Sacudida sentida sólo por pocas personas en reposo, especialmente en los pisos altos de los edificios.
Grado III	Sacudida sentida sólo por pocas personas en reposo, especialmente en los pisos altos de los edificios.
Grado IV	Sacudida sentida durante el día por muchas personas. Por la noche algunas despiertan. Vibración de vajillas, vidrios de ventanas y puertas; los muros crujen. Los vehículos de motor estacionados se balancean claramente.
Grado V	Sacudida sentida casi por todos; muchos despiertan. Algunas piezas de vajilla y vidrios de ventanas, se rompen; caen objetos inestables. Se observan perturbaciones en los árboles, postes y otros objetos altos. Se detienen de relojes de péndulo.
Grado VI	Sacudida sentida por todos; muchas personas atemorizadas huyen hacia afuera. Algunos muebles pesados cambian de sitio. Daños ligeros.
Grado VII	Advertido por todos. Daños sin importancia en edificios de buen diseño y construcción. Daños ligeros en estructuras ordinarias bien construidas; daños considerables en las débiles o mal planeadas.
Grado VIII	Daños ligeros en estructuras de diseño especialmente bueno; considerable en edificios ordinarios con derrumbe parcial; grande en estructuras débilmente construidas. Caída de pilas de productos en los almacenes de las fábricas, columnas, monumentos y muros. Los muebles pesados se vuelcan. Cambio en el nivel del agua de los pozos. Pérdida de control en las personas que guían vehículos motorizados.
Grado IX	Daño considerable en las estructuras de diseño bueno; las armaduras de las estructuras bien planeadas se desploman; grandes daños en los edificios sólidos, con derrumbe parcial. El terreno se agrieta. Las tuberías subterráneas se rompen.
Grado X	Destrucción de algunas estructuras de madera bien construidas; la mayor parte de las estructuras de mampostería y armaduras se destruyen con todo y cimientos; agrietamientos considerable del terreno. Las vías del ferrocarril se tuercen. Considerables deslizamientos en los márgenes de los ríos y pendientes fuertes.
Grado XI	Casi ninguna estructura de mampostería queda en pie. Puentes destruidos. Anchas grietas en el terreno. Las tuberías subterráneas quedan fuera de servicio. Hundimientos y derrumbes en terreno suave. Gran torsión de vías férreas.
Grado XII	Destrucción total. Ondas visibles sobre el terreno. Perturbaciones de las cotas del nivel (ríos, lagos y mares). Objetos lanzados en el aire hacia arriba.

Tabla 1.3. Intensidad de la escala de Mercalli Modificada (1931).

Magnitud (Mw =Mayores a 6,9°; MI = 2,0° a 6,9°)	Descripción	Efectos de un sismo
Menos de 2,0	Micro	Los microsismos no son perceptibles.
2,0 - 2,9	Menor	Generalmente no son perceptibles.
3,0 - 3,9		Perceptibles a menudo, pero rara vez provocan daños.
4,0 - 4,9	Ligero	Movimiento de objetos en las habitaciones que generan ruidos. Sismo significativo pero con daño poco probable.
5,0 - 5,9	Moderado	Puede causar daños mayores con edificaciones débiles o mal construidas. En edificaciones bien diseñadas los daños son leves.
6,0 - 6,9	Fuerte	Pueden llegar a destruir áreas pobladas, en hasta unos 160 kilómetros a la redonda.
7,0 - 7,9	Mayor	Puede causar serios daños en extensas zonas.
8,0 - 8,9	Gran	Puede causar graves daños en zonas de varios cientos kilómetros.
9,0 - 9,9		Devastadores en zonas de varios miles de Kilómetros.
10,0+	Épico	Nunca registrado; ver tabla de más abajo para el equivalente de energía sísmica.

Tabla 1.4. Magnitud de la Escala de Richter para sismos entre 2 y 6,9, complementada con la escala magnitud del momento (Mw) (1979).

En general, los sismos interplaca a lo largo de la zona de Wadati-Benioff son los más comunes, cuyos valores de magnitud pueden alcanzar los 8,0 a 8,8 en la escala de Richter, estos se ubican en la porción más superficial de la subducción a unos 15 km hasta los 50 km de profundidad (Barrientos et al., 2010). Esta fuente sísmica es importante desde el punto de vista del peligro sísmico, debido a que es capaz de generar sismos de gran magnitud con hipocentros poco profundos (Barrientos et al., 2010). Los sismos de este tipo, con magnitudes del orden de 8,0 o mayores, ocurridos en Chile en los últimos 150 años comprenden a los terremotos de Arica (1868), Iquique (1877), Antofagasta (1995), Atacama (1922), Illapel-Combarbalá (1943), Valparaíso (1906 y 1985), Talca (1928), Chillán (1939) y Valdivia (1960) (Barrientos et al., 2010). Las únicas excepciones las constituyen los terremotos al interior de Tarapacá (2005), Calama (1950) y Chillán (1939), los tres del tipo intraplaca tensional de profundidad intermedia. La gran magnitud que pueden alcanzar los sismos se debe al mayor acoplamiento interplaca que prevalece en esta parte del plano de Wadati-Benioff. Más hacia el Este, a profundidades mayores de 50 km, las condiciones de presión y temperatura acentúan las características de plasticidad del material rocoso, impidiendo la acumulación de tensiones a lo largo del Plano de Wadati-Benioff

para la generación de terremotos de magnitudes mayores que 7,0 – 8,0. La magnitud máxima en esta segunda fuente generalmente no sobrepasa en Chile magnitudes de 7,5, salvo los tres terremotos mencionados anteriormente (Barrientos et al., 2010).

En la figura 1.9 se muestra las áreas de ruptura de los principales terremotos chilenos entre 1868 y 1995. Los tamaños de las elipses son proporcionales a las zonas de ruptura. Se debe tener en cuenta que la ubicación de los epicentros y dimensiones de la fuente de sismos previos a 1900 no tienen gran precisión. La magnitud de estos eventos se ha determinado considerando la extensión del área afectada y los daños producidos, en comparación con sismos recientes registrados instrumentalmente (Barrientos et al., 2010). Mientras que la tabla 1.5 muestra los sismos más importantes ocurridos desde 1939 a la fecha con magnitudes mayores a 7,7 para el país, exceptuando el área de estudio.

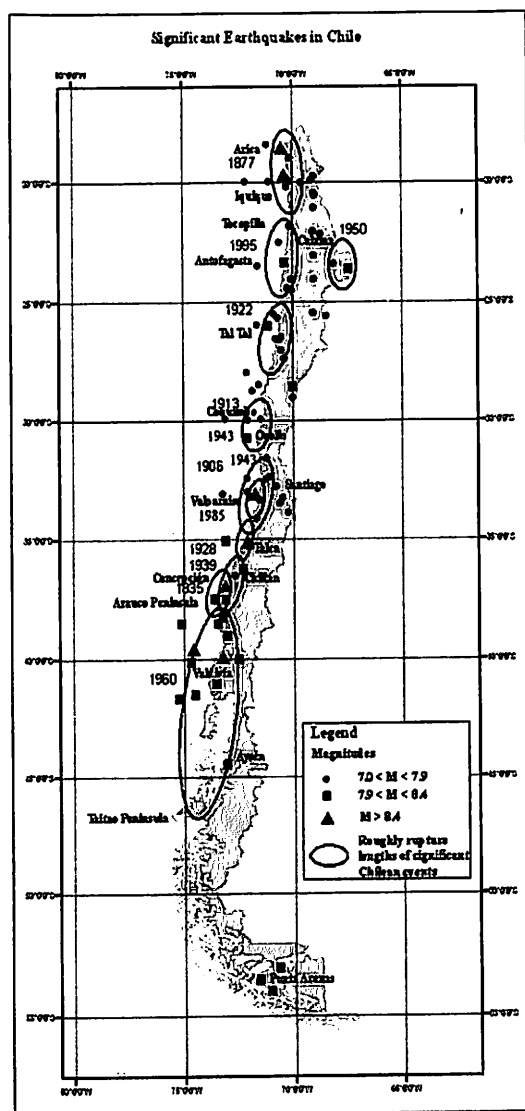


Figura 1.9. Principales terremotos en Chile. Los símbolos indican los rangos de magnitud y las elipses el largo aproximado de las áreas de ruptura. (Cecioni y Pineda, 2010)

Fecha	Magnitud	Epicentro	Profundidad
24 Enero 1939	8	Chillán	Entre 80 y 100 km
22 Mayo 1960	9,5	Valdivia	33 km
3 Marzo 1985	8	Valparaíso	-
30 Julio 1995	8	Antofagasta	-
13 Junio 2005	7,8	Pozo Almonte (Tarapacá)	114,9 km
14 Noviembre 2007	7,7	María Elena (Antofagasta)	47,7 km
27 Febrero 2010	8,8	Concepción	30,1 km

Tabla 1.5. Principales sismos de magnitud superior a 7,7 ocurridos en Chile desde 1939 a la fecha (Barrientos et al, 2010).

1.3.2 Actividad Asociada a tsunamis

Un tsunami corresponde a un fenómeno periódico que ocurre en el mar, generado por un disturbio externo el cual origina un tren de ondas largas, con un período que va desde varios minutos a una hora. Este se propaga a gran velocidad en todas direcciones desde la zona de origen, pudiendo alcanzar alturas de grandes proporciones al llegar a la costa e inundaciones de varios kilómetros (Lagos y Cisternas, 2008).

Los tsunamis se clasifican según el lugar de arribo a la costa y el tiempo de viaje desde su lugar de origen en (SHOA):

- **Tsunamis locales:** cuyos focos generadores se localizan cercanos a la línea de costa. Este tipo de tsunami es el responsable de generar la mayor cantidad de daños en las costas chilenas.
- **Tsunamis regionales:** el lugar de arribo en la costa no debe estar a más de 1.000 km de distancia de la zona de generación.
- **Tsunamis lejanos o remotos:** el lugar de arribo debe estar en costas extremas-opuestas del Océano Pacífico, a más de 1.000 km de la zona de generación.

Las características físicas de estos están dadas debido a la gran longitud de onda, donde las olas al tocar el fondo son refractadas, ya que la profundidad siempre es inferior a la mitad de la longitud de la onda. En consecuencia, en todo punto del océano, la velocidad de propagación del tsunami dependerá de la profundidad oceánica, de este modo si la profundidad del agua disminuye la velocidad del tsunami decrecerá disminuyendo la longitud de onda y transformando la energía de esta en altura de ola, la cual puede alcanzar varios metros (Fig 1.10), mientras que a altas profundidades la onda del tsunami alcanzará grandes velocidades. La longitud de onda de un tsunami corresponderá al producto entre la velocidad de propagación y el periodo, por lo que sí

existe una gran longitud de onda el desplazamiento de un tsunami a grandes profundidades se manifestará en la superficie oceánica con amplitudes tan solo de unos pocos centímetros (PUC, 2006).

Las ondas de un tsunami mantendrán su amplitud a lo largo de grandes distancias. En el caso de un tsunami de menor proporción estas amplitudes pueden decaer a medida que se propagan por tres razones: al expandirse a lo largo de la superficie del agua, al tener mayores longitudes de ondas que hacen que estas viajen más rápido o debido al amortiguamiento viscoso del agua que hace que la energía sea atenuada, mientras que en el caso de un tsunami grande estos efectos serán mínimos, por lo que la pérdida de atenuación será inversamente relacionada con la longitud de la onda (Buting et al., 2007).

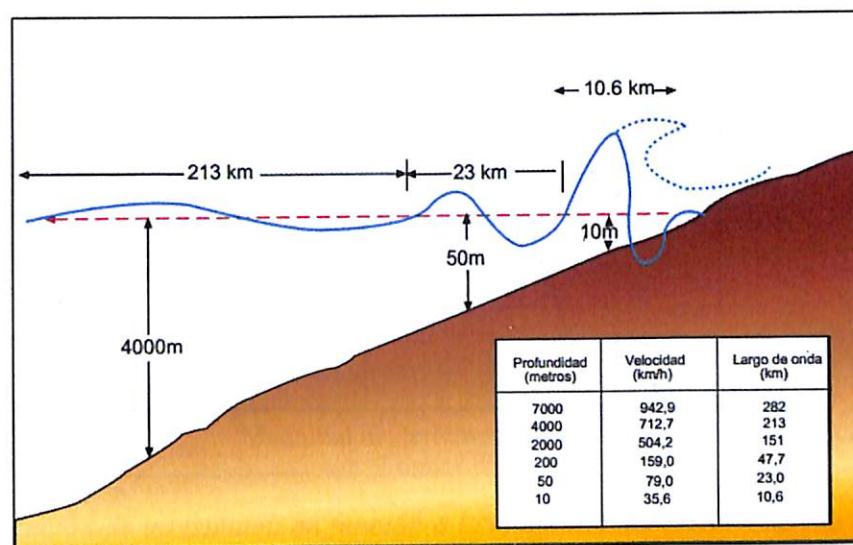


Figura 1.10. La altura de onda de los trenes de olas aumenta a medida que estos toman contacto con la línea de costa, aquí la energía de onda es comprimida en una distancia mucho menor y en una profundidad más somera generando olas altamente destructivas. (Parga, 2012)

La generación de un tsunami depende de distintos procesos geológicos tales como: alteraciones sísmicas del fondo del mar que imparten un movimiento vertical a la masa de agua, avalanchas submarinas producidas en pendientes de grandes fosas marinas, ondas sísmicas de períodos largos que acompañan algunas veces a los grandes terremotos y en menor proporción agentes de menor efectividad como explosiones atómicas, flujos de corrientes de barro o de lava, desprendimiento de glaciares y erupciones volcánicas submarinas (Parga, 2012). De todos los procesos mencionados anteriormente, las alteraciones sísmicas o tectónicas ocasionan el 96% de los tsunamis (Geografía del mar, PUC, 2006). Sin embargo, no sólo es necesario un sismo para

producir un tsunami, se necesitan ciertas condiciones básicas para la generación de estos como: el hipocentro o al menos una fracción mayoritaria del área de ruptura debe estar ubicada bajo el lecho marino a una profundidad menor a 60 km, el hundimiento debe ocurrir al borde de las placas tectónicas generando un movimiento vertical, y la liberación de energía suficiente por un cierto lapso de tiempo, la cual debe ser transmitida eficientemente (SHOA, 1999). Si no se cumplen estos parámetros, es poco probable que los terremotos de hipocentros poco profundos y de magnitudes inferiores a 6,4 en la escala de Richter generen un tsunami (Fig. 1.11). Mientras que aquellos sismos con magnitudes superiores a 7,5 pueden originar tsunamis de alto riesgo sin estas condiciones (PUC, 2006).

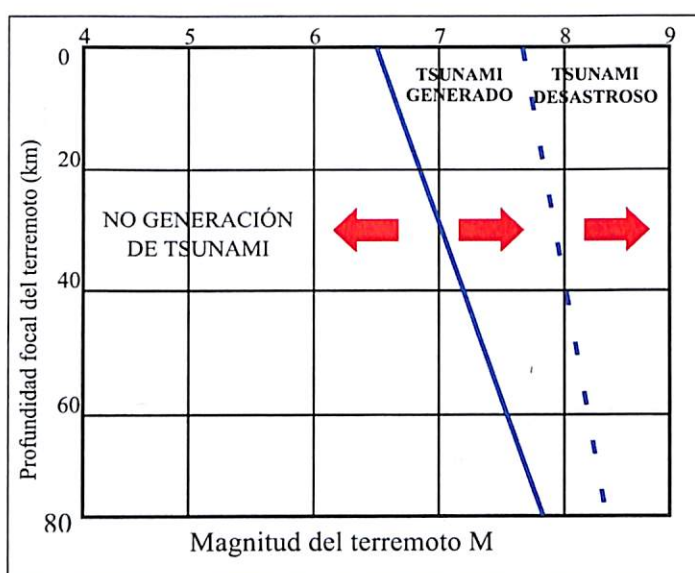


Figura 1.11. Generación de un tsunami en función a la magnitud del terremoto y la profundidad del foco. (Parga, 2012)

Los tsunamis se diferencian de otros peligros sísmicos en el hecho de que pueden causar daños en áreas que se encuentran a miles de kilómetros, del lugar en donde se originó la perturbación del fondo marino que dio origen a las ondas tsunamigénicas. La intensidad de los efectos de un tsunami en áreas costeras, dependerá de una serie de factores físicos y de la existencia o no de emplazamientos humanos (Geografía del mar, PUC, 2006):

- Magnitud del fenómeno que lo induce.
- Influencia de la topografía submarina en la propagación del tsunami. Pendientes escalonadas harán que la onda de tsunami disipe la energía de la ola, mientras que pendientes suaves permitirán que la energía del tsunami sea transmitida en su totalidad, incrementando el poder destructivo del mismo.

- Distancia a la costa desde el punto donde ocurrió el fenómeno (epicentro).
- Configuración de la línea de costa.
- Influencia de la orientación del eje de una bahía respecto al epicentro (característica direccionales)
- Presencia o ausencia de corales o rompeolas, y el estado del mar al tiempo de la llegada del tsunami.
- Influencia de la topografía, incluye pendientes y grado de rugosidad derivado de construcciones, árboles y otros obstáculos en tierra. En el caso de pendientes relativamente fuertes la extensión de la zona inundada no es significativa, mientras que pendientes planas permitirán la penetración del mar varios kilómetros tierra adentro (PUC, 2006).

De este modo y en función a esto Inamura (1949) propone una escala en función de la altura de la ola y los daños que estas producen en áreas costeras. De este modo, el grado de un tsunami m o magnitud es clasificado de acuerdo a lo estipulado (Tabla 1.6) (PUC, 2006).

Grado tsunami (m)	Altura de la ola (m)	Cota máxima de inundación r (m)	Descripción de los daños
0	1 - 2	1 - 1,5	No produce daños
1	2 - 5	2 - 3	Casas inundadas y botes destruidos son arrastrados
2	5 - 10	4 - 6	Hombres, barcos y casa son barridos
3	10 - 20	8 - 12	Daños extendidos a lo largo de 400 km de la costa
4	> 30	16 - 24	Daños extendidos sobre más de 500 km a lo largo de la línea costera

Tabla 1.6. Escala de Grados de Tsunami según Inamura (1949).

Chile debido a su posición geográfica en la cuenca del Pacífico suroriental, queda incluido dentro de países que con cierta frecuencia reciben los efectos de ondas de tsunamis. Desde el año 1966 el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA) ha sido responsable por el monitoreo tanto sísmico como del nivel del mar, ante el evalúo de un posible tsunami, como también el responsable del envío de las alertas y alarmas. Actualmente la información de los tsunamis lejanos o regionales es proporcionada por el Pacific Tsunami Warning System (PTWS) al SHOA, los cuales envían la alerta. Mientras que para los tsunamis cercanos o locales, no existe

instrumentación viable para la detección de terremotos tsunamigénicos en tiempo real, ya que el único instrumento que el SHOA posee (Bolla Dart), sólo es útil para la zona que comprende Arica y Antofagasta (Cecioni y Pineda, 2010).

A pesar de la falta de instrumentación, a lo largo de la historia se han recopilado la ocurrencia de grandes tsunamis en nuestras costas, con los cuales se ha podido estimar las dimensiones reales de tales eventos. A continuación se presenta una recopilación de los tsunamis más importantes para Chile (Tabla 1.7) (Cecioni y Pineda, 2010):

Fecha	Magnitud	Epicentro	Profundidad
28 Octubre 1562	8 a 8,5	Penco	-
8 Febrero 1570	8 a 8,5	Concepción	-
24 Noviembre 1604	8,7	Al sur del Perú y al norte de Chile	-
15 Marzo 1657	8	Concepción	-
8 Julio 1730	8,7	Área central del país	-
25 Mayo 1751	8,5	Concepción	-
20 Febrero 1835	8,3	Concepción	-
13 Agosto 1868	8,8	Al sur del Perú y al norte de Chile	-
9 Mayo 1877	8,8	Área norte del país	-
22 Mayo 1960	9,5	Valdivia	33 km
30 Julio 1995	8	Antofagasta	-
27 Febrero 2010	8,8	Concepción	30,1 km

Tabla 1.7. Principales tsunamis locales generados por terremotos tsunamigénicos en Chile.

1.3.3 Actividad sísmica y de tsunami regional

En el área de la provincia de Copiapó, la subducción involucra un rápido movimiento de aproximadamente 8,4 cm/año, con ángulos de subducción que varían desde de 30° a una geometría casi sub-horizontal (Comte et al., 2002).

El registro sísmico que presentó la red sismológica mundial desde 1960, observado en la figura 1.12, demuestra que la región de estudio ha experimentado una intensa actividad sísmica, ubicada principalmente entre la fosa y la línea de costa (Comte et al., 2002).

Estudios regionales de grandes sismos ($M_s > 6,0$) a lo largo de la costa chilena, han revelado un claro patrón de fallamiento normal y de empuje, en donde los eventos tensionales con direcciones de extensión paralela a la dirección de la placa que buza, ocurren dentro de la losa subducente y de bajo de la interfaz de la placa (Malgrange et al., 1981; Malgrange y Madariaga, 1983). Esta observación también fue hecha por Comte et al (1994a) usando el registro

de microsismos fiables en las zonas de Antofagasta e Iquique, en el norte de Chile, mientras que Dmowska y Lovison (1988) presentan a la región de Copiapó como un ejemplo de un modelo de transferencia de stress de mediano plazo de sismica precursora para algunas zonas de subducción acoplada.

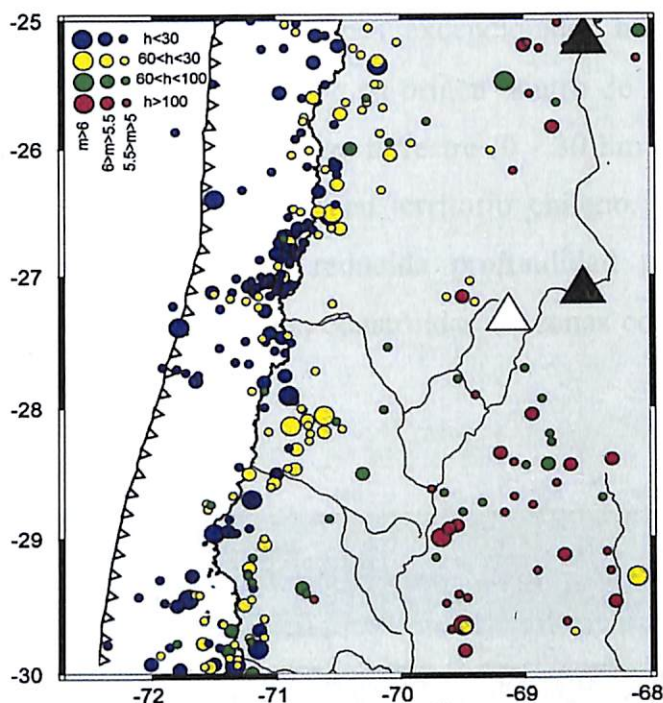


Figura 1.12. Distribución epicentral de los sismos con magnitudes mayores a 5,0 registradas a distancias telesísmicas, reportadas por el Centro Internacional Sismológico (ISC) entre 1964 y 1995. El tamaño de cada círculo es proporcional con la magnitud (m) de los sismos y su color es muestra la diferencia de profundidad donde a ocurrido el sismo.

En la figura 1.13 se observa la fosa y las líneas proyectadas en la superficie correspondientes a las profundidades de eventos a lo ancho de la zona de Wadati-Benioff, que se observan en el panel superior, evidenciando la profundización de los eventos hacia el Este. También se puede apreciar aquellos eventos distribuidos con profundidades de foco menores que 50 km y en el rango 80 a 130 km. Para esta figura se utilizó el intervalo de tiempo comprendido entre el año 1973 y el 2010, debido a que las coordenadas epicentrales son de mayor calidad que aquellas de principios de siglo (Barrientos et al., 2010).

Además en la figura 1.13 se aprecia la existencia de sismos de poca profundidad (0-50 km) al interior del continente, que representan sismos intraplaca por encontrarse dentro de la placa Sudamericana, claramente encima del plano de Wadati Benioff. En los últimos años se han detectado varios sismos superficiales de mediana magnitud en el antearco, mientras que en la

región de estudio los sismos superficiales sólo han sido reconocidos en los últimos años, desconociéndose la relación magnitud-frecuencia (Barrientos et al., 2010).

Adicionalmente la figura 1.13 y 1.14 muestran sismos de poca profundidad con hipocentros en el interior de la Placa Sudamericana (sismos intraplaca), ubicados bajo la cordillera de Los Andes y en territorio boliviano y argentino, lejos del plano de Wadati-Benioff y con magnitudes en su mayoría no mayores a 6, en ocasiones excepcionales hasta 6,5. Se trata de sismos corticales, es decir, que en su mayoría tienen su origen dentro de la mitad superior de la placa continental, generalmente dentro de la corteza terrestre (0 - 30 km de profundidad). A pesar de que ellos no alcanzan magnitudes mayores en territorio chileno, tienen importancia desde el punto de vista sísmico, por cuanto su reducida profundidad puede situarlos a distancias hipocentrales cortas respecto de estructuras construidas en zonas cordilleranas (Barrientos et al., 2010).

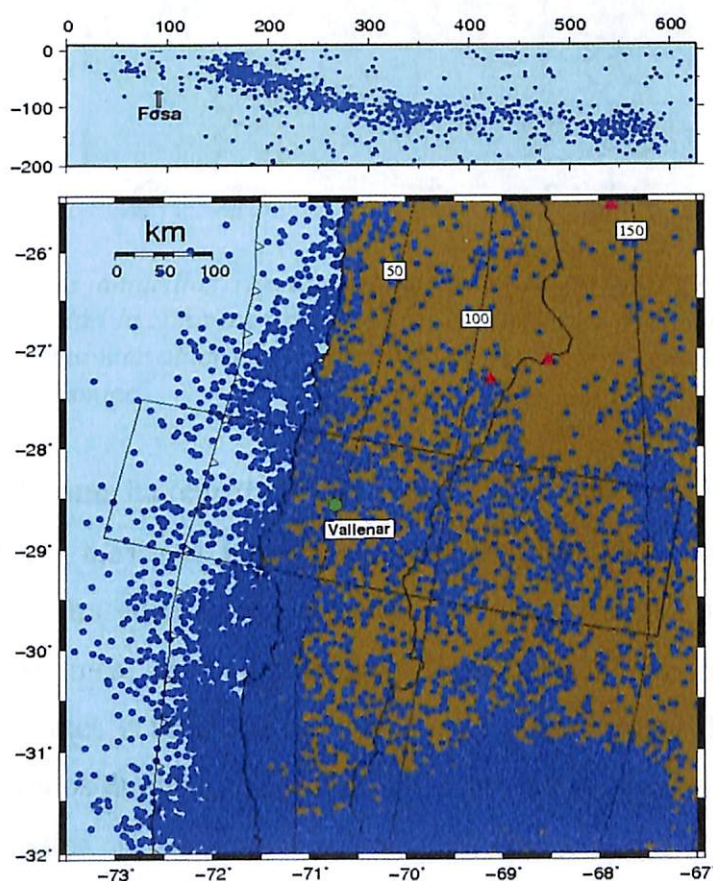


Figura 1.13. Sismicidad (círculos azules) en torno a Vallenar (círculo verde). Las curvas norte-sur que aparecen en el panel inferior corresponden a la fosa, y aquellas que representan la profundidad de los eventos a 50, 100 y 150 km, según Gudmunsson y Sambridge (1998). Aquellos eventos que se encuentran en el rectángulo prácticamente Este-Oeste se presentan en profundidad en el panel superior.

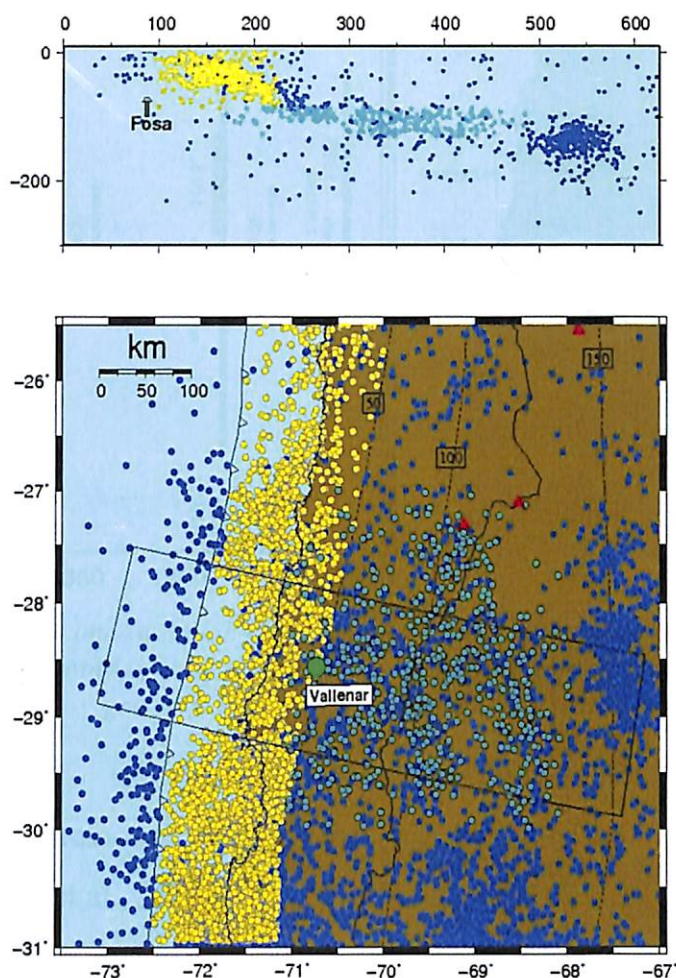


Figura 1.14. Los círculos amarillos representan la zona de los grandes terremotos de subducción, aquellos celestes representan la zona intraplaca en las cercanías de Vallenar (círculo de color verde). A pesar de que hay sismicidad mar afuera de la fosa, ésta es de menor magnitud, de modo que no se incluye en el cálculo del peligro sísmico.

La región de Atacama ha registrado dos eventos históricos con magnitudes $M_s^1 > 8,0$. El 11 de abril de 1819 ($M_s = 8,3$) y el 11 de noviembre de 1922 ($M_s = 8,5$), ambos produjeron un destructivo tsunami. Ocho eventos con magnitud estimada $M_s > 7,5$ han ocurrido durante los últimos 200 años. Además, la región también a registrado actividad asociada a enjambres sísmicos, correspondientes a un claro incremento en la frecuencia de sismos con magnitudes entre 5,0 y 6,0 observados durante julio y agosto de 1973, y al periodo comprendido entre abril y mayo del 2006, los cuales no son asociados a un gran sismo. Todos estos pueden ser observados en la figura 1.15 (Comte et al., 2002).

¹ Escala basada en la amplitud máxima producida por las ondas superficiales Rayleigh.

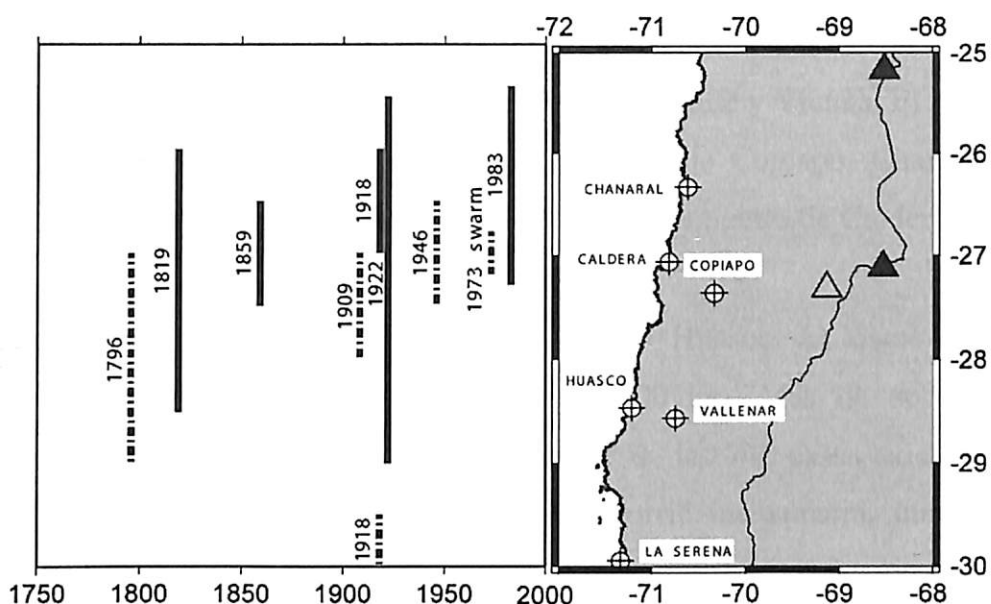


Figura 1.15. Longitud aproximada de las rupturas provocadas por los terremotos históricos en la región de Atacama; Líneas segmentadas son usadas para distinguir aquellos terremotos que no poseen un tsunami asociado. Triángulos grises y negros corresponden a volcanos cuaternarios activos y pasivos respectivamente.

Los principales terremotos de $M > 7,5$ que han afectado a la región se describen a continuación (Barrientos et al., 2010):

30 de marzo de 1796, $M=7,7$. Este evento, destruyó las ciudades de Vallenar, Copiapó, Huasco y Coquimbo. A pesar de la severidad de este evento, no existen registros de algún tsunami asociado.

3 de abril 1819, $M=8,5$. Este evento ocurrió el 3, 4 y 11 de Abril. Este último produjo la destrucción total de Copiapó y el tsunami que destruyó totalmente Caldera el cual se observó en un radio de 800 km.

5 de octubre de 1859, $M=7,5$. Daño severo en la ciudad de Copiapó. Deslizamientos de tierra y casi la totalidad de los edificios de Caldera destruidos. El tsunami asociado produjo severos daños en Caldera.

8 de junio de 1909, $M=7,6$. Fuerte evento que alarmó a la población. Fue percibido en las ciudades de Copiapó, Caldera, Chañaral, Freirina y Vallenar. Se describieron fuertes réplicas, alcanzando 70 eventos sísmicos durante las primeras 24 horas. No hubo tsunami asociado.

20 de mayo y 18 de diciembre de 1918, $M=7,8$. El primer evento se localizó cerca del Valle de Elqui, produciendo movimientos de tierra en La Serena, Ovalle y Vicuña. El segundo de estos fue localizado cerca de Chañaral, destruyendo las ciudades de Copiapó, Chañaral y Caldera. Un tsunami moderado alcanzó una altura de 5 m destruyendo el puerto de Caldera.

10 de noviembre de 1922, $M=8,5$. Epicentro frente a Huasco. El sismo fue percibido entre Antofagasta y Santiago, abarcando un radio de 1.200 km. Más de ochocientas fueron las víctimas, la mayoría de Vallenar (550), donde sólo 7 de las 740 casas existentes no registraron destrozos. Treinta minutos después del terremoto ocurrió un tsunami, inundando los pueblos costeros entre Antofagasta y Coquimbo. En Caldera se registraron olas de 9 m. En Chañaral el mar entró cinco veces en marejadas sucesivas que llegaron hasta un kilómetro tierra adentro, cobrando al menos 17 víctimas. El tsunami además se percibió en Hilo, Hawaii, en San Diego y San Francisco, Estados Unidos.

6 de abril de 1943, $M=8,3$. Deslizamientos en la zona costera y un tsunami menor en Los Vilos. Once personas fallecieron.

El evento sísmico más reciente ocurrido en los últimos años con magnitud superior a 7 ocurrió el 5 de octubre de 1983 ($M_s = 7,4$), cuya área de ruptura es mostrada por la figura 1.16. Este evento rompe nuevamente la zona norte del terremoto de 1922 y se superpone a la zona sur de la ruptura provocada por el terremoto del 28 de diciembre de 1966 de la ciudad de Taltal de $M_s = 7,7$ (Comte et al., 2002). En el caso de enjambres sísmicos, se reportan dos enjambres, durante julio y agosto de 1973 y durante abril y mayo del 2006. La mayoría de estos eventos exhiben fallas inversas o de empuje (*thrust*). En el caso del enjambre de 1973 la profundidad promedio fue de 19 km con magnitudes inferiores a $M_w = 6,0$ (Comte et al., 2002).

A fines de abril del 2006, la zona de estudio presentó una actividad similar a la observada en 1973 (Comte et al., 2006). En las figuras 1.17 y 1.18, se observa la sismicidad ocurrida entre abril y mayo del 2006, registrada por la red sismológica de la Universidad de Chile. En ellas destacan 4 sismos con magnitudes cercanas a $M_w = 6,0$. Todos ellos presentan mecanismos focales casi idénticos asociados a fallamientos inversos de bajo ángulo, característicos de zonas de subducción (Comte et al., 2006). Dicho enjambre se desarrolló en una porción submarina del antearco cuyo espesor es de 15-25 km. Además ocurre al norte de una zona elevada de la

pendiente continental que podría ser la expresión batimétrica de la subducción de un monte submarino (Comte et al., 2006).

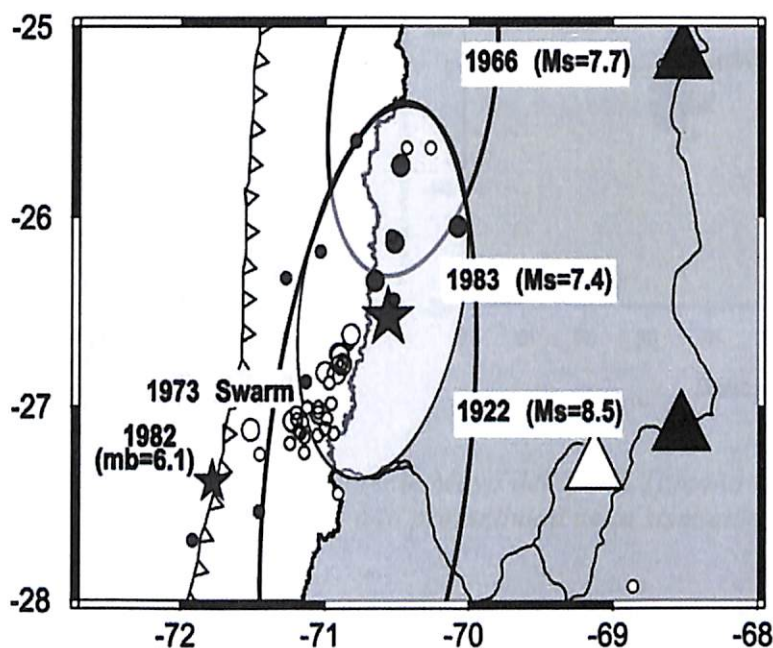


Figura 1.16. Las elipses muestran las áreas de ruptura provocadas por los terremotos de 1922, 1966 y 1983. Se puede observar de igual manera el enjambre sísmico de 1973 representado por círculos y la secuencia de réplicas asociadas al terremoto de 1983 en círculos grises. Los epicentros de los terremotos de 1982 y 1983 están representados por estrellas. Los tamaños de los círculos y estrellas es proporcional a las magnitudes de los terremotos.

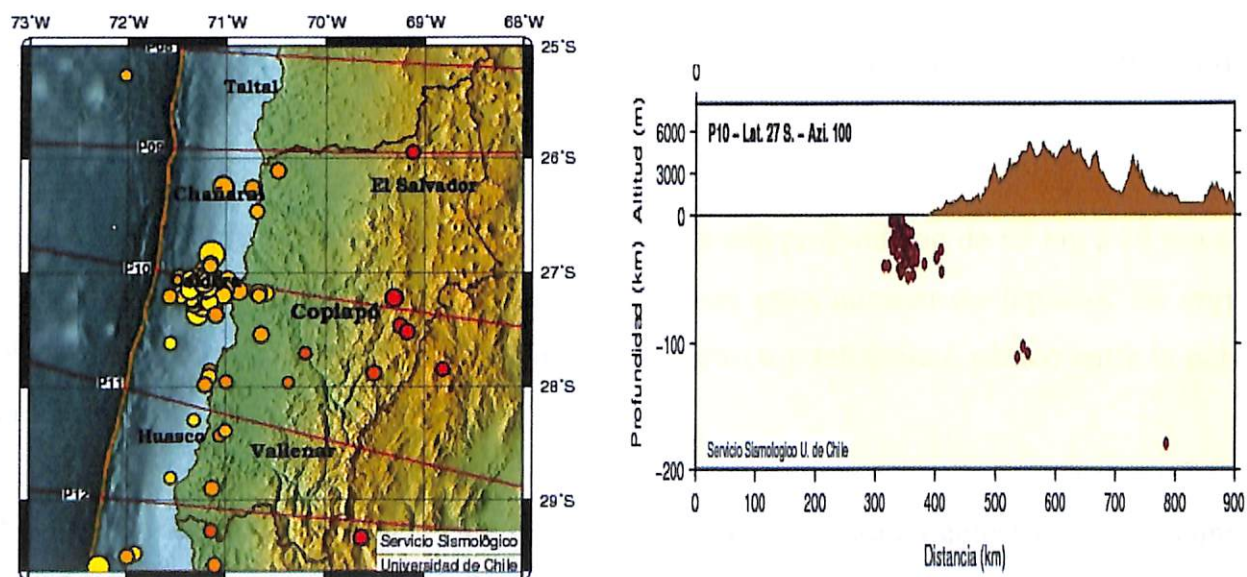


Figura 1.17. a. Sismicidad mensual correspondiente Abril del 2006. Tamaño de los círculos equivalente a magnitud de sismos; b Perfil correspondiente a la profundidad de la sismicidad de Abril del 2006.

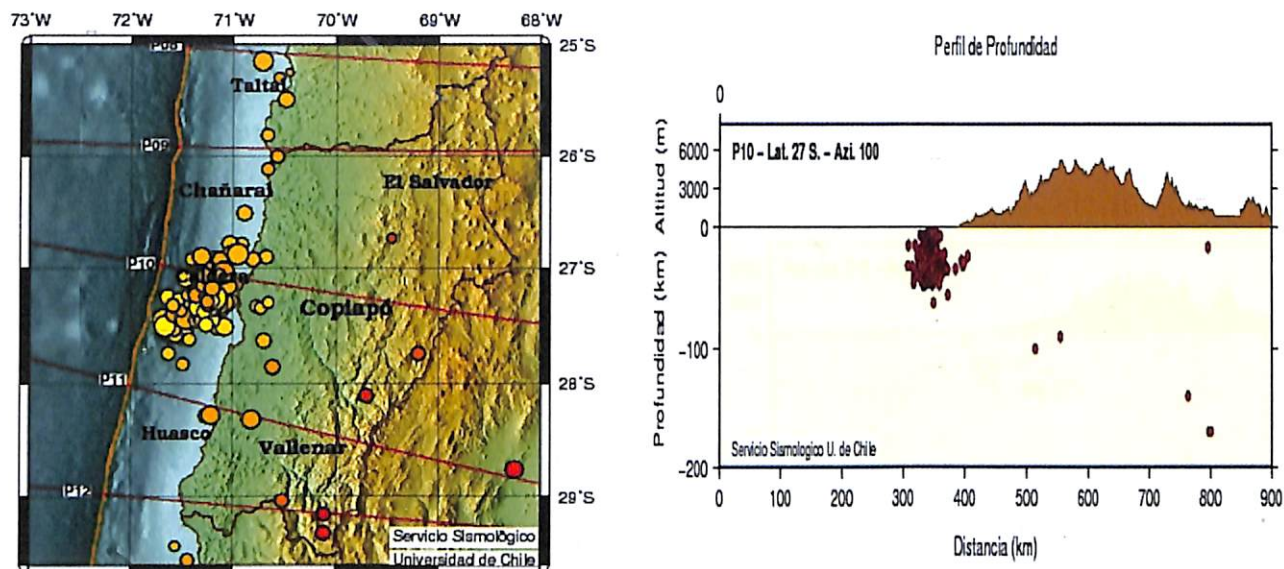


Figura 1.18. a. Sismicidad mensual correspondiente Mayo del 2006. Tamaño de los círculos equivalente a magnitud de sismos; b Perfil correspondiente a la profundidad de la sismicidad de Mayo del 2006.

Una correlación preliminar entre un posible monte submarino y su comportamiento como aspeza induciendo las dos secuencias de enjambres registradas (1973 y 2006), además de haber actuado como mecanismos de freno (blucking) de rupturas de algunos terremotos de subducción (como por ejemplo, 1983). Este tipo de comportamientos ha sido asociado a rasgos tectónicos distintivos en la formación del antearco externo (Comte et al., 2006).

Otros sismos importantes registrados en la región, han sido aquellos registrados desde el año 2000 hasta la fecha. Se distinguen dentro de estos:

18 de abril del 2002, $M=6,9$. El sismo se registró, a una profundidad de 63 km a 29 km al SE de Copiapó (Fig. 1.19). Este sismo fue seguido por un gran número de réplicas. Se registraron derrumbes de casas, interrupción del suministro eléctrico y telefónico, pánico entre la población, pero sin registro de víctimas fatales.

26 de marzo del 2010, $M=6,2$. Este movimiento genera un pánico colectivo tras la conmoción causada por el terremoto del 27 de febrero, especialmente en Copiapó. El epicentro fue localizado en tierra a 57 km al noreste de Vallenar (Fig. 1.20).

30 de enero de 2013, $M=6,8$. Sismo con epicentro a 46 km al NE de Huasco (Fig. 1.21). El fenómeno registró una profundidad de 52 km. El sismo produjo cortes parciales de energía

eléctrica en Copiapó y dificultad en las comunicaciones en toda la región de Atacama.

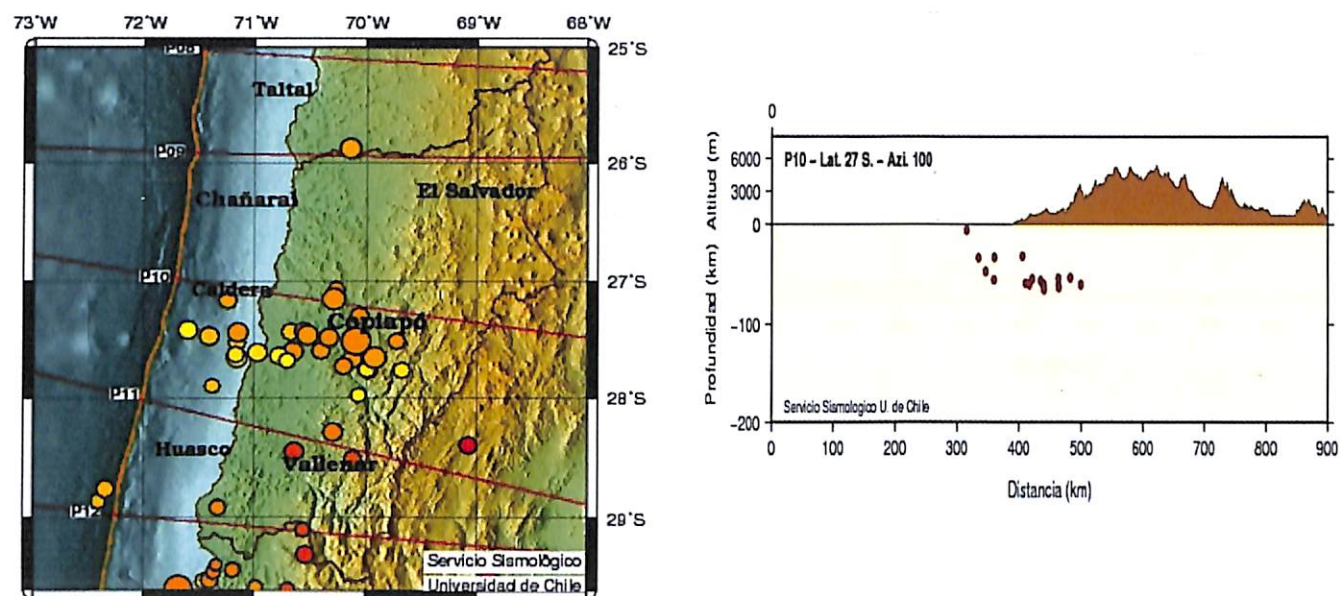


Figura 1.19. a. Sismicidad mensual correspondiente abril del 2002. Tamaño de los círculos equivalente a magnitud de sismos; b Perfil correspondiente a la profundidad de la sismicidad de abril del 2002.

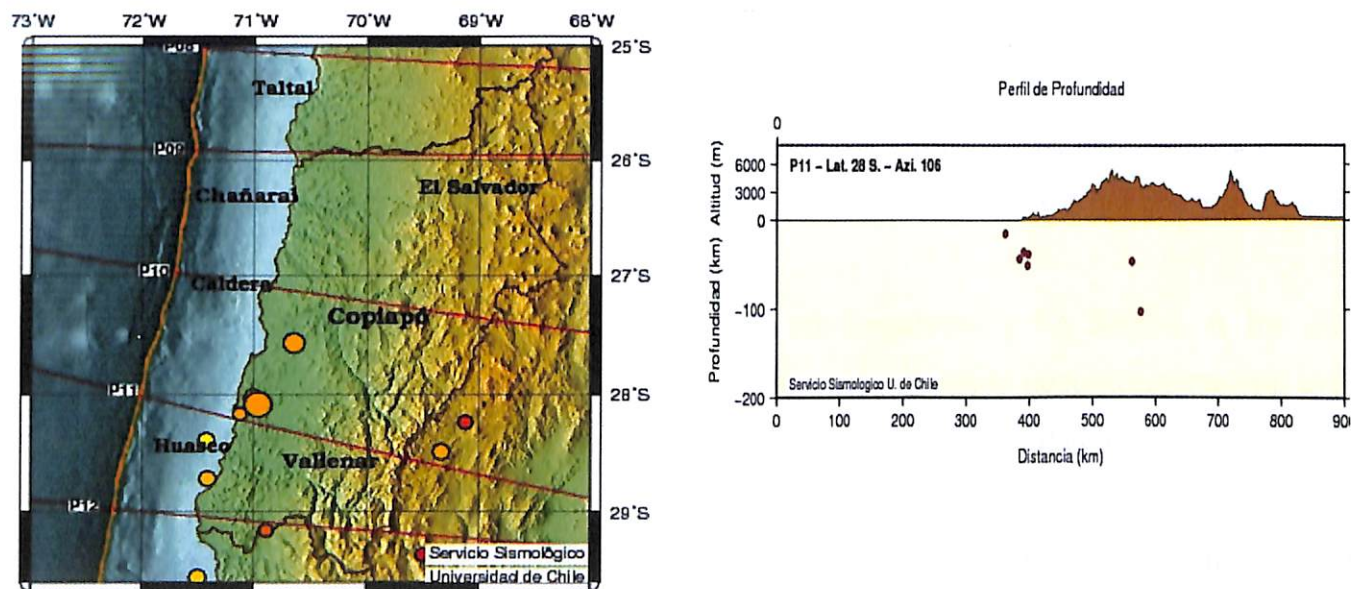


Figura 1.20. a. Sismicidad mensual correspondiente a marzo del 2010. Tamaño de los círculos equivalente a magnitud de sismos; b Perfil correspondiente a la profundidad de la sismicidad de a marzo del 2010.

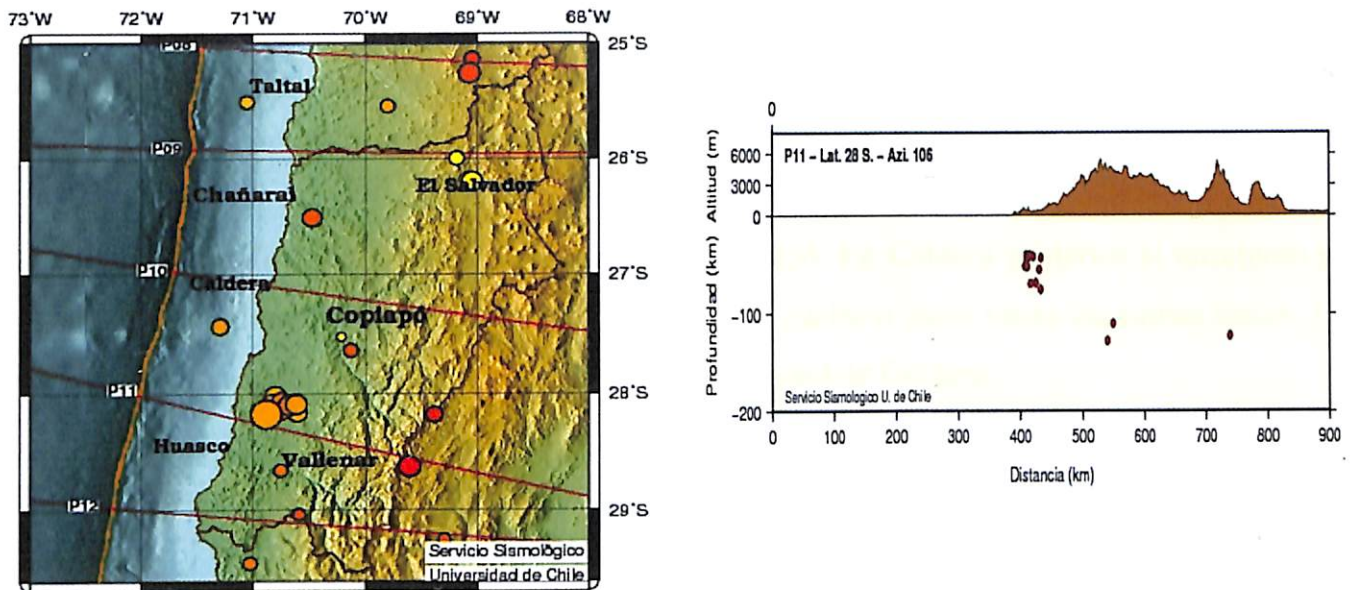


Figura 1.21. a. Sismicidad mensual correspondiente a Enero del 2013. Tamaño de los círculos equivalente a magnitud de sismos; b Perfil correspondiente a la profundidad de la sismicidad de a Enero del 2013.

El Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA) ha detallado la presencia de ocho tsunamis en las costas de Caldera, de diversas magnitudes y efectos territoriales, originados por la actividad sísmica de la zona norte de Chile con magnitudes superiores a $7,0^{\circ}$.

11 de abril de 1819. Gran terremoto que conllevó la generación de un tsunami registrado a lo largo de 800 km de la costa del área afectada. La variación estimada del nivel del mar fue de 4 m.

17 de noviembre de 1849. Terremoto con epicentro en Coquimbo y La Serena. A los diez minutos de ocurridos el evento el mar retrocedió rápidamente retornado posteriormente con gran fuerza y velocidad causando daños de consideración en las costas de la ciudad de Caldera.

05 de octubre de 1859. Un fuerte sismo en Copiapó provocó un tsunami que produjo grandes daños portuarios en la ciudad de Caldera, el nivel del mar descendió alrededor de 6 m y el fondo de la bahía quedó al descubierto en una extensión de más de 150 m desde el nivel de marea baja. La variación estimada del nivel del mar fue de 6 m en la ciudad de Caldera.

09 de mayo de 1877. Terremoto y tsunami catastrófico que afectó a gran parte del norte del país, hubo más de 15 ascensos del nivel del mar generando daños en Arica, Iquique, Cobija, Mejillones, Caldera (ola máxima de 9 m) e inclusive en Japón y Hawaii.

04 de diciembre de 1918. Terremoto ocurrido en Copiapó. En Caldera posterior al terremoto se produjo un recogimiento lento del mar, retornando unas cuatro o cinco veces sin causar daños. La variación estimada del nivel del mar fue de 5 m en la ciudad de Caldera.

10 de noviembre de 1922. Terremoto con un poder destructivo que abarcó desde Copiapó hasta Coquimbo. El tsunami arribó inmediatamente en la zona costera de Huasco y Caldera El primer ascenso en Caldera fue de alrededor de 5 m sobre la marea alta y el más grande se estimó en 7 m sobre la marea alta. El tsunami fue registrado a lo largo de casi toda la cuenca del Océano Pacífico. La variación estimada del nivel del mar fue de 9 m en la ciudad de Chañaral.

19 de abril de 1955. Terremoto con epicentro en Caldera provocó pequeño tsunami con olas de altura máxima de 0,9 m sobre el nivel normal del mar en Coquimbo, Caldera y Tongoy. Se informó de daños en estos tres lugares y 3 muertos.

28 de diciembre de 1966. Terremoto en Taltal que tuvo como consecuencia la generación de un leve tsunami con una amplitud en Antofagasta de 45 centímetros. La variación estimada del nivel del mar fue de 0,8 m en la ciudad de Caldera.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

Evaluar el peligro sísmico y de tsunami de las zonas pobladas de la Comuna de Caldera a través de la microsismicidad del suelo y la delimitación de las zonas inundables.

1.4.2 Objetivos específicos

- Determinar el comportamiento del suelo ante un evento sísmico de gran magnitud.
- Re-evaluar zonas de inundación en los sectores poblados a través de registros de tsunamis anteriores.

CAPITULO II: METODOLOGIA DE TRABAJO

2.1 Generalidades

Las metodologías utilizadas en este trabajo de titulación, están orientadas a obtener las respuestas necesarias frente a un eventual sismo de gran magnitud por medio de las diferentes etapas de gabinete y terreno. Se busca a través de las microvibraciones, del mapeo geológico y los antecedentes de tsunami obtener mapas simplificados de unidades geológicas y de áreas de inundación que permitan anticipar la respuesta sísmica del suelo y la vulnerabilidad sísmica y de tsunami.

2.2 Etapa de Gabinete

La etapa de gabinete corresponde a la recopilación de información previa a la etapa de terreno, esta herramienta está orientada a recabar los antecedentes necesarios del tema abordado, facilitando el trabajo de la etapa siguiente. Esta se divide en dos etapas:

2.2.1 Interpretación de fotografías aéreas

Se trabajó en la interpretación de 10 fotografías aéreas a escala 1: 60.000 de la ciudad de Caldera mediante estereoscopio. Estas imágenes pertenecen al proyecto del vuelo CORFO (SAF 81, 1989), disponibles en el Instituto Geográfico Militar. Esta actividad se llevó a cabo en dependencias del departamento de Geología de la Universidad de Atacama.

2.2.2 Recopilación de antecedentes

Esta etapa comprende la recopilación de todos los antecedentes históricos de la ciudad de Caldera, la cual no sólo abarca información geológica, si no aquella información correspondiente a la historia sísmica, de tsunami y modelos de vulnerabilidad previos, usados tanto en la comuna como en otras ciudades aplicables al área de estudio. La recopilación de antecedentes comprendió:

- Recopilación de imágenes aéreas. Estas permitieron observar la evolución de la población y la urbanización de la comuna de Caldera desde el año 1981 hasta la actualidad, a través de la comparación de imágenes proporcionadas por el software Google Earth. Finalmente se obtuvo un mapa geológico fotointerpretado preliminar, en la cual se delimitó las distintas unidades geológicas, estructurales y geomorfológicas del área de estudio.

- Obtención de *papers* de autores que trabajaron en la zona de estudio. Permitted establecer y conocer la geología estructural, la evolución geológica, sísmica y de tsunami que se ha investigado para la comuna Caldera y la Región de Atacama.
- A través de un acuerdo de colaboración con la Ilustre Municipalidad de Caldera, se obtuvo información topográfica y documentos de acción del comité de Emergencia ante posibles catástrofes.

2.3 Etapa de Terreno

La etapa de terreno fue realizada entre los días 23 mayo y 1 junio, 3 y 7 de septiembre, 12 y 13 septiembre, 16 y 19 octubre, 23 y 29 de octubre del 2012 y 17 y 19 de diciembre del 2012. Durante estos días se realizaron los siguientes estudios y procedimientos.

2.3.1 Mapeo Geológico

Se realizó un mapeo geológico del sector de Caldera a escala 1:10.000, y de los sectores de Rodillo y Puerto Viejo a escala 1:5.000. El mapeo de cada sector fue realizado privilegiando principalmente las áreas pobladas, con ayuda de la interpretación de fotografías aéreas, imágenes satelitales y la carta geológica de Caldera (Godoy et al., 2003) escala 1:100.000.

2.3.2 Recopilación de datos en terreno

La recopilación de datos en terreno consistió principalmente:

- En la obtención de información a través del contacto directo con la gente, tanto del tsunami ocurrido el 11 de marzo del 2011, como también terremotos o tsunamis ocurridos en años anteriores.
- En el caso de la geología local, se obtuvo información a través de sondajes o calicatas realizadas por construcciones privadas. En este caso se encontró información de calicatas hechas en un camping ubicado al inicio de playa Las Machas.
- También se recopiló información de alerta ante tsunamis, como la verificación de letreros de zona de inundación, vías de evacuación, zona segura y puntos de encuentro, correspondientes a la Ilustre Municipalidad de Caldera como también al Gobierno Regional.

- Además la Ilustre Municipalidad de Caldera proporcionó los planos reguladores de la ciudad.

2.3.3 Localización y verificación de señalética de evacuación de tsunami

Consistió en la revisión de 82 carteles de evacuación ante un tsunami proporcionados por la Ilustre Municipalidad de Caldera y el Gobierno Regional. Estos se encuentran distribuidos de la siguiente manera: 17 letreros de zona de inundación por riesgo de tsunami, 46 carteles de vía de evacuación de tsunami y 19 carteles de zona segura.

Esta revisión se realizó con la ayuda de un mapa entregado por el Departamento de Emergencia y Protección Civil, donde se verificó la existencia de dicha señalética en los lugares indicados, verificando la correspondencia del letrero indicado en el mapa.

2.3.4 Microvibraciones del suelo

Las mediciones de microvibraciones han sido extensivamente utilizadas en la estimación de la frecuencia fundamental del suelo, principalmente en el estudio de microzonificación de grandes ciudades. Una de las técnicas más utilizadas por su simplicidad y economía, consisten en calcular la razón espectral entre las componentes horizontales y la vertical (H/V), conocida como la técnica de Nakamura (Soto et al., 2010).

El estudio de los microtemblores se inició a mediados del siglo pasado, cuando diversos autores propusieron el uso de estas mediciones para estimar las propiedades del subsuelo. El uso de los microtemblores posee 2 principales ramas: mediciones en arreglos de 2D y uso de 1 sola estación; de la primera de ellas usualmente es posible obtener curvas de dispersión (Aki, 1957; 1965), mientras que la segunda estima la frecuencia fundamental del suelo (Nakamura, 1989; 2000). El presente estudio se centra en las limitaciones y capacidades que presentan las mediciones con una sola estación (Soto et al., 2010).

Desde el trabajo inicial de Kanai (1957) dirigido a la estimación de la amplificación del suelo usando microtemblores, muchos autores han trabajado para obtener las características del sitio que permitan estimar la amplificación de manera rápida y económica. El supuesto inicial fue que el espectro de los microtemblores podría ser considerado como ruido blanco, en el rango de frecuencia de interés (de 0,1 a 10 Hz), por lo que cualquier amplificación observada en el espectro se debía al suelo. Sin embargo Udwadia y Trifunac (1973) notaron que el espectro de los microtemblores variaba durante el día, reflejando no sólo el suelo, sino también la fuente que los

produce (la actividad humana). Fue entonces cuando Nogoshi y Igarachi (1970; 1971) propusieron tomar la razón espectral entre la componente horizontal y la vertical (H/V) de manera de remover el efecto de la fuente. Este Concepto ha sido popularizado por Nakamura (1989; 1996; 2000), transformándose en pieza fundamental en los estudios de microzonificación sísmica de grandes ciudades (Soto et al., 2010).

Sin embargo, existen autores que han mostrado limitaciones de la técnica H/V, principalmente por las complejidades de las condiciones geológicas del subsuelo (Chávez-García et al., 2007; Bonnefoy-Claudet et al., 2008a). Por otro lado, Ruiz y Leyton (2010) han mostrado similitudes en el comportamiento del suelo observado en registros de acelerogramas de campo cercano y los resultados de microvibraciones, lo que permite estimar el comportamiento del suelo durante un sismo, sólo con mediciones de microtemblores.

Método de Nakamura

El método de Nakamura propone estimar el período fundamental y el factor de amplificación de un suelo a partir de mediciones de vibraciones verticales y horizontales en superficie (H/V), utilizando las vibraciones asociadas a ruido ambiental o micro-temblores (Verdugo et al., 2005).

Cabe señalar que los suelos están generalmente expuestos a vibraciones inducidas por fuerzas naturales, como mareas y viento, y a fuerzas antropogénicas provenientes de fábricas, automóviles, trenes, etc. Estas fuentes generadoras de vibraciones pueden considerarse como la suma de factores que producen una sollicitación dinámica aleatoria, lo cual permite que un suelo tienda a vibrar preponderantemente de acuerdo a su periodo fundamental (Verdugo et al., 2005).

El método propuesto por Nakamura (1989) supone que los ruidos de los microtemblores están compuestos por un cuerpo principal de ondas y por ondas superficiales Rayleigh. Este método permite eliminar el efecto de las ondas Rayleigh, las cuales se consideran como perturbaciones superficiales.

Los microtemblores en la base rocosa son similares horizontal y verticalmente. Estos microtemblores son amplificados a través de las capas de suelo blando que yacen sobre el substrato rocoso, los cuales son amplificados horizontalmente por multireflexiones de la onda S, en tanto que los microtemblores verticales lo hacen por multireflexiones de la onda P (Alfaro et al., 1999).

El efecto superficial de la onda Rayleigh aparece resaltando el movimiento vertical. De esta forma, la magnitud de su efecto será identificada por la relación entre el movimiento vertical en superficie y el movimiento vertical en el afloramiento rocoso. Normalmente, el efecto de esta onda será cercano a cero cuando la relación es aproximadamente la unidad. Sin embargo, cuando la relación aumenta, el efecto de las ondas Rayleigh puede volverse crítico, por lo que Nakamura pretende eliminar este efecto. (Alfaro et al., 1999).

Para poder explicar cómo se elimina este efecto, se extrajo desde el trabajo de Alfaro et al., (1999) la explicación matemática de la transferencia de estratos.

Generalmente la función de transferencia S_T de estratos superficiales se define de la siguiente forma:

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (3.1)$$

donde S_{HS} y S_{HB} son los espectros de amplitud de Fourier de las componentes horizontales del movimiento en la superficie y el incidente entre el basamento rocoso y las capas superficiales, respectivamente (Alfaro et al., 1999).

Sin embargo, el espectro de la componente horizontal en la superficie, S_{HS} , está afectado por el ruido artificial que se propaga principalmente como ondas de Rayleigh. El efecto de las ondas Rayleigh debe ser incluido en el espectro de la componente vertical del movimiento en la superficie S_{VS} , pero no en el espectro de la componente vertical del movimiento en el basamento S_{VB} (Alfaro et al., 1999).

Nakamura asume que el movimiento vertical no se amplifica por las capas superficiales, por lo que representa el efecto de la onda Rayleigh en el movimiento vertical donde:

$$E_S = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (3.2)$$

Si no hay onda Rayleigh, $E_S = 1$. Si se aumenta el efecto Rayleigh, E_S se hace mayor que la unidad.

Es importante destacar que la onda Rayleigh es igual para las componentes vertical y horizontal, por lo que se considera que S_T/E_S es una función de transferencia S_{TT} más fiable, después de eliminar el efecto de las ondas Rayleigh.

Si:

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_S} \quad (3.3)$$

$$S_{TT} = \frac{R_S}{R_B} \quad (3.4)$$

Donde:

$$R_S = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \quad (3.5)$$

$$R_B = \frac{S_{HB}}{S_{VB}} \quad (3.6)$$

R_S Y R_B se obtienen dividiendo el espectro horizontal con el espectro vertical, para los microtemblores en superficie y en el basamento. R_B será cercano a uno para un rango amplio de frecuencias en registros obtenidos en afloramientos rocosos, por lo que la propagación en el basamento será la misma en todas direcciones (Alfaro et al., 1999).

y por lo tanto

$$R_S \cong 1$$

$$S_{TT} \cong R_S$$

Esto significa que la función de transferencia en capas superficiales se estima sólo a través del movimiento en superficie, es decir, que las características del movimiento horizontal serán retenidas por el movimiento vertical en superficie en el substrato. Pero R_S se vuelve más o menos 1 en el rango de frecuencias donde la onda Rayleigh prevalece, y esto no es notorio en la función de transferencia estimada.

Se asume que R_S incluye dicho efecto, por lo que se elimina el efecto de la onda Rayleigh. Sin embargo, es importante recordar que la exactitud de la estimación decaerá cuando exista un ruido que coincida con la frecuencia predominante de la función de transferencia estimada (Alfaro et al., 1999).

R_B puede tener las características de un punto dado sólo si está libre del efecto de las ondas de Rayleigh. Consecuentemente una S_{TT} más fiable puede estimarse multiplicando por $1/R_B$ como un término de compensación cuando se suministra la información del basamento (Alfaro et al., 1999).

Sin lugar a dudas la ventaja más importante del método de Nakamura es la facilidad de la realización de las mediciones y del procedimiento de estas, lo cual se traduce en bajos costos. Nakamura estima una función de transferencia aproximada para los suelos sedimentarios, lo que permite identificar los diferentes tipos de material a través del período predominante y a la amplitud observada del microtemblor (Alfaro et al., 1999).

Otra ventaja importante es que las mediciones podrán ser realizadas a través de acelerómetros o velocímetros, sólo si los ruidos ambientales son de cierta consideración, como es el caso de grandes ciudades (Alfaro et al., 1999). Es importante mencionar que las mediciones y resultados son independientes de la hora del día en que se realicen, o lo que es lo mismo del nivel de ruido ambiental existente (Alfaro et al., 1999).

Otra ventaja de este método es que no es necesario descartar análisis donde intervalos de registro han sido perturbados por el paso de automóviles, peatones u otros objetos ya que las amplitudes en las ventanas de intervalos tienden a ser constantes, por lo que es fácilmente reconocible aquellos disturbios no relacionados al movimiento natural del suelo (Alfaro et al., 1999).

Sin embargo, el método presenta ciertas desventajas, como por ejemplo, que sólo permitirá obtener la función de transferencia aproximada del suelo en los períodos predominantes y en las amplificaciones asociadas., y la presencia de vacíos teóricos, como han observado Konno y Ohmachi (1998), indicando que en ciertos casos el método funciona y en otros no. Para esto, dichos autores han indicado que en la técnica de la razón espectral (H/V) se deberá analizar los picos como también los valles de la relación H/V (Alfaro et al., 1999).

Adquisición de Datos

La adquisición de datos de microsismicidad se realizó mediante un instrumento llamado geófono portátil de marca GeoSIG modelo GVB 316 (operación manual) de periodo corto y tres componentes de 4,5 Hz, como se observa en la figura 2.1. Este geófono mide las amplitudes de las oscilaciones de las microvibraciones del suelo.

Para esto posee un sensor de velocidad interno (geófono de 4,5 Hz), con 1 componente vertical y 2 componentes horizontales (Norte-Sur y Este-Oeste), con respuesta confiable de hasta 1 Hz, el cual a sido usado exitosamente en este tipo de estudios (Ruiz y Leyton, 2010). Posee memoria de datos estándar de 16 Mbyte, sistema de diagnóstico interno y en línea, herramienta de análisis dedicado y una batería interna de 12 V.

El registro de actividad de microsismicidad se realizó en los siguientes sectores: Puerto Viejo, Bahía Inglesa, Calderilla, Loreto, Caldera y Rodillo, principalmente en las zonas urbanas, como en alrededores.



Figura 2.1. Geófono GBV-316 portátil. (Fuente: Servicio Sismológico de Chile).

Para la medición de datos de microsismicidad se debe contar con los siguientes requisitos (Barajas, 2008):

- i. El macizo rocoso se debe encontrar aflorando para evitar efectos de amplificación provocada por los sedimentos no consolidados.
- ii. Se debe instalar el instrumento en un sitio alejado de fuentes de ruido antropogénico y ambiental como: carreteras, terrenos utilizados para el cultivo, ganadería y/o árboles.
- iii. Debe encontrarse lejos de fuentes que interfieran con el buen funcionamiento del aparato como son: líneas de alta tensión, antenas de comunicación, etc.
- iv. Finalmente se necesita instalar el instrumento en lugares seguros, para evitar problemas físicos de la estación como: robos, destrucción parcial o total, entre otros.

Una vez establecido el lugar adecuado para la instalación del geófono portátil, se necesita realizar los siguientes pasos antes de realizar cualquier medición:

- i. Buscar una superficie totalmente plana para el instrumento, cuidando que ninguno de los extremos del aparato quede separado del suelo o desnivelado.
- ii. La superficie de contacto debe cumplir con ciertos requisitos como: suelo con algún grado medio o alto de compactación. Puede ser sobre losas de hormigón o asfalto.

No se debe instalar el geófono en suelos blandos o sueltos, muy húmedos o sobre pasto ya que estos en ocasiones pueden distorsionar la medición.

- iii. El instrumento debe ubicarse a una distancia apropiada de fuentes antropogénicas que puedan alterar la señal, como vehículos o peatones (± 10 m).
- iv. El sensor GVB-316 debe estar localizado norte-sur (Fig. 2.2), con la cara de sus conectores apuntando hacia el sur. Esto debido a que la señal captada consta de una componente vertical y dos componentes horizontales orientados norte-sur y este-oeste.
- v. Se debe registrar las coordenadas geográficas de lugar donde se registrará el evento.



Figura 2.2. Instalación del geófono con orientación norte-sur y conexión al laptop.

Sólo una vez que el instrumento se encuentre instalado de manera correcta, se realizará la medición de la siguiente manera:

- i. Se enciende el sensor GVB-316 el cual debe estar conectado previamente al cable rs232.
- ii. Cuando el instrumento muestre en su pantalla el número de eventos guardados anteriormente, se conecta el instrumento a la computadora portátil a través de la entrada USB, la cual debe tener instalado previamente el Software Geodas.

- iii. A continuación se abre el Software Geodas y se selecciona la estación de trabajo que debe ser creada, en este caso ATACA.
- iv. Para grabar los eventos, se debe ir a la configuración del software a través del botón “*Instrument Setup*”, el cual permitirá a través de la ventana administradora (Fig. 2.3) realizar los pasos finales para comenzar a grabar los eventos.

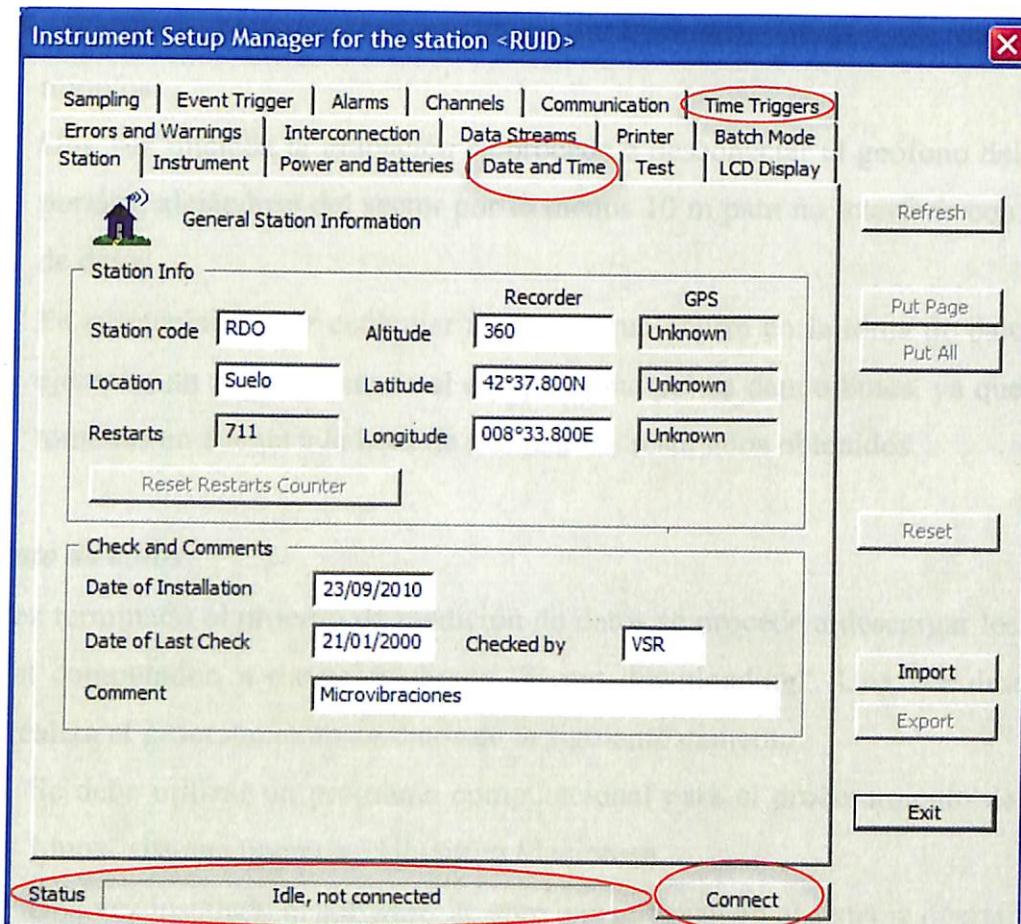


Figura 2.3. Ventana administradora *Instrument Setup*, la cual permite sincronizar el instrumento con el software Geodas y grabar los eventos.

- v. En la parte inferior de la figura 2.3 se observa el status: “*Idle, Not Conected*”, el cual indica que el geófono aún no se encuentra conectado, para poder conectarlo se presiona el botón de la zona inferior “*Conect*”. Una vez cambiado el status a: “*normal operation*” significa que el equipo se a conectado correctamente al software.
- vi. Posteriormente se procede a sincronizar el día y la hora del software con el geófono a través del botón superior “*Date and time*” (Fig. 2.3).

- vii. Una vez sincronizado estos datos, se realizará la medición del evento a través de la opción superior izquierda "*Time Triggers*" (Fig. 2.3), en donde se indicará la fecha y el horario en la cual se quiere que inicie la grabación de los datos en terreno.
- viii. Cuando la hora introducida al software para grabar el evento coincida con la hora del geófono se dará inicio a la grabación. Esto será confirmado a través del cambio de la barra de estatus la cual indicará "*Recording an event*".
- ix. Es importante indicar que la duración de grabación de cada evento es de 15 minutos.
- x. Una vez iniciada la grabación se procede a desconectar el geófono del computador portátil, alejándose del sector por lo menos 10 m para no interferir con la grabación de datos.
- xi. Es sustancial anotar cualquier anomalía que ocurra en la toma de datos, como por ejemplo, un peatón cercano al equipo o una pelota dando botes, ya que deberán ser tomados en cuenta a la hora de analizar los resultados obtenidos.

Procesamiento de datos

Una vez terminado el proceso de medición de datos se procede a descargar los datos desde el geófono al computador, a través del botón "Event downloading". Una vez descargados los archivos se realiza el procesamiento de datos de la siguiente manera:

- i. Se debe utilizar un programa computacional para el procesamiento de la señal, en Linux, sistema operativo Ubuntu o Macintosh.
- ii. Una vez instalado el software, se abre una terminal en el sistema operativo indicado.
- iii. En la terminal se busca la dirección del archivo que se desea procesar.
- iv. Una vez encontrado el archivo se procede a escribir el comando: ***hvr nombredelarchivo.swf 60 +S 1 2 3***, este comando consta de:
 - La sigla Hvr, la cual corresponde a la palabra clave para el procesamiento de la señal.
 - Se debe tener el nombre de archivo en formato .Swf, único formato reconocido por el software.
 - 60 corresponde al tamaño de la ventana temporal en segundos.
 - +S, corresponde a la desviación estándar.

- 1 2 3, es el orden de las tres dimensiones de la señal; 1. Vertical (V); 2. Horizontal H1; 3. Horizontal H2.
- v. Lo que realiza el comando mencionado anteriormente es calcular la transformada de Fourier a cada componente del registro de vibraciones ambientales para obtener un sólo espectro de frecuencia para toda la función, dicho espectro es la superposición de ondas de varias frecuencia, lo cual corresponde a una medida de la distribución de amplitudes de cada frecuencia, para posteriormente realizar la razón espectral de H/V, que consiste en el cociente de los componentes horizontales sobre la vertical: $H1/V$, $H2/V$ (Fig. 2.4)
 - vi. Luego de generar las trazas $H1/V$ y $H2/V$, se procede a crear un gráfico donde aparezcan ambas trazas como líneas punteadas, y el promedio de estas como línea continua.
 - vii. Finalmente se genera un archivo PDF o JPG, con el resultado de la gráfica H/V, el cual muestra las frecuencias predominantes a partir de las mediciones tomadas en terreno.

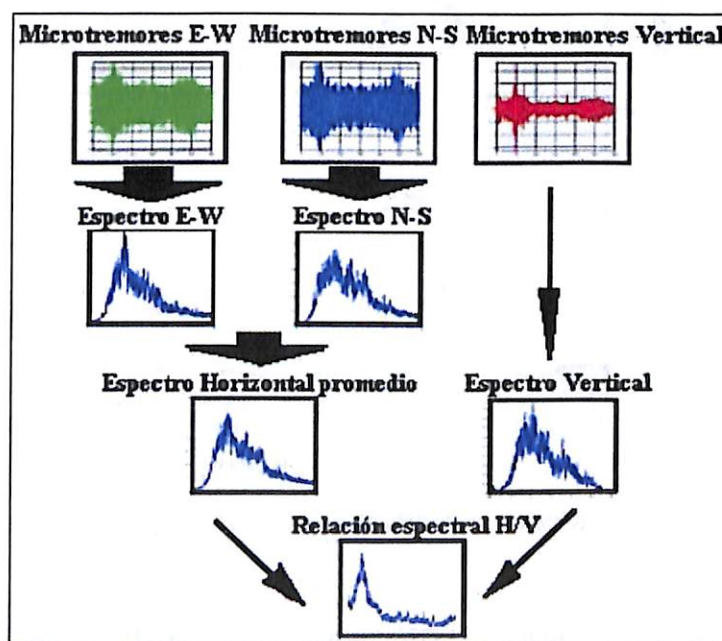


Figura 2.4. Esquema de cálculo de razón espectral H/V. (Fuente: Yauri, 2006)

Interpretación de gráficos H/V

El gráfico observado en la figura 2.5, corresponde al resultado de las mediciones de microvibraciones obtenidas en terreno. La lectura de datos, se realiza a través de 3 gráficos, de

abajo hacia arriba, gráfico: promedio geométrico resultante del cociente H/V, seguido por el gráfico moda resultante del cociente H/V, mientras que el último corresponde a la razón espectral de cada una de las subventanas utilizadas, de esta manera si existe un pico claro, este se debería observar con colores oscuros en todas las ventanas seleccionadas, tal como se observa en la figura 2.5.

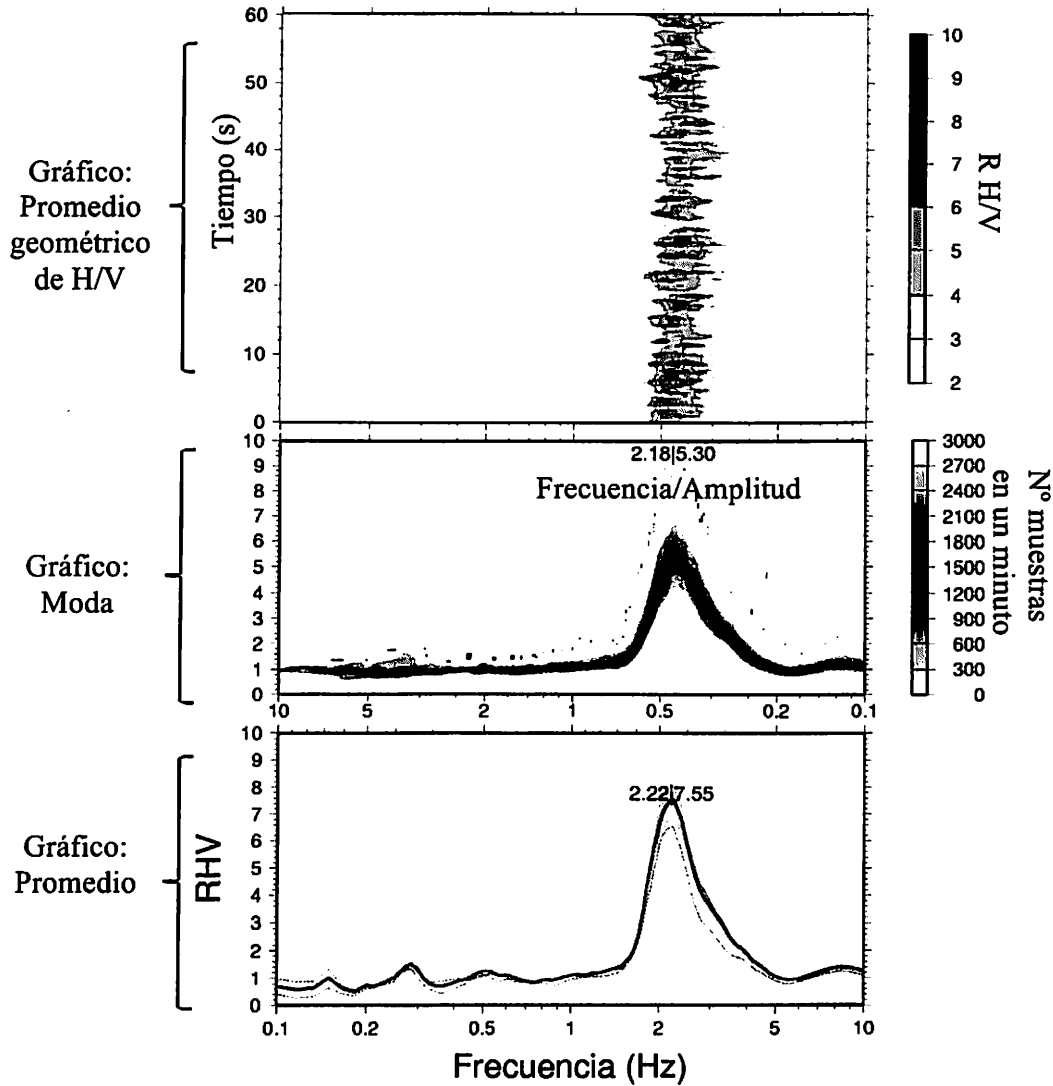


Figura 2.5. Gráficos resultantes del procesamiento de datos de una medición en terreno. (Leyton, 2012)

Para la lectura de este, se deben comprender varios conceptos previamente como:

- Amplitud: Valor máximo que adquiere una variable en un fenómeno oscilatorio en un periodo de tiempo (Fig. 2.6).
- Frecuencia: Magnitud que mide el número de repeticiones por unidad de tiempo de cualquier fenómeno o suceso periódico (Fig. 2.6).

- Periodo: Intervalo de tiempo necesario para completar un ciclo repetitivo, o espacio de tiempo que dura algo (Fig. 2.6).
- Moda: Dato que se presenta con mayor frecuencia.
- Promedio: Suma de todos los valores numéricos, dividida por el número de valores, del cual resulta la mejor representación de los valores del conjunto.

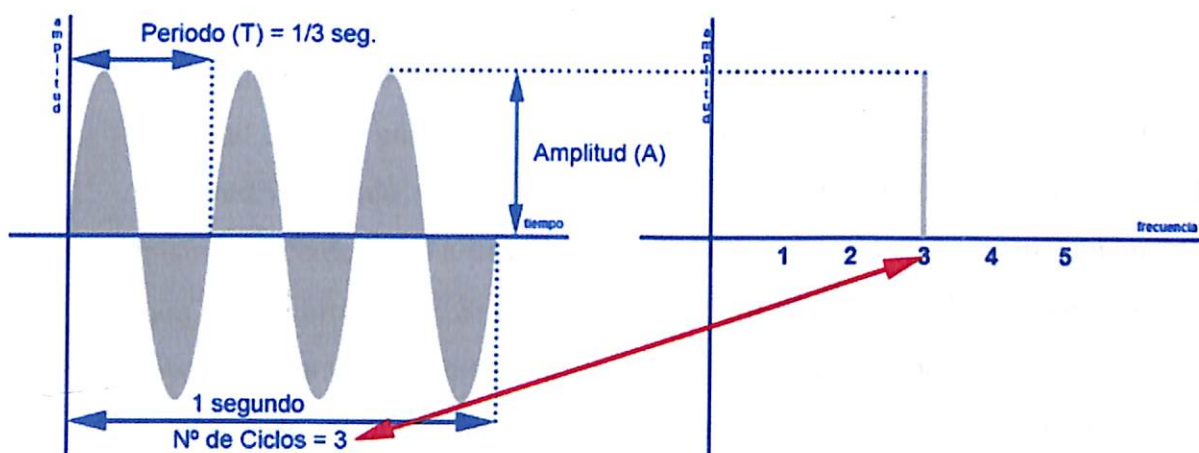


Figura 2.6. Demostración de conceptos, amplitud, periodo y frecuencia.

Una vez, comprendido dichos conceptos, se procede a la interpretación de datos a través de los siguientes pasos:

- Identificación del *peak* máximo de la función H/V. Este se observará claramente cuando los valores de amplitud sean elevados. Los *peak* más confiables serán aquellos oscuros y con una curva marcada.
- En segundo lugar se deberán leer los resultados entregados por el gráfico moda (Fig. 2.5), debido a que este indicará el valor de amplitud, frecuencia y periodo que más se repiten, resultados que se estiman más confiables. Aquí se observan 3 ejes principales. El eje izquierdo corresponde al resultado del cociente H/V, conocido como la amplitud, el eje superior corresponde al periodo, mientras que el eje inferior corresponde a la frecuencia. Para los casos que se describirán en el capítulo IV, se ocuparán sólo los valores de frecuencia y amplitud.
- El primer paso en la lectura del gráfico moda, corresponde a la revisión de la existencia de un *peak*, si este existe se procede a su comprobación a través del gráfico razón espectral de la subventana utilizada (Fig. 2.5). Este indica en cual

ventana de tiempo ocurrió dicho *peak*, resultado que debe ser homogéneo y de frecuencia y amplitud clara, si es así, se procede a tomar los valores de amplitud y frecuencia resultante para la clasificación correspondiente. Si este no es de una amplitud y frecuencia clara y homogénea se debe a que el *peak* observado en el gráfico moda no es lo suficientemente claro, ya que los valores de frecuencia y amplitud no generaron el ruido suficiente para ser identificados.

- iv. Si el *peak* observado en el gráfico moda no es claro, se revisa el gráfico promedio, este indicará un promedio de todos los datos analizados nombrados anteriormente. Al igual que el gráfico anterior consta de 3 ejes correspondientes a frecuencia, amplitud y periodo en el mismo orden. Si este presenta un *peak* se debe realizar el mismo procedimiento a través del gráfico razón espectral de la subventana utilizada, para su comprobación. Si este aún no es claro o los datos observados son anómalos, debe procesarse nuevamente la información de la medición.
- v. Si no existe un *peak* claro o los datos de la medición son anómalos luego del procesamiento, se analizará la opción de eliminar la medición o repetirla si es necesario.
- vi. Sin embargo, existe la opción que las curvas sean planas y correspondientes a una medición confiable, esto se deberá a la presencia de un suelo muy competente y de similar características a las del basamento.

Es preciso además, tomar otras consideraciones al momento de interpretar los gráficos de la razón espectral H/V:

- vii. En ocasiones se puede observar más de 1 *peak* en la lectura de gráficos, esto se debe a la existencia de un suelo compuesto de capas de buena calidad y mala calidad. En este caso se elegirá el *peak* de amplitud más alto o el *peak* de frecuencia mas bajo, debido a que estos mostrarán una calidad peor del suelo.
- viii. Si existen 2 *peaks* muy juntos, significará la existencia de 1 *peak* muy ancho, esto indica una profundidad que no es clara, la cual se puede deber la presencia de una pendiente o un estrato inclinado.

Una vez establecidos todos estos parámetros de interpretación, se procede a la clasificación de los suelos a través de la combinación de valores de frecuencia y amplitud (Tabla 2.1).

Rangos de Frecuencia		Rangos de Amplitud	
< 4	Frecuencia baja	< 2	No hay amplitud
4 - 5	Frecuencia media	2 - 3	Amplitud baja
5 - 7	Frecuencia Alta	3 - 5	Amplitud Media
> 7	Frecuencia muy alta	> 5	Amplitud Alta

Tabla 2.1. Rangos de Frecuencia y amplitud.

- ix. Para frecuencias mayores a 7, el valor de amplitud dada no se observará, ya que valores elevados de frecuencia indicarán suelos de muy buena calidad.
- x. Frecuencias elevadas (>7) y amplitudes altas y constantes (>5), indicarán un suelo de alto contraste con la roca, pero de bajo espesor. Este suelo se considerará de buena calidad al estar muy cercano al basamento.
- xi. Para frecuencias mayores a 5 y menores 7, se encuentran suelos de buena calidad, sin embargo se debe observar la amplitud para verificar dicha clasificación.
- xii. La clasificación del suelo para frecuencias menores a 5 se realizará a través del valor de la amplitud obtenida.
- xiii. Frecuencias bajas y amplitudes altas indicarán suelos muy profundos, pero de alto contraste con la roca del basamento, es decir, suelos poco rígidos.
- xiv. Frecuencias bajas y amplitudes medias, con *peak* claro, corresponderán a suelos de regular calidad.
- xv. Frecuencias bajas pero amplitudes menores a 2, corresponde a una curva que tiende a ser plana sin la presencia de un *peak*, la cual representa un suelo de muy buena calidad.
- xvi. Si existen amplitudes elevada, frecuencias medias a bajas y con presencia de un *peak* claro, se clasificará al suelo como un estrato de muy mala calidad.
- xvii. La ausencia de *peaks* claros indican un límite difuso entre el suelo y el basamento, esto se explica ya que el suelo observado puede ser antiguo y muy compactado.
- xviii. En general se puede hablar de suelos buenos o cercanos al basamento cuando se observan frecuencias altas, y suelos de mala calidad o de gran espesor para frecuencias bajas con amplitudes elevadas.

La adquisición de datos de microsismicidad se realizó a través de una distribución espacial homogénea con respecto a la geología observada, teniendo en cuenta las limitantes topográficas, recintos privados, accesos limitados y fuentes de ruido cercanos.

2.4 Etapa Final de Gabinete

Una vez finalizada la recopilación de información en terreno se procedió a realizar los siguientes cometidos:

2.4.1 Mapeo geológico de las áreas pobladas

Se realiza la confección de un mapa geológico a escala 1:10.000 para el sector de Caldera, como también mapeos geológicos para los sectores de Puerto Viejo y Rodillo a escala 1: 5.000.

Toda esta información observada en terreno, fue complementada mediante la Hoja de Caldera del Servicio Nacional de Geología y Minería (Godoy et al., 2003) y del informe Fallas Cuaternarias de Chile (Lavenu, 2005).

2.4.2 Mapas de clasificación geotécnica superficial

Se realizó un mapa geotécnico superficial de los afloramientos rocosos encontrados en el área de Caldera (1:10.000), Rodillo (1: 5.000) y Puerto Viejo (1: 5.000). Para esto, se utilizó la clasificación geotécnica superficial basada en las disposiciones propuestas por la National Earthquake Hazard Reduction Program (NEHRP) y el proyecto RISMUR, con el fin reducir la cantidad de unidades encontradas designándoles un color característico según la calidad de los suelos (Anexos 4, 5 y 6).

2.4.3 Mapas de ubicación H/V en geología

El diseño de este mapa escala 1:10.000 para el sector de Caldera, 1: 5.000 para Rodillo y 1: 5.000 para Puerto Viejo muestra la respuesta del suelo a las microvibraciones de cada unidad geológica de los sitios medidos de la Comuna de Caldera, utilizando el método de Nakamura, la cual corresponde a la razón espectral entre la componente horizontal y la vertical (H/V) (Nakamura, 1989, 2000) (Anexos 7, 8, 9, 10, y 11).

2.4.4 Mapas de efecto del tsunami de Japón en Puerto Viejo

Se levantaron 2 mapas de inundación para el sector de Puerto Viejo (escala 1: 5.000) como consecuencia del tsunami ocurrido en Japón del año 2011. Estos mapas establecen la zona de inundación, el comportamiento de la ola y la altura máxima de inundación para el sector (Anexos 12 y 13).

2.4.5 Mapas de señaléticas de tsunami en los sectores de Bahía Inglesa y Caldera

Se elaboró un mapa (escala 1: 5.000) con la ubicación actual de la señalética de tsunami para los sectores de Bahía Inglesa y Caldera. Esto permite saber si los sectores más poblados de la comuna se encuentran preparados para una evacuación ante un eventual tsunami (Anexos 14 y 15).

2.4.6 Mapas de respuesta del suelo por método H/V y zonas de inundación.

Estos mapas a escala 1:10.000 para el sector de Caldera, 1: 5.000 para Rodillo y 1: 5.000 para Puerto Viejo buscan determinar la vulnerabilidad sísmica a través de los resultados obtenidos de los gráficos H/V. Dependiendo de los resultados obtenidos para cada área de estudio se asignó una serie de colores determinados para clasificar el suelo en 5 categorías: suelo de muy buena a buena calidad (verde), suelo de buena a regular calidad (amarillo), suelo de regular calidad (naranja), suelo de regular a mala calidad (rojo) y suelo de mala a muy mala calidad (morado), con el fin de simplificar la interpretación de la calidad del suelo ante un evento sísmico para toda la población (Anexos 16,17, 18, 19 y 20).

CAPÍTULO III: GEOLÓGIA REGIONAL Y LOCAL

3.1 Geología Regional y Local

En el área de estudio afloran rocas plutónicas del Jurásico sobre las cuales se han depositado una serie de unidades sedimentarias de edad cenozoica, de origen marino, eólico, aluvial y fluvial. Las unidades sedimentarias fueron depositadas en un ambiente geotectónico de plataforma costera emergente (Godoy et al., 2003). La geología regional descrita en el presente capítulo, está sustentada principalmente en la carta geológica de Caldera, escala 1:100.000 (Godoy et al., 2003) y también en observaciones realizadas durante esta memoria.

3.2 Unidades Estratificadas

3.2.1 Formación Bahía Inglesa (MPlbi)

La Formación Bahía Inglesa (MPlbi) es una unidad conformada por una secuencia sedimentaria clástica, fosilífera y semiconsolidada, de origen marino litoral y fuertes variaciones laterales y verticales de facies. Esta Formación está expuesta en forma discontinua a lo largo de la franja costera y en las Planicies Litorales entre Quebrada Blanca, por el norte, hasta Puerto Viejo por el sur (Rojo, 1985, Marquardt et al., 2000; Godoy et al., 2003).

A continuación se describe esta unidad, en base a las observaciones realizadas en los afloramientos del sector de Puerto Viejo:

Distribución y relaciones de contacto

La Formación Bahía Inglesa aflora en gran parte del sur del área de estudio, particularmente en la zona de Puerto Viejo, al SW de Playa Blanca.

Esta secuencia sobreyace mediante no conformidad a la Granodiorita Morro Copiapó (Jgmc), infrayace en discordancia por erosión con los Estratos de Caldera (Qec), en discordancia por erosión al sur con los Depósitos Fluviales (Qf) y yaciendo sobre ella los sedimentos Eólicos (Qec) al NE de Puerto Viejo.

Litología y potencia

En base a las observaciones realizadas en terreno, en la presente memoria se han definido dos localidades representativas de la Formación Bahía Inglesa para el sector de Puerto Viejo: Al

SE, en playa Blanca, se observan 10 capas, las cuales corresponden a alternancias entre coquinas, areniscas y conglomerados. De base a techo, en la capa n°1 se observa una coquina de color pardo amarillento, del tipo clasto soportada (80% clastos), con bioclastos angulosos y sin imbricación, de una potencia de 28 cm. La capa n°2 corresponde a una arenisca calcárea parda amarillenta oscura, matriz soportada con plano estratificación 10/156 y una potencia de 50 cm. La capa n°3 corresponde a una coquina de color pardo amarillento con clastos angulosos, que varían entre los 1-2 cm y sin imbricación, pero con una potencia de 1,5 m, en la cual se observa una gradación normal. La capa n°4 es similar a la arenisca de la capa n°2, pero en esta se observa una baja cantidad de bioclastos (5%) los cuales presentan un tamaño aproximado de 5 cm y una matriz calcárea de igual composición a los clastos (95%), con una potencia de 2 m. La capa n°5 corresponde a una coquina similar a las anteriores descritas, pero del tipo matriz soportada, con clastos angulosos (40%), de tamaños variables de 0,5 a 4 cm y sin imbricación, la potencia de esta capa es de 30 cm. La capa n°6 consta de igual composición y características que la capa n°4, pero con una potencia equivalente a los 1,7 m. La capa n°7 presenta la misma composición y características texturales que la capa n°1, pero es de color pardo amarillenta clara y con una potencia de 60 cm. La capa n° 8 y n° 9 son similares a las capas n° 4 y n°1, con una potencia de 1,7 m y 12 cm respectivamente. Finalmente la capa n°10 corresponde a un orto-conglomerado polimíctico de color pardo marrón oscuro, con una matriz calcárea (15%), clastos líticos (75%) y bioclastos (10%). Los clastos líticos poseen un tamaño desde 0,5 a 40 cm, son sub-redondeados a redondeados y de moderada a buena selección, mientras que los clastos fósiles tienen un tamaño de 2 cm, son angulosos y muy mal seleccionados. Su potencia es de 8 m.

Al interior de Puerto Viejo, se observa una secuencia constituida por 8 capas, donde se observan principalmente la intercalación de coquinas y fangolitas (Fig. 3.1a). De base a techo: la capa n°1 de color pardo anaranjado corresponde a intercalaciones centimétricas y de baja consolidación de limolitas (15 cm), fangolitas (15 cm) y yeso fibroso (2 cm) (Fig. 3.1c). Este último solo se observa en los primeros 1,5 m de los 5 m de potencia que tiene la unidad. La capa n°2 corresponde a una coquina de color pardo rojiza del tipo clasto soportada, con clastos fósil angulares principalmente (85%) y clastos líticos sub-angulares a sub-redondeados (5%) de tamaños variables de 0,5 cm a 6 cm, la consolidación de la capa es alta y tiene una potencia de 60 cm (Fig. 3.1b). La capa n°3 corresponde a una fangolita de color pardo marrón oscuro, de tamaño limo, de baja consolidación y con una potencia de 15 cm. La capa n°4 corresponde a una coquina de color pardo amarillenta oscura, del tipo clasto soportada, con clastos fósil (87%) de tamaños

0,5 a 3 cm y clastos líticos sub-angulares (3%) de tamaños de 0,3 a 1 cm, con alta consolidación y un espesor de 20 cm. La capa n°5 pertenece a una fangolita de igual característica a la capa n° 3, pero con una potencia de 20 cm. La capa n°6 corresponde a una coquina de igual característica y composición a la capa n°4 pero con una potencia de 50 cm. La capa n°7 corresponde a la misma fangolita de la capa n°3, pero con un espesor de 2 m. Finalmente la capa n°8 es de igual composición al conglomerado de la capa n°10 anteriormente descrita con una potencia de 1 m. La potencia total de la unidad es de aproximadamente 27 m.



Figura 3.1. a. Parte baja del perfil Formación Bahía Inglesa; b. Contacto entre coquina y fangolita; c. Capa de yeso intercalada entre fangolitas y limonitas.

Edad y correlación

Godoy et al. (2003) propone una edad miocena media (16 Ma) – pliocena temprana (4,8 Ma), en base de estudios de paleomalacología (Herm, 1969; Guzmán et al., 2000), micropaleontología (Herm, 1969; Marchant et al., 2000) y relaciones morfoestratigráficas (Marquardt, 1999; Marquardt et al., 2000a). Mientras que Achurra (2004, 2009) establece una edad miocena media – pliocena tardía en base a estudios de micropaleontología.

Esta formación se correlaciona con la cuenca neógena ubicada en Perú conocida como Formación Pisco (Carreño, 2012).

3.2.2 Estratos de Caldera (Qec)

Regionalmente, los Estratos de Caldera (Qec) consisten en una sucesión de origen marino-litoral de sedimentos carbonáticos y clásticos sobre los cuales se han desarrollado una serie de terrazas de abrasión marinas con depósitos asociados. Las terrazas y depósitos litorales asociados se distribuyen a lo largo del dominio costero y planicies litorales (Godoy et al., 2003).

Cabe destacar que los Estratos de Caldera (Qec) (Fig 3.2) se observan en todas las áreas de estudio y se describen según lo observado en terreno como:

Distribución y relaciones de contacto.

Los Estratos de Caldera (Qec) se encuentran distribuidos en todas las áreas de estudio, albergando la mayor parte de estas. En Puerto Viejo los Estratos de Caldera (Qec) se encuentran en no conformidad con Granodiorita Morro Copiapó (Jgmc), y en discordancia angular con la Formación Bahía Inglesa (Mplbi). Tanto para Caldera y Rodillo los Estratos de Caldera se encuentran en no conformidad con los Gabros de Caldera (Jgbc) (Fig. 3.2a) y yaciendo sobre estos los Depósitos Marinos Actuales (Qm) y los Depósitos Eólicos (Qe).

Litología y potencia

Los Estratos de Caldera corresponden a sedimentos aterrazados compuestos por coquinas y areniscas principalmente, y en menor proporción conglomerados, con potencias variables de 10 cm a 10 m, de color pardo amarillento claro a oscuro.

Se observan tres tipos de coquinas en las áreas estudiadas, las cuales se diferencian por el grado de compactación y por el contenido de fragmentos líticos y fósiles. La primera de buena compactación, siendo estas el nivel aterrazado más antiguo, de color pardo amarillento oscuro de

espesor aproximado de 1 a 10 m, fragmentos fósiles (80%), de los cuales corresponde a fósiles un (70%) y matriz de arena fina calcárea (10%), y el restante corresponde a fragmentos líticos (20%), los clastos van de angulosos a subangulosos con un tamaño de 0,2 mm a 5 cm, sin imbricación, siendo esta clasto soportado (Fig. 3.2d). La segunda va de buena compactación a mala compactación, de color pardo amarillento a pardo amarillento claro, de espesor variable de 10 cm a 1 m aproximadamente, con bioclastos (50%), matriz de arena fina calcárea (20%), y fragmentos líticos (30%), los clastos van de angulosos a subangulosos con tamaño que varía entre 0.1 mm a 1 cm, no posee imbricación y son clasto soportado (Fig. 3.2b). La última coquina corresponde al primer nivel que se encuentra debajo de la capa de suelo y se logra observar gracias a que estas se encuentran removidas en superficie, estas varían desde bien consolidadas a mal consolidadas, son de color pardo amarillento claro, y su espesor es incierto debido a que no se observa el término de dicha capa. Su composición corresponde a bioclastos (50%), líticos (40%) y de matriz de arena muy fina calcárea (10%), los clastos tienen un tamaño aproximado de 0,2 mm a 3 cm y van desde angulosos a subredondeados, no poseen imbricación, siendo esta clasto soportado (Fig. 3.2c).

Las areniscas se pueden encontrar en afloramientos solos o intercaladas con coquinas, las areniscas poseen espesores que van de los 10 cm a 5 m, son de color pardo amarillento, de grano muy fino, compuesta por clastos un (90%), los cuales se dividen en bioclastos (80%) y fragmentos líticos (10%), estos tienen un tamaños que va de los 0,8 mm a los 2 mm aproximadamente, y las restantes corresponden a la matriz de arenisca muy fina (10%), clasto soportado y bien consolidadas. En algunos sectores la arenisca presenta gradación, donde en la parte superior se encuentran los clastos más gruesos y en la parte inferior los clastos más finos.

Los conglomerados que aparecen muy escasamente en esta unidad, tienen un espesor de 1 m aproximadamente, con muy poca consolidación, de color pardo oscuro, con un porcentaje de líticos de un 80% y de bioclastos de un 20%, donde los fragmentos líticos tienen un tamaño de 2 a 10 cm y van desde redondeados a subredondeados, mientras que los bioclastos tienen un tamaño de 0,5 a 3 cm y son subangulosos.

Edad y correlaciones

En base a los fósiles de *Concholepas choncholepas* y de *Argopecten purpuratus*, Herm (1969) la asigna al Holoceno tardío. En contraste a esto, Marquardt et al. (2000) estiman una edad de 330 – 400 Ka, fundamentado en asociaciones faunísticas específicas y relaciones

morfoestratigráficas. Mientras que Quezada (2007) se basa en dataciones isotópicas de ^{21}Ne , donde la edad propuesta para el nivel de terrazas corresponde a $0,86 \pm 0,11$ Ma. (Carreño, 2012).

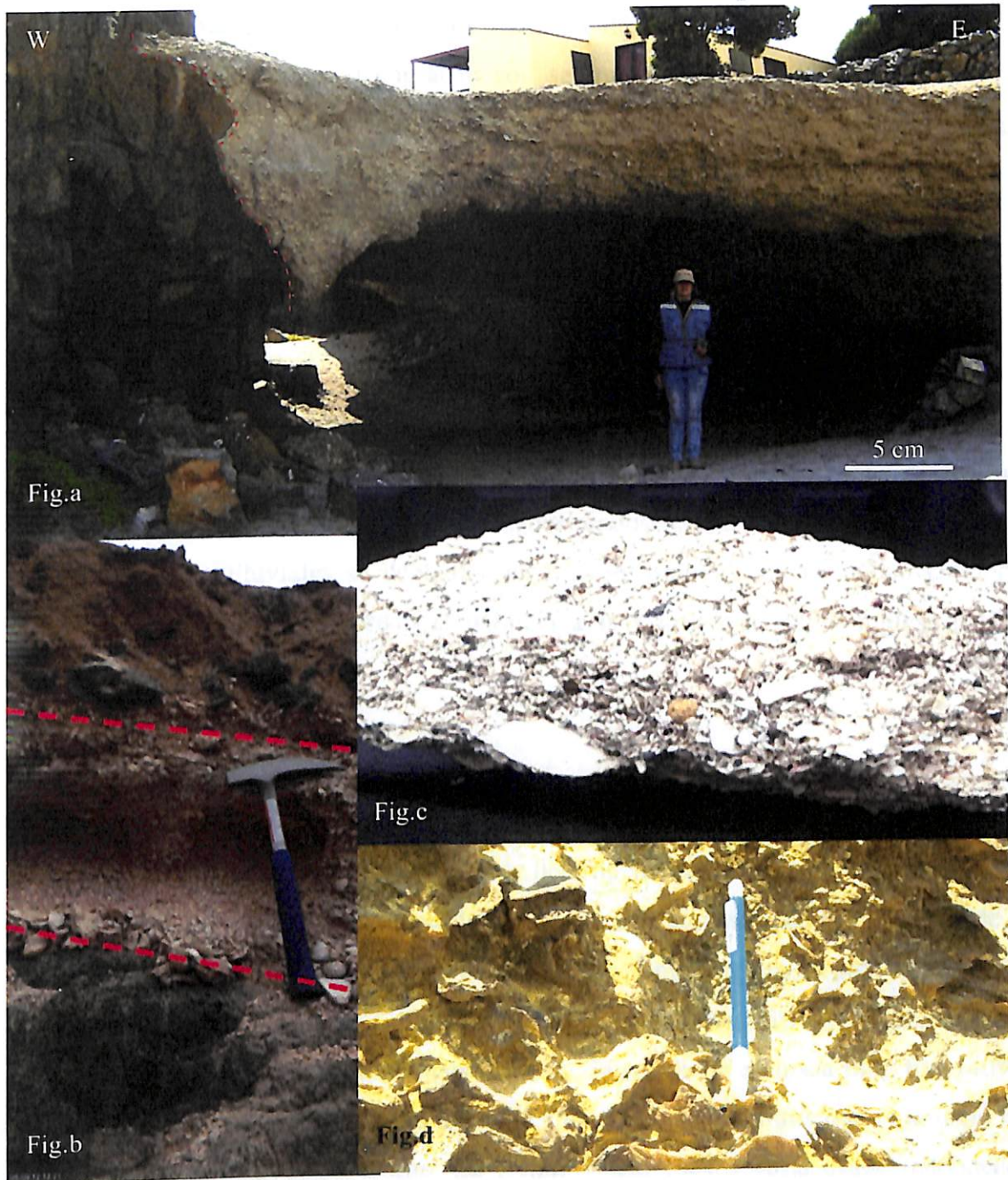


Figura 3.2. a. Contacto de no conformidad entre Estratos de Caldera y Gabros de Caldera; b. Coquina de buena a mala compactación; c. Coquina correspondiente al primer nivel observado bajo la primera capa de suelo; d. Coquina de buena compactación.

3.2.3 Depósitos Fluviales (Qf)

Los Depósitos Fluviales están conformados por depósitos no cohesivos a moderadamente consolidados de bloques, gravas, arenas limos y evaporitas subordinadas (Godoy et al., 2003). Corresponden, principalmente, a sedimentos tractivos de escorrentías de agua superficial, en general esporádica, que alternan o engranan con sedimentos de llanura de inundación (Veit, 1996). Se distribuyen a lo largo del valle del río Copiapó, donde constituyen terrazas fluviales de espesores métricos, tanto en el lecho actual como colgadas (Godoy et al., 2003).

Dicha unidad a sido descrita localmente en base a las observaciones realizadas en los afloramientos del sector de Puerto Viejo:

Distribución y relaciones de contacto

Este depósito se encuentra principalmente hacia el sur de Puerto Viejo, con una distribución N-NW, relleno principalmente quebradas y depositándose encima de las terrazas del área de estudio. Los Depósitos Fluviales se depositan en no conformidad con la unidad Granodiorita Morro Copiapó (Jgmc) y en discordancia paralela a la Formación Bahía Inglesa (MPIbi) y Estratos de Caldera (Qec).

Litología y potencia

Los Depósitos Fluviales corresponden a sedimentos compuestos por intercalaciones de areniscas muy finas y conglomerados polimícticos heterogéneos, con espesor aproximado de 5 m y color pardo oscuro (Fig. 3.3a). La capa de conglomerado corresponde a un estrato de color pardo oscuro y de espesor aproximado de 10 cm a un 1,5 m, con fragmentos líticos (45%) y matriz de arenisca muy fina (55%). Se observa en algunos sectores la variación de estos porcentajes, encontrándose fragmentos líticos (60%) y de matriz de arenisca muy fina (40%). El tamaño de los fragmentos líticos varía desde los 0,5 cm a 15 cm mientras que el tamaño de los clastos de la matriz corresponde a 5 mm. La forma de los clastos varía desde redondeados a subredondeados. Se distinguen diversos conglomerados, desde matriz soportada a clasto soportado y con una compactación desde media a mala consolidación (Fig. 3.3b). Las areniscas encontradas corresponderán a la matriz del conglomerado en algunos sectores, esta presenta un color pardo amarillento, con un espesor aproximado de 30 a 50 cm. Debido a su composición se

clasifica como una arenisca lítica de buena selección, la cual posee clastos subredondeados a redondeados y sin imbricación, variando su compactación desde regular a mala.

Edad y correlaciones

Su edad ha sido determinada por estar sobre los Estratos de Caldera (Qec) y formarse anteriormente a los Depósitos Marinos Actuales (Qm). Por lo que se le asigna una edad cuaternaria (Godoy y Lara, 1998). Al estar constituida por depósitos antiguos del cauce del río Copiapó, se correlaciona con los depósitos recientes del mismo.

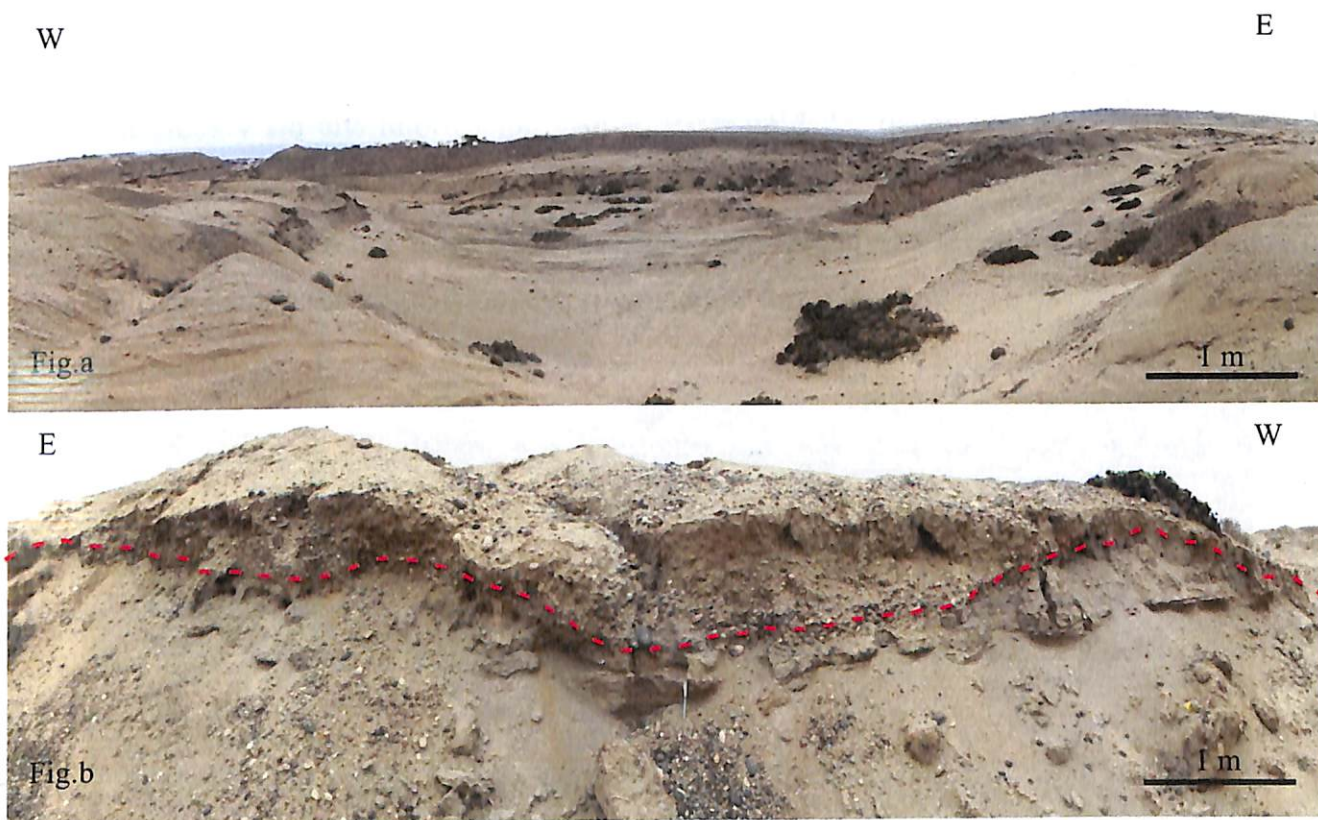


Figura 3.3. a. *Visión general de los Depósitos Fluviales*; b. *Contacto entre las capas de arenisca y conglomerado.*

3.2.4 Depósitos Aluviales (Qa)

Regionalmente, se describen como depósitos no cohesivos a moderadamente consolidados de gravas, y bloques, en menor proporción arenas y limos. Corresponden, principalmente, a sedimentos tractivos de escorrentía de aguas superficiales esporádicos. Tienen una moderada distribución en todo el área, concentrándose, principalmente, al pie de relieves de la codillera de la Costa (Godoy et al., 2003).

Distribución y relaciones de contacto

Se encuentran principalmente localizados en el Norte de Rodillo, con una orientación N-E aproximadamente, rellenando esencialmente las dos quebradas del sector.

Los Depósitos Aluviales (Qa) sobreyacen en no conformidad con la unidad de Gabros de Caldera (Jgbc), y en discordancia paralela con los Estratos de Caldera (Qec).

Litología y potencia

Los Depósitos Aluviales corresponden a sedimentos de tipo conglomerado, brecha y arenas de color marrón oscuro con composición polimíctica y heterogénea. Estos poseen un espesor aproximado de 2 m (Fig. 3.4a y b).

Los conglomerados y brechas son del tipo matriz soportado, con clastos subangulosos a subredondeados y sin una imbricación visible. Estas unidades tienen una mala compactación lo cual no permite observar límites entre ellos.

Composicionalmente poseen clastos líticos (20%) de tamaño variable desde 5 mm a 1,5 m, y una matriz de arena (80%) de tamaño aproximado de 5mm.



Figura 3.4. a y b. Muestran una visión general de los Depósitos Aluviales.

Edad y correlaciones

La edad asignada a esta unidad, se realizó en base a dos fuentes de información. En primer lugar esta sobreyace a los Estratos de Caldera (Qec) y se forma anteriormente a los Depósitos Marinos Actuales (Qm) y en segundo lugar se correlacionan con unidades aluviales de similar composición observada en la carta Caldera (Godoy y Lara, 1998), la cual permite asignarle una edad Mioceno superior – Pleistoceno.

3.2.5 Depósitos Marinos Actuales (Qm)

La unidad sedimentaria Depósitos Marinos Actuales (Qm), se observa sólo localmente, debido a que en la carta geológica de Caldera (1: 100.000) no ha sido definida, ya que se observa formando parte de la unidad Estratos de Caldera (Qec). Según lo observado en terreno se describe como:

Denominación, distribución y relaciones de contacto

Se definen como depósitos sedimentarios costeros, conformados por arenas no consolidadas retrabajadas producto del oleaje y constituidas por arenas mixtas. Estas se encuentran distribuidas a lo largo de toda la costa del área de estudio como mantos de arena paralelas a la línea de costa. Se encuentran yaciendo depositadas concordantes sobre los Estratos de Caldera (Qec), en no conformidad con los intrusivos Gabros de Caldera (Jgbc) y Granodiorita Morro de Copiapó (Jgpv) y yaciendo en un límite difuso con los Depósitos Eólicos longitudinales (Qe) de Rodillo.

Litología y potencia

Las arenas encontradas en este ambiente variarán en las diferentes áreas estudiadas, en el área de Rodillo se observan sedimentos de color pardo amarillento claro que corresponden a arenas de grano medio, de buena clasificación y de distintos grados de redondeamiento (Fig. 3.5a). Su composición mixta está constituida por clastos calcáreos de tipo bioclástico marino, además de minerales como cuarzo, feldespato y en menor cantidad biotita y anfíboles. Los líticos son escasos y corresponden principalmente a fragmentos de la unidad Gabros de Caldera (Jgbc).

Su potencia varía desde centimétrica a métrica, alcanzando un valor máximo de 1,3 m, la cual cambia estacionalmente con las variaciones del mar.

En el área de Caldera no se observa una homogeneidad en las arenas de sus playas encontrándolas en distintos colores, tamaño de grano y porcentaje composicional.

Al norte del área de Caldera se encuentran arenas de color pardo marrón oscuro a pardo marrón anaranjado, con granos de tamaño fino a grueso, encontrando una selección desde anguloso a subredondeado. Con una clasificación desde moderadamente seleccionada a bien seleccionada. Compuesta por líticos (20-30%), minerales (Cuarzo 20%, feldespatos 15%) y elementos calcáreos (35%).

Hacia el sur del sector de Caldera se observan arenas de color pardo amarillento claro a blanco, de grano medio a grueso, con granos angulares a subredondeados, y una selección moderada a pobre, diferenciándose circunstancialmente en su composición con el resto, estando compuesta principalmente por elementos calcáreos (70%) y en menor proporción elementos líticos (20%) y minerales (cuarzo 6% y feldespatos 4%) (Fig. 3.5c).

En el área de Puerto Viejo se observan arenas de color pardo marrón oscuro, de grano muy fino, con clastos redondeados a subredondeados y de muy buena selección, compuesta por cuarzo (30%), feldespato (15%) y biotita (5%), líticos (20%) y elementos calcáreos (30%) (Fig. 3.5b).

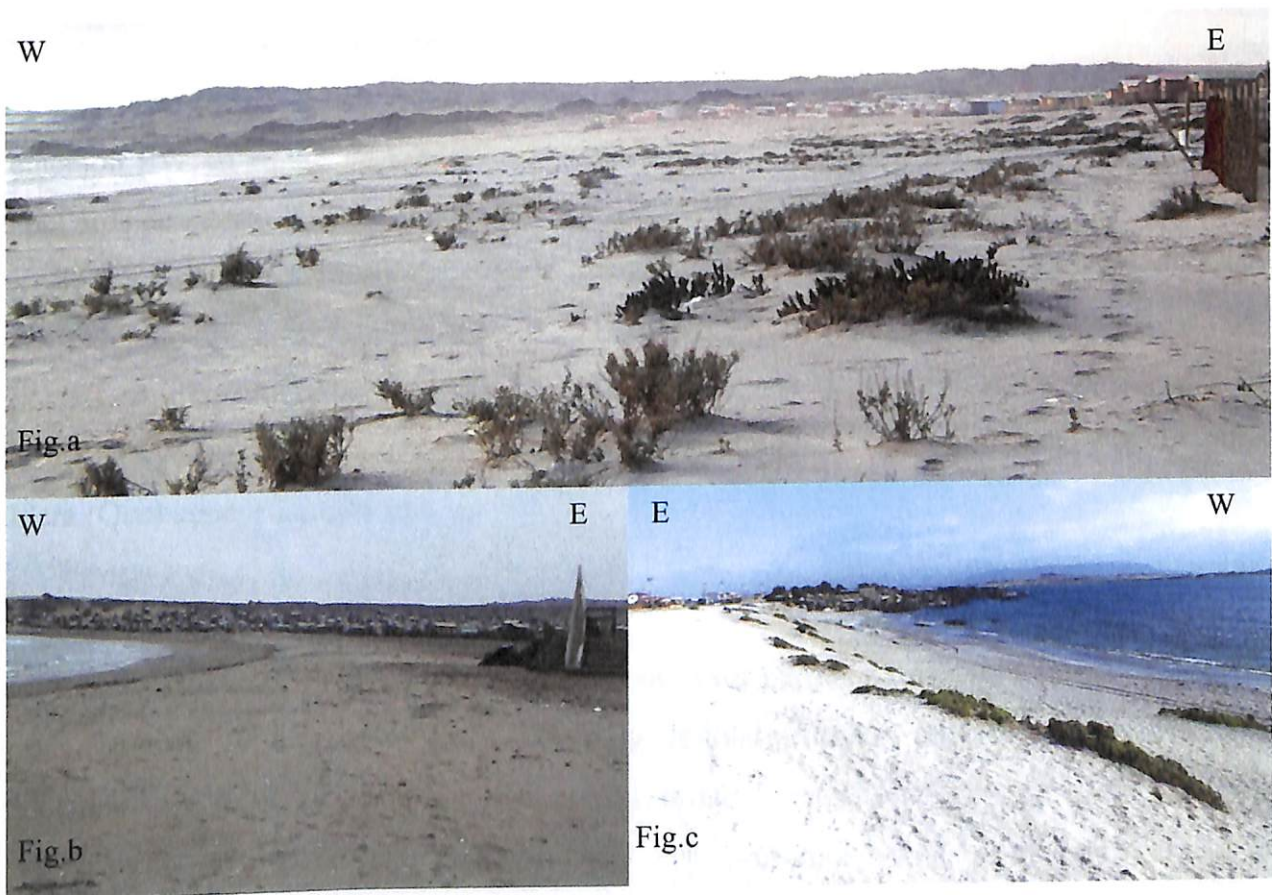


Figura 3.5. a. Depósitos Marinos Actuales en el sector de Rodillo; b. Depósitos Marinos Actuales al sur de Caldera; c. Depósitos Marinos Actuales en el área de Puerto Viejo.

Edad y correlación

El aporte constante de la erosión de las terrazas y la carga por mar, aporta constantemente restos calcáreos antiguos y bivalvos y gasterópodos actuales, por esto se le asigna una edad cuaternaria. Es correlacionable por su composición con los Depósitos Eólicos (Qe) de Rodillo y con los distintos Depósitos Marinos Actuales (Qm) no consolidados de las distintas playas de este informe por su proceso de formación.

3.2.6 Depósitos Eólicos (Qe)

Regionalmente, la unidad está descrita como depósitos de arenas cuarzo-feldepáticas en parte bioclásticas, con aportes de material alóctono, proporcionado por el río Copiapó, como por el retrabajo in situ, en playas y quebradas, de las distintas unidades geológicas que se exponen en este trabajo. Los Depósitos Eólicos se encuentran expuestos a lo largo de la franja costera y, tierra adentro, principalmente al norte del río Copiapó (Godoy et al., 2003).

Los Depósitos Eólicos observados en los sectores de Rodillo y Puerto Viejo, permitieron describir la unidad localmente de la siguiente manera:

Distribución y relaciones de contacto

Se distribuyen principalmente al sur del área de estudio (Rodillo) como dunas complejas de orientación EW, al centro de esta misma como mantos cubriendo a los Estratos de Caldera y al NE del área de Puerto Viejo como única duna longitudinal de orientación NNE.

Se encuentran yaciendo concordantemente sobre gran parte de los Estratos de Caldera (Qec), parcialmente a los Gabros de Caldera (Jgbc) y en un límite difuso interdigitándose con los Depósitos Marinos Actuales (Qm) en el sector centro y sur de Rodillo, mientras que al NW de Puerto Viejo yacen concordantemente sobre la Formación Bahía Inglesa (Mplbi) y los Estratos de Caldera (Qec) concordantemente.

Litología y potencia

Estos depósitos de arena no consolidados de color pardo amarillento claro, corresponden a arenas finas de clasificación muy buena y redondeamiento moderado (Paskoff, 2003). Composicionalmente consisten en sedimentos mixtos, constituido por componentes líticos, monominerales y calcáreos, predominando estos últimos. Los componentes calcáreos corresponden a fragmentos bioclásticos de origen marino los cuales abarcan el 40 % (Paskoff,

2003). Dentro de los monominerales es posible encontrar, biotita, cuarzo y ortoclasa abarcando el 35%. Los líticos son escasos y no sobrepasan el 25%. La potencia de las dunas varía desde los 20 cm a los 4 m en forma de dunas paralelas con dirección EW (Fig. 3.6c).

En el sector de Puerto Viejo se presentan sedimentos de color pardo amarillento oscuro a pardo anaranjado, compuesto de arenas finas y de buena clasificación, con clastos subredondeados y en menor cantidad anguloso (Fig. 3.6a). Estos sedimentos son composicionalmente heterogéneos compuestos por minerales de distinta composición, elementos líticos y calcáreos (Fig. 3.6b). Se diferencia principalmente con los Depósitos Eólicos de Rodillo por la reducción abrupta en los elementos calcáreos. Predominan principalmente los minerales (45%) como el cuarzo, feldespatos y biotita. Seguido de los elementos líticos (35%) y en menor proporción de aquellos calcáreos (20%). La potencia de esta duna va desde los 10 cm hasta 3 m.

Edad y correlación

Su edad ha sido determinada al yacer sobre las unidades sedimentarias más recientes, por su constante movimiento y por estar constituida de similar composición a las arenas de playas retrabajadas, lo que ha determinado su edad como Cuaternario.

Debido a su gran diferencia composicional con las dunas remanentes de Atacama solo se correlaciona con los depósitos mantiformes de arenas modernas de la costa (Qm) de Rodillo.

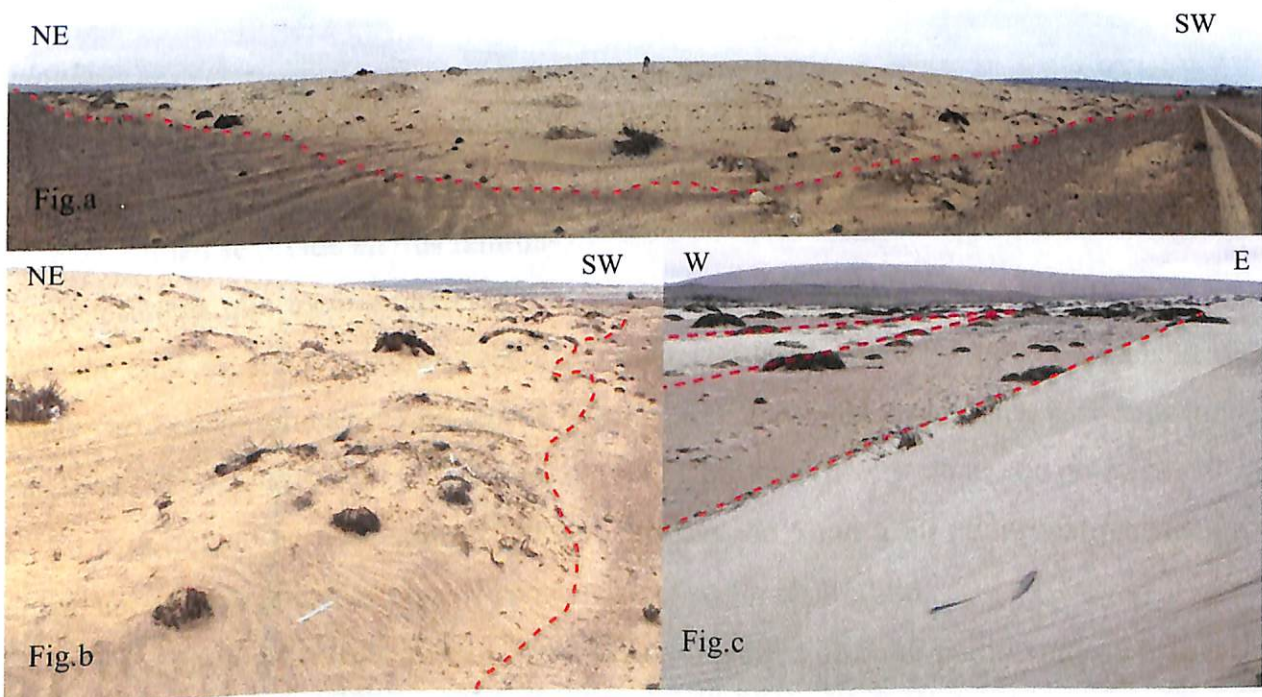


Figura 3.6. a. Visión panorámica de los Depósitos Eólicos en el sector de Puerto Viejo; b. Acercamiento de los Depósitos Eólicos de Puerto Viejo; c. Depósitos Eólicos en el área de Rodillo.

3.3 Unidades Intrusivas

3.3.1 Gabros de Caldera (Jgbc)

Regionalmente, los Gabros de Caldera (Jgbc) se describen como un intrusivo básico a ultra básico conformado principalmente por gabros y dioritas. Este cuerpo de forma aproximadamente elíptica, mide unos 25 por 13 Km y posee su eje mayor orientado norte-sur, sus afloramientos se ubican principalmente en la zona costera y planicie Litoral, entre Caldera y Bahía Inglesa (Godoy et al., 2003).

Localmente los Gabros de Caldera (Jgbc) son observados en las áreas de Caldera, Loreto, Calderilla, Bahía Inglesa y Rodillo, de donde se desprende la descripción que se detalla a continuación:

Distribución y relaciones de contacto

Esta unidad se ubica en dos sectores del área de estudio. En la primera de estas, Caldera, la unidad se encuentra distribuida principalmente por toda la orilla de costa y en menor proporción de manera heterogénea por el resto del sector. Mientras que en Rodillo se observa la unidad mayormente al Norte y de forma heterogénea para el resto del área estudiada.

Esta unidad se observa en no conformidad con los Estratos de Caldera (Qec), tanto en los sectores de Rodillo como Caldera, y sobreyaciendo a este los Depósitos Marinos Actuales (Qm) y los Depósitos Eólicos (Qe).

Litología

La unidad Gabros de Caldera corresponde a un cuerpo intrusivo masivo, compuesto por rocas de composición ultrabásicas (Fig. 3.7a, b y c).

Esta unidad se divide en tres familias:

La primera que está compuesta por gabros a dioritas cuarcíferas, de color gris claro a oscuro, la cual presenta texturas fanerítica, equigranular y holocristalina. El tamaño de los cristales varía desde grueso a fino, desde 0,3 a 5 mm. Composicionalmente está constituida de hornblenda (35%), plagioclasa (30%), cuarzo (15%), biotita (10%) y alteración potásica (10%).

En esta unidad se observan inclusiones máficas, de 5 cm a 20 cm aproximadamente, las cuales se encuentran ubicadas específicamente en el sector de Rodillo.

La segunda familia se encuentra constituida por gabros de color pardo verdoso oscuro. Este presenta texturas porfídica, inequigranular y holocristalina, con tamaño de cristales gruesos a

finos, variando su tamaño desde 1 a 6 mm aproximadamente. Composicionalmente observamos piroxeno (35%), plagioclasa (30%), hornblenda (25%) y olivino (10%).

En esta unidad es posible observar alteraciones del tipo sericita para el caso de las plagioclasa y serpentina en el caso del piroxeno.

La última familia de rocas está constituida por diques del tipo diabasa a microdiorita de color pardo verdoso oscuro, los cuales se encuentran emplazados en una roca de caja de igual composición. Los diques poseen espesores variables de 10 a 20 cm, con texturas porfidicas y holocristalinas. Composicionalmente está compuesta por hornblenda (40 - 60%) y plagioclasa (40 - 60%). Dicha subunidad presenta actitudes variables de 74/205, 90/50, 70/207, 80/335, 80/32.

En las tres familias de rocas se observa una fuerte erosión marina, del tipo tela de cebolla, al encontrarse cercanas a la costa.

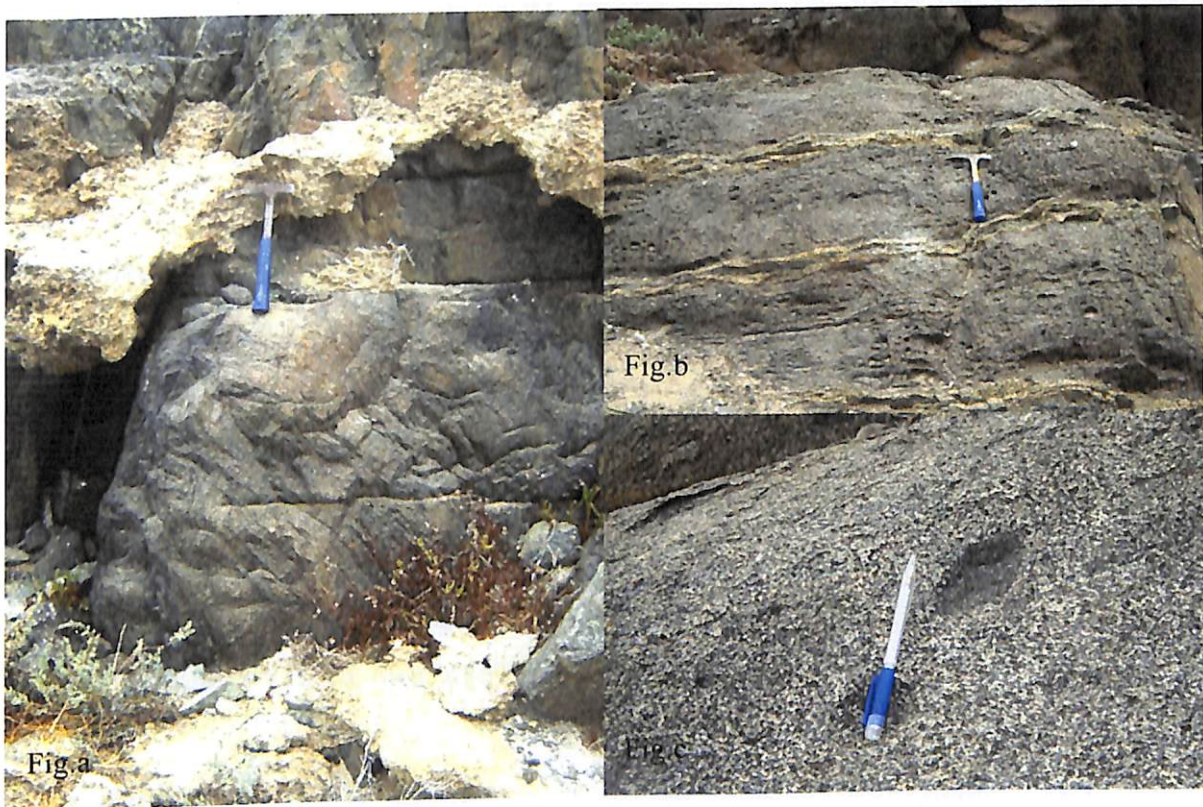


Figura 3.7. a. Visión panorámica de los Gabros de Caldera en el sector de Loreto; b. Acercamiento de los Gabros de Caldera en el sector de Rodillo; c. Inclusiones máficas observadas en los Gabros de Caldera en el área de Rodillo.

Edad y correlaciones

Las edades radiométricas obtenidas en una leucodiorita del extremo norte del plutón (Farrar et al., 1970) reportan una edad K-Ar en biotita de $191,9 \pm 2,9$ Ma (recalculada), considerada como edad de cristalización.

3.3.2 Granodiorita Morro Copiapó (Jgmc)

La unidad Granodiorita Morro Copiapó (Jgmc) se describe regionalmente, como una unidad geológica intrusiva compuesta litológicamente por granodioritas, dioritas cuarcíferas y tonalitas. Este cuerpo alargado Norte Sur, que en superficie se presenta en forma de afloramientos dispersos, sobresale entre la cubierta neógena en la zona costera, desde el morro Copiapó (donde está mejor expuesto) hacia el sur (Godoy et al., 2003).

Localmente se observa la unidad aflorando sólo en el sector de Puerto Viejo. Dichos afloramientos permitieron describir a la unidad localmente como:

Distribución y relaciones de contacto

El intrusivo Granodiorita Morro Copiapó (Jgmc) se encuentra distribuido al SW de la costa del área de Puerto Viejo.

Se encuentra en contacto por no conformidad con la Formación Bahía Inglesa (MPIbi) y con los Estratos de Caldera (Qec) y subyaciendo los Depósitos Marinos Actuales (Qm).

Litología

La unidad Granodiorita Morro Copiapó (Fig 3.8), es un cuerpo intrusivo de color gris claro a pardo verdoso oscuro (Fig. 3.8a), de forma irregular, compuesto por rocas de composición básica a muy básica.

Presenta textura fanerítica, holocristalina y equigranular, con cristales que varían desde 1 mm a 2 mm. Litológicamente corresponde a gabros y dioritas, las cuales presentan un alto contenido de plagioclasa (40-60%), hornblenda (20-35%), biotita (5%) y cuarzo (3%). En menor cantidad se observan granodioritas, con cristales de plagioclasa (50%), hornblenda (20%), ortoclasa (10%), cuarzo (15%), biotita (5%) (Fig. 3.8b y c).

Edad y correlación

Se datan edades de 188,8 Ma por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda (Dallmeyer et al., 1996) y 180 Ma en K-Ar en biotita, 186 Ma en biotita (Farrar et al., 1970), por lo que se estima una edad de 189-186 Ma.



Figura 3.8. a. Visión general de la Granodiorita Morro Copiapó al sur de Puerto Viejo; b y c. Acercamiento de la Granodiorita Morro Copiapó.

CAPITULO IV: CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DEL SUELO

4.1 Introducción

Los suelos son el medio a través del cual las ondas sísmicas se propagan localmente hasta llegar a las estructuras edificadas. Las características del movimiento sísmico, y por lo tanto su capacidad de causar daños, se modifican en el proceso de propagación de acuerdo a las propiedades de los suelos de fundación (PUC, 2006).

Los suelos pueden sufrir cambios importantes en sus estructuras internas debido al paso de las ondas sísmicas a través de ellos. En particular los suelos pueden deformarse excesivamente o no presentar grandes cambios durante un terremoto de fuerte intensidad, produciendo desnivelaciones, desplomes, agrietamientos o colapso de un edificio (PUC, 2006).

La modificación de la señal sísmica se deberá a la influencia de las condiciones geológicas y topográficas durante o después de un terremoto. Dicha modificación consistirá en la amplificación de la señal así como una mayor duración de la misma y la modificación de su contenido frecuencial (Trigo, 2007).

Dicha anomalías en el contenido frecuencial serán medidas a través de las señales de microtemblores, y analizados a través de la técnica de Nakamura (Capítulo II), permitiendo establecer la calidad del suelo de las áreas estudiadas, la cual cobra importancia ya que el daño causado por un sismo es fuertemente dependiente de las condiciones locales del terreno, siendo la caracterización del subsuelo un tema de considerable interés al momento de identificar los riesgos sísmicos.

4.2 Efecto Sitio

La amplificación sísmica y el patrón de daño observado durante los sismos, presenta una importante variabilidad de un lugar a otro, aún en distancias relativamente cortas. Estas se deben a las variaciones locales del tipo de suelo y la topografía (Trigo, 2007).

Esta distribución irregular de la intensidad de un sismo se debe al fenómeno de amplificación local de las ondas sísmicas asociado principalmente a las propiedades geotécnicas del subsuelo y a la profundidad del basamento rocoso, la cual se denomina “efecto sitio” o “amplificación de suelos” (Fig. 4.1) (Trigo, 2007).

Esta modificación consiste en la amplificación de la señal así como una mayor duración de la misma y la variación de su contenido de frecuencia, así, frente a un movimiento sísmico las

capas del suelo actúan como filtros de frecuencias de manera que modifican la energía que transmiten a la estructura. Los depósitos de suelo amplifican el movimiento o señal de entrada cuando las frecuencias predominantes son bajas (periodos altos), mientras que los suelos rígidos lo hacen con señales cuyas frecuencias predominantes son altas (periodos bajos) (Trigo, 2007).

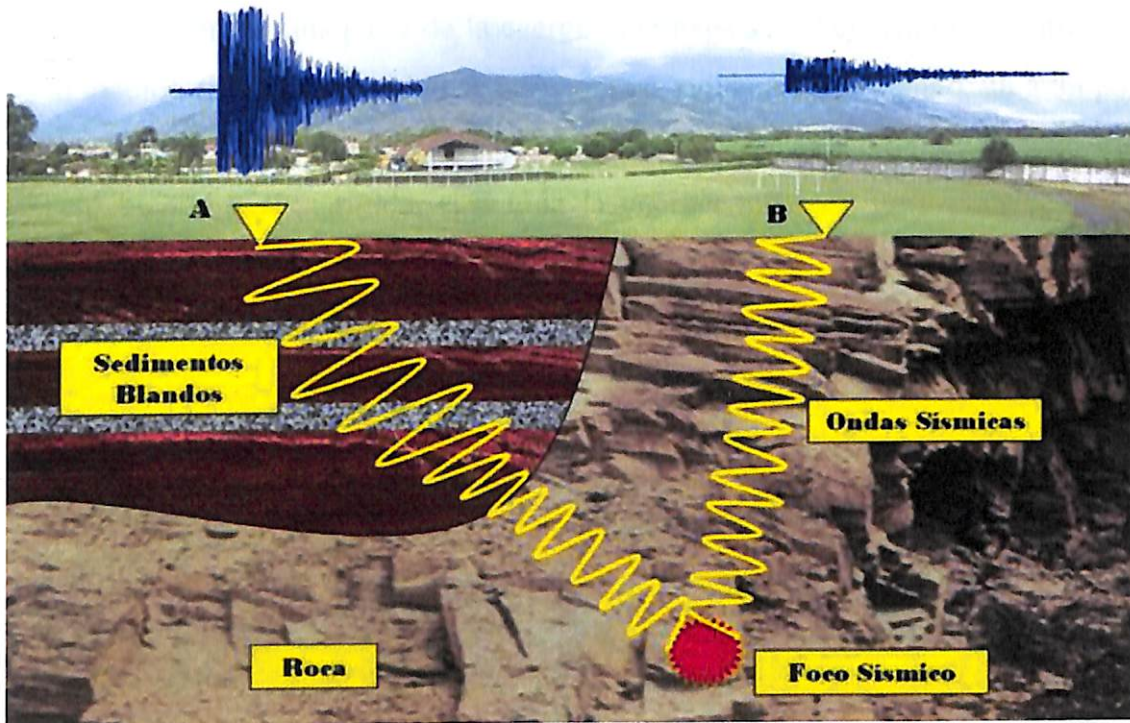


Figura 4.1. Efecto sitio. Amplificación de onda en sedimentos blandos (Fuente: Astwood, 2013).

Por su parte, si el suelo de fundación es blando, se produce el fenómeno denominado interacción suelo-estructura, el cual consiste en que la flexibilidad del suelo influye en el movimiento de la estructura y la estructura influye en el movimiento del suelo. Dicha interacción puede ser importante en estructuras rígidas y de gran masa, como reactores nucleares, grandes edificios y puentes (Trigo, 2007).

La amplificación de los movimientos sobre depósitos se debe a 2 fenómenos, la impedancia y resonancia (Fig. 4.2):

4.2.1 Impedancia

Los medios rígidos (roca) transmiten las ondas a mayor velocidad que los blandos (suelos arcillosos). Las ondas sísmicas viajan a través de ellos hasta llegar a la interfaz con el suelo

blando. Al llegar a dicha interfaz, puesto que en el suelo la onda viaja más lentamente, el movimiento se amplifica para que se mantenga constante el flujo de energía (Rodríguez, 2005).

4.2.2 Resonancia

Cuando una onda llega a una interfaz en la que cambia el medio en el que se propaga (de roca a suelo, por ejemplo) una parte de la energía que llega se refleja (rebota) y otra se refracta (atravesada al medio). Cuando el cambio se hace de roca rígida a suelo blando, un gran porcentaje de la energía incidente se transmite y sólo una pequeña fracción se refleja. En cambio, cuando se pasa de suelo blando a roca rígida, casi toda la energía rebota y muy poca se refracta. La consecuencia es que la energía incidente del terremoto se queda atrapada en la franja de suelo blando, acumulándose según llega, más y más energía procedente del macizo rocoso (Resnick et al., 1992).

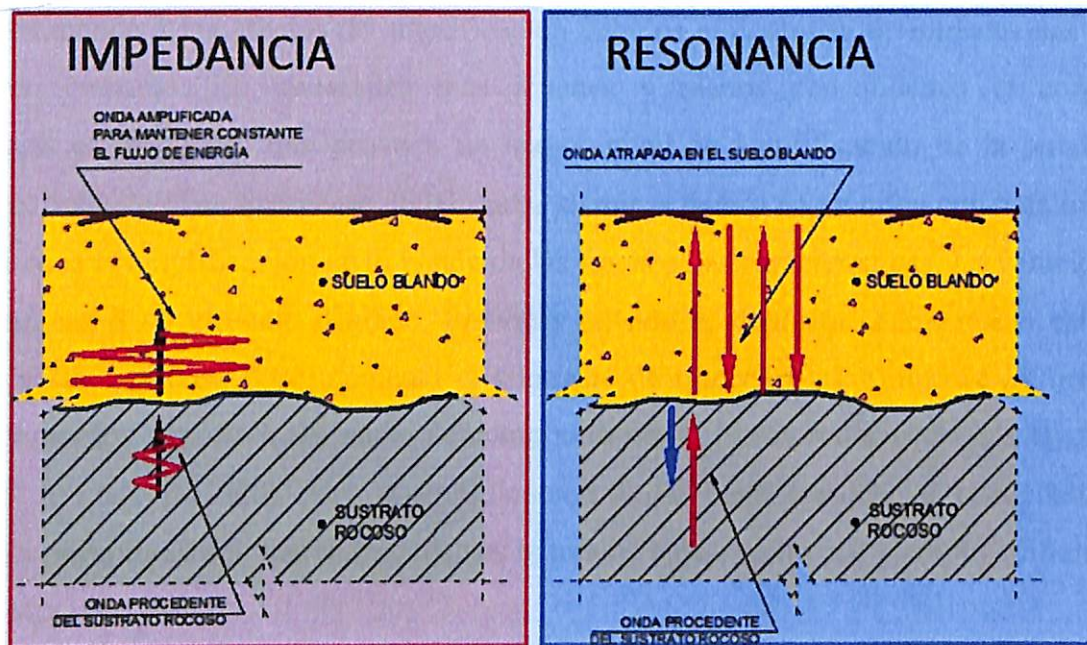


Figura 4.2. Amplificación producida por fenómenos de impedancia y resonancia. (Fuente: Asociación Astronómica Hubble, 2011)

4.3 Respuesta sísmica de los suelos

La amplificación del movimiento en el suelo está determinada por sus propiedades dinámicas. Dentro de éstas, la rigidez y el amortiguamiento del suelo constituyen las propiedades claves para el estudio de la respuesta de sitio (Morales, 2011).

Existen factores claves que influyen en las propiedades dinámicas del suelo, tales como la tensión efectiva de confinamiento, el nivel de tensiones en el suelo, el índice de poros y la plasticidad (Morales, 2011).

Como se mencionó anteriormente, la amplificación del movimiento del suelo es la responsable del daño ocurrido en áreas constituidas por depósitos de sedimentos blandos y poco compactos. Para terremotos de magnitud pequeña ($M < 5$), la amplificación es típicamente mayor en áreas ubicadas a una cierta distancia epicentral donde sería esperable que las ondas sísmicas redujesen la amplitud debido a los efectos de atenuación en la propagación de la señal sísmica por el interior de la tierra (Morales, 2011).

Dos mecanismos contribuyen a los efectos de amplificación de la señal en el suelo: la amplificación geométrica y la amplificación dinámica (Morales, 2011).

4.3.1 Amplificación geométrica

Corresponde a los efectos de amplificación debidos al contraste de impedancias entre dos medios en contacto. En materiales más jóvenes y menos consolidados el contraste de impedancias es mayor, lo que provoca un mayor nivel de amplificación de la señal sísmica. Asimismo, produce el atrapamiento de las ondas sísmicas dentro de un nivel con baja impedancia y esto provoca la amplificación en la banda de las frecuencias características. La velocidad de las ondas sísmicas S en el suelo decrece. Entonces cuando el depósito sedimentario está situado sobre un sustrato rocoso duro, aumenta el contraste de impedancias. Como se ha mencionado anteriormente, los depósitos del suelo se comportan como filtros reduciendo la energía de alta frecuencia (o corto período), pero la amplificación de las bajas frecuencias puede causar daño potencial a estructuras que tienen frecuencias naturales bajas, como por ejemplo edificios altos y puentes (Morales, 2011).

4.3.2 Amplificación dinámica

La teoría clásica de amplificación de suelos predice que al considerar una capa de suelo horizontal infinita de espesor H , uniforme e isotrópica y con un comportamiento lineal elástico, sobre sustrato rocoso, también horizontal, sometido a un campo de propagación de ondas SH incidiendo verticalmente, la función de amplificación del suelo será como se muestra en la figura 4.3.

Si el suelo no fuese capaz de amortiguar el movimiento ondulatorio se produciría una amplificación infinita (resonancia) para frecuencias que tienden a $\pi/2 + n\pi$. Sin embargo, gracias a

la capacidad del material para amortiguar el movimiento se producen dichas amplificaciones pero no de manera infinita (Morales, 2011).

Las frecuencias a las que se dan los máximos locales se conocen con el nombre de frecuencias naturales del suelo y dependen de la velocidad de ondas sísmicas S y del espesor del sedimento H. La frecuencia fundamental es la frecuencia más baja cuyo periodo asociado se conoce como el periodo característico del sitio. Esta amplificación también se conoce como efecto de resonancia. Dicho efecto considera la diferencia entre la frecuencia de las ondas sísmicas y la frecuencia natural del depósito sedimentario (Morales, 2011).

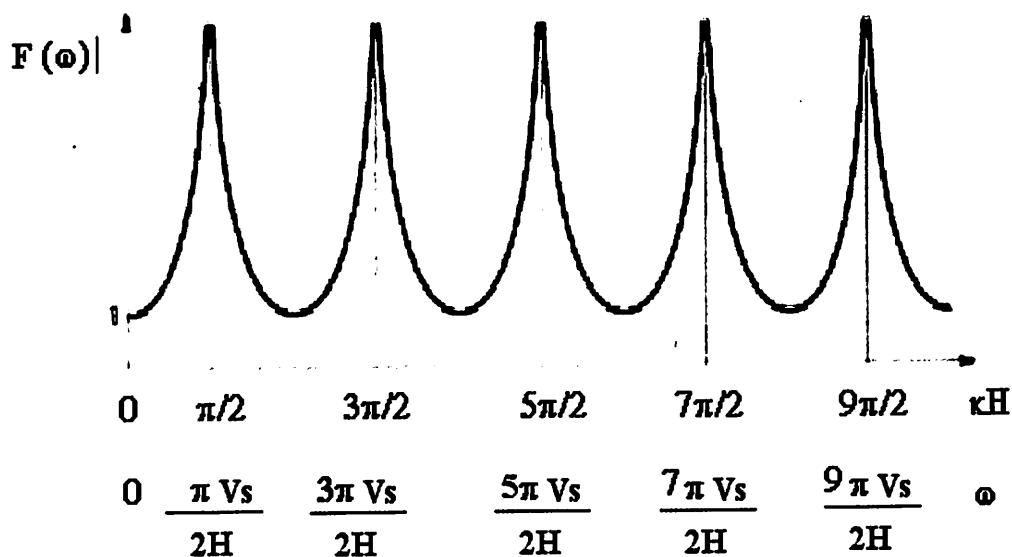


Figura 4.3. Función de Amplificación de un suelo uniforme sobre una roca rígida con coeficiente de amortiguamiento nulo (Morales, 2011).

Si la frecuencia de la onda sísmica es aproximadamente igual a la frecuencia natural del depósito se produce amplificación incrementándose la amplitud del movimiento del suelo significativamente. Así los fenómenos que contribuyen a la amplificación de la señal sísmica están relacionados directamente con la velocidad de las ondas sísmicas de corte S en el basamento. Cuando una onda elástica se propaga a través de un material, el flujo de energía transmitida permanece constante y en consecuencia las amplitudes del movimiento del suelo en materiales con baja velocidad de propagación son mayores dado que la velocidad de la partícula y la velocidad de las ondas S son inversamente proporcionales. En consecuencia, materiales como arena suelta o arcilla blanda amplifican el movimiento del suelo significativamente (Morales, 2011).

4.4 Tipos de suelos y comportamientos característicos

Los principales componentes de los distintos tipos de suelos presentan diferentes características de comportamiento desde el punto de vista de carga estática y de respuesta sísmica son las gravas, las arenas, los limos y las arcillas (PUC, 2006).

Las gravas están constituidas por partículas gruesas que van desde los 2 mm a los 25 cm, que si se encuentran en estado compactado, como típicamente ocurre en las gravas del valle central de Santiago, alcanzan altas resistencias y bajas compresibilidades. Por lo tanto, no involucran riesgos sísmicos especiales (PUC, 2006).

En depósitos de dunas y playas, el comportamiento sísmico de las arenas (0,0625 mm a 2 mm) depende fundamentalmente de su densidad. En estado no consolidado son débiles y deformables, y provocan daños severos por asentamientos y por fallas de fundaciones. Si se encuentran soterradas pueden sufrir licuación y fallas de flujo. Algunos ejemplos recientes de fallas en medios arenosos son la destrucción de obras portuarias y los asentamientos de Hotel Pérez Rosales, en Puerto Montt (1960), los deslizamientos de taludes en Reñaca (1985) y el colapso de Puente Lo Gallardo, Santo Domingo (1985) (PUC, 2006).

Los limos están formados por partículas finas no cohesivas (0,0039 mm a 0,0625 mm), que presentan un comportamiento sísmico similar al de las arenas finas, con los agravantes de menor resistencia de roce interno y menor permeabilidad. Algunos ejemplos recientes de fallas en medios limosos son la destrucción de embalses de relaves en El Cobre (1965), en la V Región (1985) y en la IV Región (1997), y asentamientos de edificios en Valdivia (1960) (PUC, 2006).

Las arcillas son suelos de partículas muy finas ($< 0,0039$ mm), cohesivas, que se encuentran típicamente en depósitos de antiguos fondos de lagunas. Su comportamiento sísmico se caracteriza por su alta deformabilidad y consecuente efecto de filtro en las ondas sísmicas, causando movimientos de desplazamientos amplios y de baja frecuencia. Las consecuencias pueden ser fuertes amplificaciones de fuerzas sísmicas en edificios flexibles (PUC, 2006).

4.5 Efectos de suelos en sollicitaciones sísmicas

En primer lugar, el suelo afecta a los espectros de respuesta sísmica. Esto se debe a que la influencia de los suelos en las características de los movimientos sísmicos se aprecia en los

diferentes registros que se obtienen en un mismo temblor en acelerógrafos instalados en diferentes sitios. Al construir espectros a partir de los registros se observa que las zonas de amplificación del movimiento se desplazan hacia las frecuencias bajas en la medida que el suelo es más blando (PUC, 2006).

El segundo aspecto en el cual el suelo afecta la sollicitación sísmica proviene de las condiciones geomorfológicas del emplazamiento. Esto es que la forma de los depósitos de suelos puede modificar las características de los movimientos sísmicos y, en consecuencia, puede aumentar los riesgos de fallas sísmicas para estructuras fundadas en ellos. Así para edificios fundados sobre y al borde de mesetas se puede esperar que sufran aceleraciones amplificadas respecto a los edificios emplazados en los valles circundantes, debido al menor confinamiento de los suelos de fundación. Adicionalmente, los edificios emplazados al pié de taludes, o sobre ellos, pueden ser afectados por deslizamientos de masas de suelos o por desprendimientos de rocas (PUC, 2006).

4.6 Clasificación del suelo del área de estudio

El área de estudio corresponde a un área de alta actividad sísmica. Esto sumado al rápido crecimiento de poblaciones situadas sobre depósitos litorales en los cuales se puede dar el fenómeno *efecto de sitio*, no sólo de amplificación de señal sino también la licuefacción de terreno, indica la necesidad de clasificar el suelo según sus características geotécnicas.

Dada la complejidad de la obtención de parámetros numéricos “in situ”, tanto mediante ensayos de campo como de laboratorio, se clasifica geotécnicamente al suelo en función de la composición y el origen de las formaciones geológicas (Capítulo III).

Para la confección de los mapas se siguieron las disposiciones propuestas por la National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP), la cual determina la amplificación aproximada del movimiento en las distintas unidades geológicas reconocidas en el área de estudio.

La NEHRP define un esquema de clasificación geológica estandarizada según el lugar y especifica factores de amplificación para las distintas clases de suelo definidas. El esquema de clasificación, se basa principalmente, en la velocidad media de las ondas de corte de la geología local. En la tabla 4.1 se muestra la clasificación de los suelos según las disposiciones NERPH.

Clase de suelo	Descripción	Velocidades medias de las ondas de corte en los primeros 30 m (m/s)	
		Mínima	Máxima
A	Roca dura	1500	-
B	Roca	760	1500
C	Suelo muy denso o roca blanda	360	760
D	Suelo rígido	180	360
E	Suelo blando	-	180
F	Suelo que requiere evaluación específica	-	-

Tabla 4.1. Clasificación de suelos según la disposiciones del NEHRP (Building Seismic Safety Council, 2004).

Además se utilizó la caracterización geotécnica y análisis del efecto local del proyecto “Riesgo Sísmico de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia” (RISMUR), el cual a tenido como resultado las más relevantes conclusiones sobre la evaluación de la peligrosidad sísmica, geotecnia y análisis sísmico local, vulnerabilidad de edificación, acumulación de esfuerzos y evaluación del riesgo sísmico. Este proyecto realiza la clasificación del suelo basándose en la Norma Sísmica Española (NCSE), la cual caracteriza el suelo en función a las descripciones geotécnicas, geológicas, la velocidad de ondas de los suelos y la amplificación relativa/ numérica aproximada, como se observa en la tabla 4.2.

En función a estas dos clasificaciones y a la investigación realizada por el proyecto RISMUR, la cual relaciona la norma NEHRP con la norma NCSE, se ha elaborado la siguiente tabla 4.3 para realizar la clasificación geotécnica del suelo superficial en las áreas estudiadas según la geología observada.

En base a la geotecnia y amplificación esperada, establecido en la tabla 4.3 se clasificará de la siguiente manera los materiales geológicos para cada área estudiada:

Clases (categoría de terreno)	Descripción geotécnica	Descripciones geológicas	VS (m/s)	Amplificación relativa/numérica
I	Rocas muy duras y poco fracturadas.	Rocas ígneas, basalto, andesita y diabasa, etc. Rocas metamórficas, cuarcitas. Roca sedimentaria, dolomía, Paleozoico y Jurásico.	>1500	NULA / 0.8
IIa	Roca dura y fracturada. Intercalación de rocas muy duras y duras.	Rocas metamórficas y sedimentarias: filitas y cuarcitas, intercalación de dolomitas y calizas, areniscas, grauvacas y calcarenitas.	1500-800	MUY BAJA / 1.0
IIb	Roca dura-media muy fracturada. Intercalada con algunas capas de rocas blandas.	Rocas fundamentalmente sedimentarias de distinta edad y origen: calizas, calizas oolíticas y calizas margosas, dolomías y conglomerados.	750-450	BAJA / 1.0
IIIa	Roca de resistencia media muy fracturada y con abundantes intercalaciones de rocas más blandas (margas y arcillas).	Rocas sedimentarias, fundamentalmente margas (edades: Jurásico, Cretácico y Terciario): margas, margo-calizas y margas calcáreas.	450-350	MEDIA / 1.2
IIIb	Roca blanda con arcillas expansivas. $H > a$ 30 m. Suelos no cohesivos poco cementados. $H > a$ 10 m.	Rocas fundamentalmente triásicas del Keuper. Arcillas abigarradas y yeso y sedimentos Terciarios. Arcillas margosas, areniscas turbidíticas y arcillas verdes oscuras, cantos y costras. Conglomerados del Cuaternario.	350-250	MEDIA / 1.8
IV	Suelos no cohesivos inestables.	Sedimentos cuaternarios de origen fluvial y coluvial, piedemonte: gravas, arenas, cantos y costras.	250-180	ALTA / 2.0
V	Suelos cohesivos blandos, arcillas, limos y arenas, y No Cohesivos Poco Compactos arenas, arenas y conchas.	Sedimentos cuaternarios de origen fluvial, dunas sedimentos eólicos. Depósitos expansivos de margas diatomíticas. Arenas y limos. Arenas y conchas.	180-150	ALTA / 2.5
VI	Suelos muy blandos, $H > 3$ m. Suelos saturados y zonas con nivel freático a $<$ de 10 m.	Depósitos de playa, cauces de ríos, marismas, fangos, limos y limos arcillas.	<150	MUY ALTA / 2.5 Suelos especiales

Tabla 4.2. Clasificación Geotécnica-Amplificación de los materiales geológicos (RISMUR).

Clasificación NEHRP	Clasificación RISMUR	Descripción general	Descripción geotécnica	Descripción geológica	Valor aprox VS (m/s)	Amplificación estimada
A	I	Roca dura	Rocas muy duras y poco fracturadas.	Rocas ígneas, basalto, andesita y diabasa, etc. Rocas metamórficas, cuarcitas. Roca sedimentaria, dolomía, Paleozoico y Jurásico.	>1500	Nula
B	IIa	Roca	Roca dura y fracturada. Intercalación de rocas muy duras y duras.	Rocas sedimentarias y metamórficas. Intercalaciones de dolomitas, calizas, filitas y areniscas. Jurásico.	1500-800	Muy Baja
C	IIb	Suelo muy denso o roca blanda	Roca dura-media muy fracturada e Intercalada.	Rocas sedimentarias, calizas margosas, calizas eolíticas y calizas calcáreas. Cretácico y Terciario.	750-450	Baja
C	IIIa	Suelo muy denso o roca blanda	Roca de resistencia media muy fracturada y con abundantes intercalaciones de rocas más blandas (margas y arcillas).	Rocas sedimentarias, fundamentalmente margas (edades: Jurásico, Cretácico y Terciario): margas, margo-calizas y margas calcáreas.	450-350	Media
D	IIIb	Suelo rígido	Roca blanda con arcillas expansivas. Suelos no cohesivos poco cementados.	Rocas fundamentalmente triásicas del Keuper. Arcillas abigarradas y yeso, sedimentos Terciarios. Areniscas turbidíticas y arcillas verdes oscuras, conglomerados y areniscas.	350-250	Media

D	IV	Suelo rígido	Suelos no cohesivos inestables, gravas y arenas, cantos y costras.	Sedimentos cuaternarios de origen fluvial y coluvial, pie de monte, etc.	250-180	Alta
E	V	Suelo blando	Suelos cohesivos blandos, arcillas, limos y arenas, y No Cohesivos Poco Compactos arenas, arenas y conchas.	Sedimentos cuaternarios de origen fluvial y coluvial, dunas sedimentos eólicos. Depósitos expansivos de margas diatomíticas.	180-150	Alta
F	VI	Suelo que requiere evaluación específica	Suelos muy blandos.	Depósitos de playa y cauces de ríos, marismas, fangos, limos y limos arcillas.	<150	Muy alta

Tabla 4.3. Clasificación Geotécnica-Amplificación de los materiales geológicos para las áreas estudiadas.

4.6.1 Rodillo

Para las unidades geológicas de Rodillo se establecieron las siguientes calidades de suelo superficial (Tabla 4.4). Esto indica una prevalencia de amplificaciones medias y altas para el área estudiada, lo cual se puede observar en el anexo 4:

Unidad geológica	Clasificación del suelo	Descripción	Amplificación aprox.
Gabros de Caldera	A / I	Roca dura poco fracturada.	Nula
Estratos de Caldera	D / III B	Suelo rígido, poco a mediana cohesividad.	Media
Depósitos Aluviales	D / IV	Suelo no cohesivo, inestable.	Alta
Depósitos Marinos Actuales	F / VI	Suelo no cohesivo, blando con alto potencial licuefactable.	Muy Alta
Depósitos Eólicos	E / V	Suelo no cohesivo, arenas.	Alta

Tabla 4.4. Amplificación del suelo aproximada para el área de Rodillo.

4.6.2 Caldera - Bahía Inglesa

En el caso de las unidades geológicas del área de Caldera – Bahía Inglesa se establecieron las siguientes calidades de suelo superficial como se observa en la tabla 4.5, esto muestra una predominancia de amplificaciones media para el sector y en menor proporción amplificaciones muy altas (Anexo 5):

Unidad geológica	Clasificación del suelo	Descripción	Amplificación aprox.
Gabros de Caldera	A / I	Roca dura poco fracturada.	Nula
Estratos de Caldera	D / III B	Suelo rígido, poco a mediana cohesividad.	Media
Depósitos Marinos Actuales	F / VI	Suelo no cohesivo, blando con alto potencial licuefactable.	Muy Alta

Tabla 4.5. Amplificación del suelo aproximada para el área de Caldera – Bahía Inglesa.

4.6.3 Puerto Viejo

Para las unidades geológicas de Puerto Viejo se establecieron las siguientes calidades de suelo superficial (Tabla 4.6, anexo 6). Estas indican la presencia de una amplificación media principalmente, acompañada de amplificaciones muy altas para aquellas arenas de baja consolidación:

Unidad geológica	Clasificación del suelo	Descripción	Amplificación aprox.
Granodiorita Morro Copiapó	A / I	Roca dura poco fracturada.	Nula
Formación Bahía Inglesa	C / III a	Suelo denso o blando, rocas fracturadas intercaladas con rocas blandas.	Media
Estratos de Caldera	D / III b	Suelo rígido, poco a mediana cohesividad.	Media
Depósitos Fluviales	D / IV	Suelo no cohesivo, inestable.	Alta
Depósitos Marinos Actuales	F / VI	Suelo no cohesivo, blando con alto potencial licuefactable.	Muy Alta
Depósitos Eólicos	E / V	Suelo no cohesivo, arenas.	Alta

Tabla 4.6. Amplificación del suelo aproximada para el área de Puerto Viejo.

4.7 Microvibraciones mediante la técnica de Nakamura

El análisis de las microvibraciones ambientales, permite determinar el período fundamental de los suelos utilizando el método de Nakamura, esto es, la razón espectral entre la componente horizontal y la vertical (H/V) (Capítulo II).

En el presente trabajo se han realizado un total de 75 mediciones, algunas de las cuales han sido eliminadas bajo los siguientes criterios: similitud de mediciones a distancias muy cortas y en la misma unidad geológica y mediciones erróneas con resultados alterados por la presencia de factores antrópicos; reduciéndose a las observadas en los anexos 7, 8, 9, 10 y 11 para cada área de estudio.

4.7.1 Rodillo

Para el área de Rodillo se realizaron 9 mediciones como se observa en la tabla 4.7, arrojando variados valores de amplitud y frecuencia, esto establecerá las calidades del suelo de las distintas unidades geológicas descritas en el capítulo III. Estas mediciones se distribuyeron en las distintas unidades geológicas que abarcan los sectores más poblados lo cual puede ser observado en el anexo 7.

En el caso de la unidad Estratos de Caldera, se realizaron 5 mediciones como se observa en la tabla 4.7, la cual comprende las mediciones ATACA 037, ATACA 038, ATACA 039, ATACA 040 y ATACA 042, estas arrojaron frecuencias variables desde 0,22 Hz a 10,02 Hz.

El punto ATACA 037 (Fig. 4.4a) muestra una frecuencia de 10,02 Hz y una amplitud mayor a 10. El valor de frecuencia dado indicará una aproximación de la potencia del suelo o si este es cercano o no al basamento. La amplitud en este caso es tan grande que el software es incapaz de leerlo, sin embargo, se observa que corresponde a un valor elevado. Los gráficos de promedio y moda coinciden en los resultados y ambas marcan un *peak* claro el cual es corroborado a través del gráfico promedio geométrico H/V, por lo que la medición se considera válida. Finalmente para la clasificación de la calidad del suelo es importante tomar ambos valores (frecuencia y amplitud) en conjunto.

En el caso del punto ATACA 038 (Fig. 4.4b), se observó un gráfico totalmente distinto a la medición anterior. Sus valores de frecuencia y amplitud tienen un gran contraste en comparación con el punto ATACA 037, los cuales alcanzan los 0,22 Hz para la frecuencia y 1,75 de amplitud. Otra diferencia visible con la medición anterior es la inexistencia de un *peak* en la curva, la cual tiende a ser plana, esto se debe al bajo valor de amplitud al no generar ruido suficiente el cual es confirmado a través del gráfico promedio geométrico H/V en el cual se observa escasa actividad microsísmica.

Unidad geológica	Nombre del punto	Frecuencia	Amplitud	Observaciones
Estratos de Caldera	ATACA 037	10,02	>10	Sin Observación
	ATACA 038	0,22	1,75	Sin Observación
	ATACA 039	6,87	3,5	Sin Observación
	ATACA 040	10,02	>10	Sin Observación
	ATACA 042	2,22	1,5	Sin Observación
Depósitos Aluviales	ATACA 041	9,88	-	Punto en el límite de aluvial/Estrato Caldera
Depósitos Marinos Actuales	ATACA 071	2,88	2,9	Punto medido en límite marino/eólico
	ATACA 072	8,02	3,2	Sin Observación
Depósitos Eólicos	ATACA 070	2,48	3,4	Sin Observación

Tabla 4.7. Valores de frecuencias y amplitudes medidas en las distintas unidades geológicas del sector de Rodillo.

En la medición ATACA 039 (Fig. 4.5a) se observa una alta frecuencia de 6,87 Hz y una amplitud media a baja de 3,5. Los gráficos promedio y moda coinciden en los resultados y ambos muestran un *peak* claro en la curva característica. El gráfico promedio geométrico H/V confirma una medición clara y válida.

La medición ATACA 040 (Fig 4.5b) entrega una frecuencia elevada de 10,02 Hz y una amplitud mayor a 10. El *peak* en la figura es claro y los valores de frecuencia y amplitud

observados son coincidentes entre los gráficos de promedio y moda. El gráfico promedio geométrico H/V permite corroborar que la medición es válida al mostrar una densidad importante de actividad la cual es observada en color negro.

La medición ATACA 042 (Fig 4.6) muestra una frecuencia de 2,22 Hz y una amplitud de 1,5. Dicho punto presenta características similares a la medición ATACA 038, donde se observa una curva plana sin un *peak* característico debido a la escases de ruido observado en el promedio geométrico H/V.

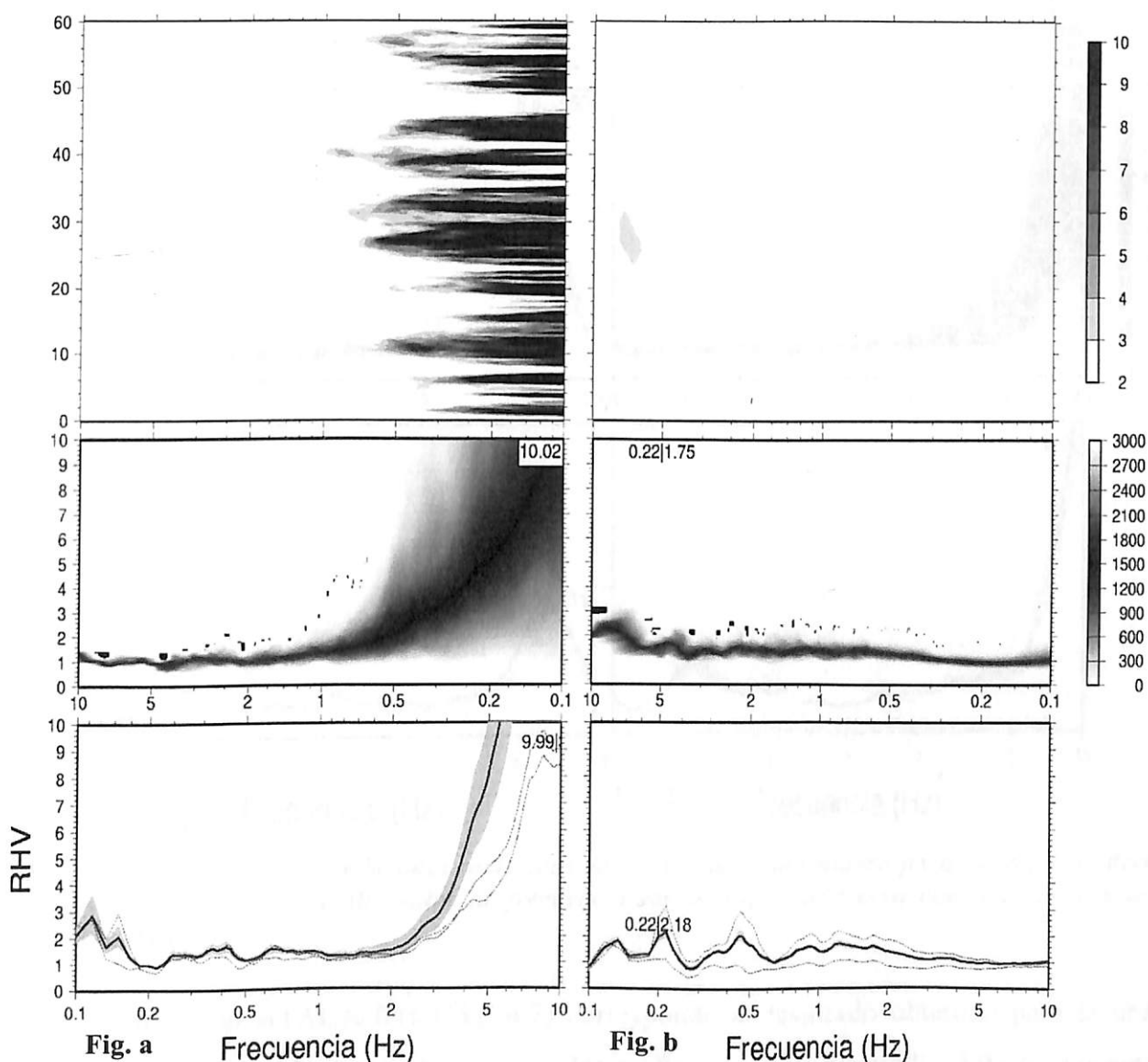


Figura 4.4. Resultados de mediciones realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Rodillo. **a)** Frecuencias elevadas y un *peak* claro en la curva; **b)** Curva plana sin *peak* característico debido a bajos valores de frecuencia y amplitud.

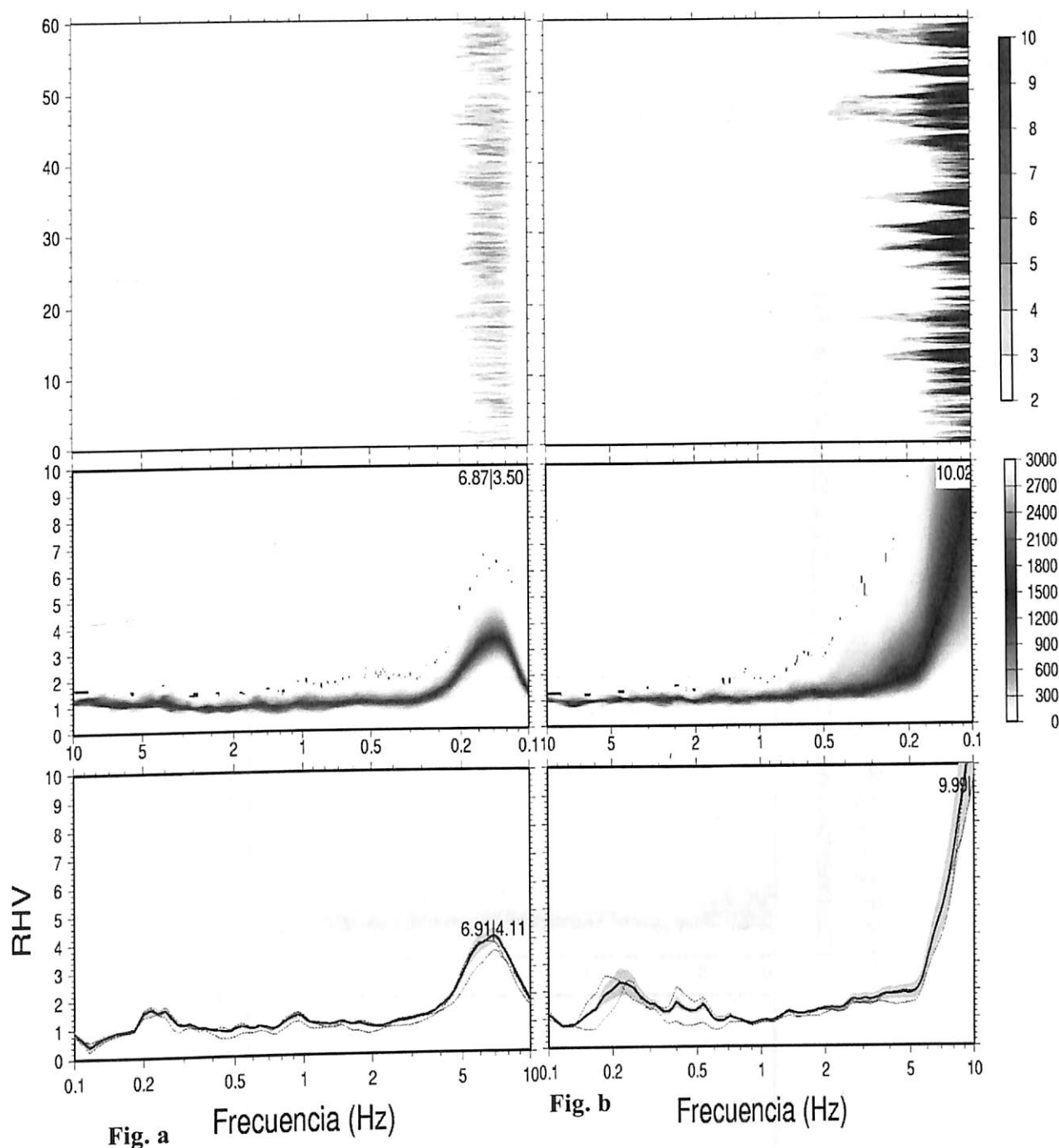


Figura 4.5. Resultados de mediciones realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Rodillo. **a)** Curva con peak claro y alto valor de frecuencia cercano a 7; **b)** Curva con peak de frecuencia elevado y claro.

La medición ATACA 041 (Fig. 4.7) corresponde al resultado obtenido para la unidad geológica Depósitos Aluviales. En este caso los gráficos moda y promedio difieren bastante en los valores de frecuencia observados. El gráfico moda indica altos valores de frecuencia, pero la ausencia de un *peak* claro, mientras que el gráfico promedio muestra una curva plana con bajos valores de amplitud y frecuencia. Esta variación en el valor de frecuencia de un gráfico a otro es típico en este tipo de mediciones, sin embargo, se debe elegir una de ellas para la

clasificación del suelo cuando estas no son coincidentes. En este caso se utilizará el gráfico promedio ya que concuerda con la escasez de colores oscuros en el gráfico promedio geométrico H/V debido al poco ruido microsísmico obtenido, el cual no permite generar un periodo predominante.

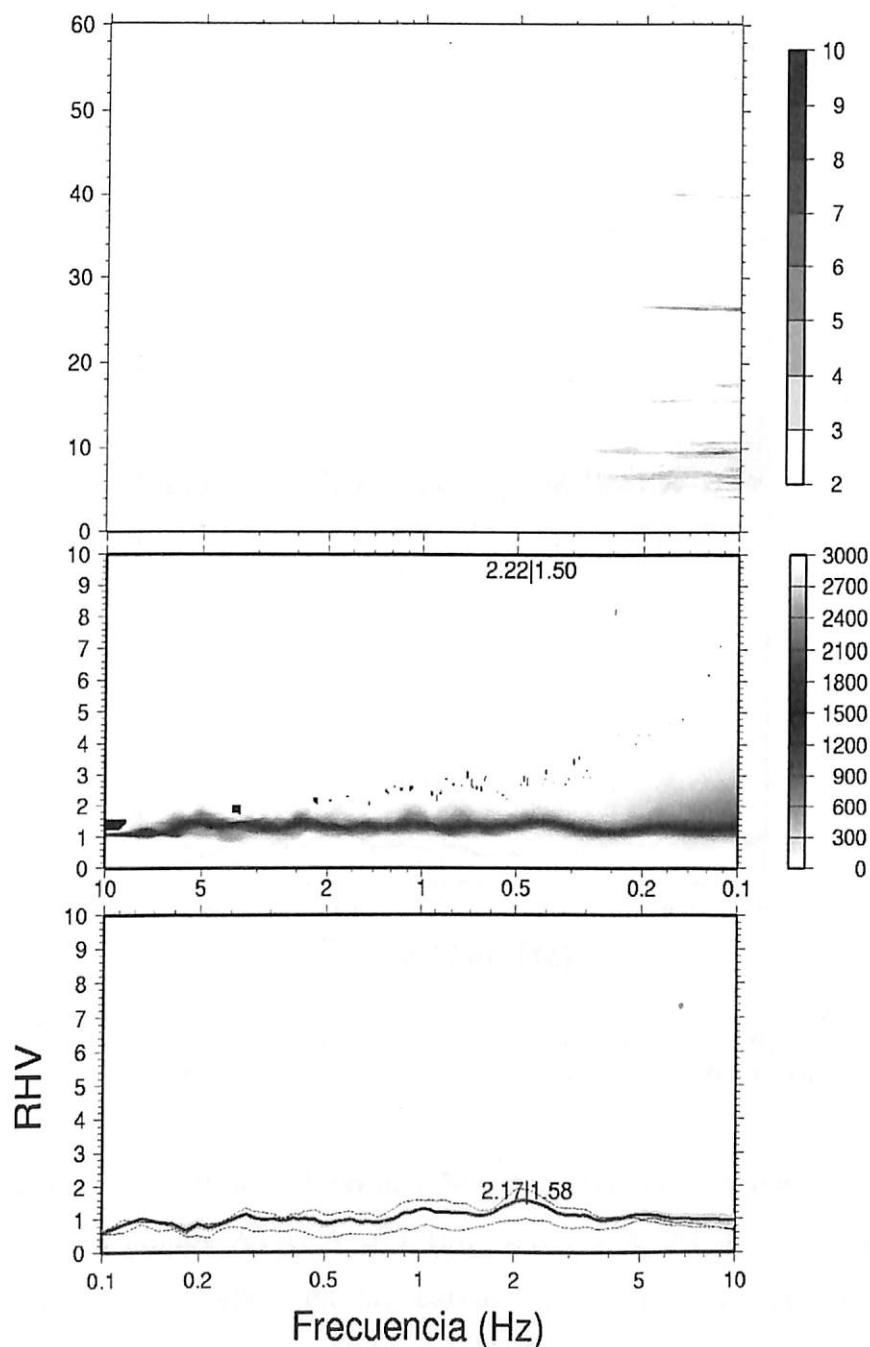


Figura 4.6. Resultado de la medición Ataca 042 correspondiente a los Estratos de Caldera para el sector de Rodillo. La figura muestra un curva plana sin peak , con bajos valores de frecuencia y amplitud.

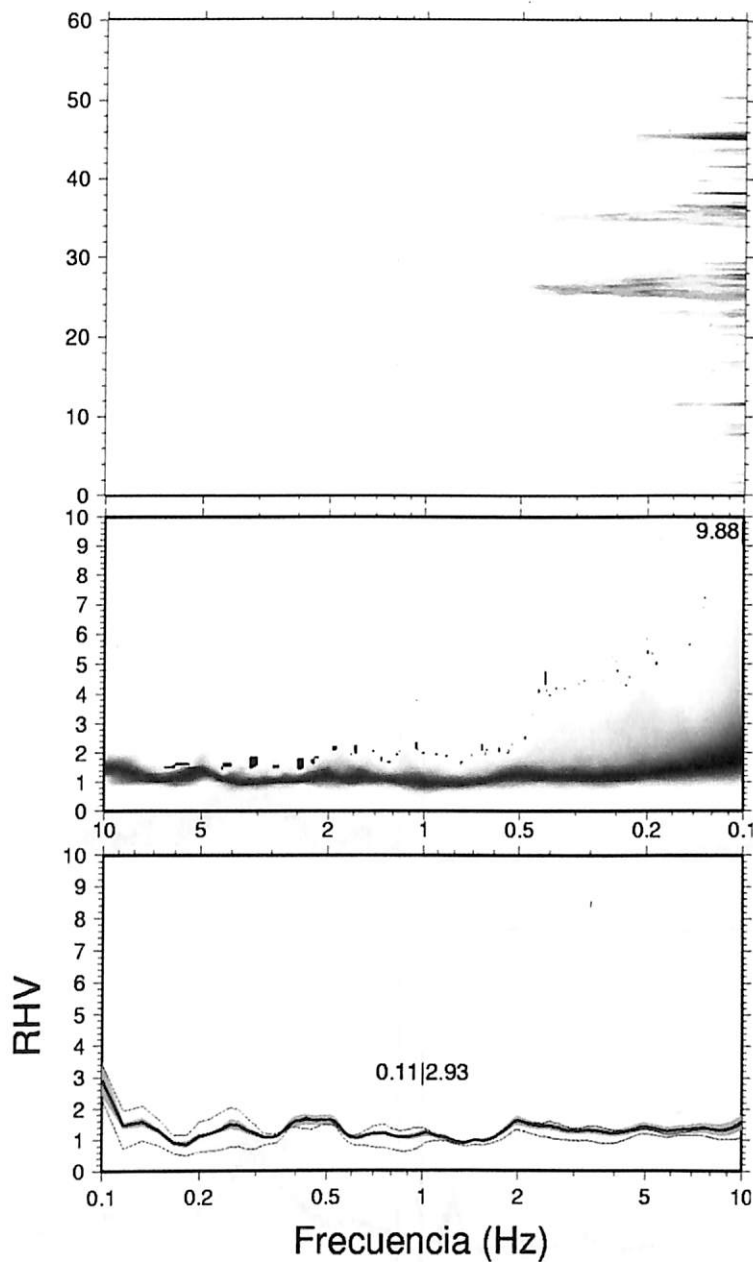


Figura 4.7. Resultado de la medición Ataca 041 correspondiente a los Depósitos Aluviales para el sector de Rodillo. La figura muestra una curva plana sin peak, con bajos valores de frecuencia y amplitud.

Para la clasificación de los Depósitos Marinos Actuales se realizaron 2 mediciones correspondientes a los puntos ATACA 071 (Fig. 4.8a) y ATACA 072 (Fig. 4.8b). Ambos registros muestran un *peak* claro en las curvas de sus gráficos las cuales pueden ser corroboradas a través del registro entregado por el gráfico promedio geométrico H/V. Además es posible observar una coincidencia de los valores de amplitud y frecuencia tanto en los gráficos promedio como moda para cada una de las mediciones. El primero de estos entrega un bajo valor de frecuencia de 2,88 Hz y una amplitud baja a media que oscila entre los 2,9 y 3,4. El segundo de estos entrega una frecuencia elevada de 8,02 Hz y una amplitud media de 3,2.

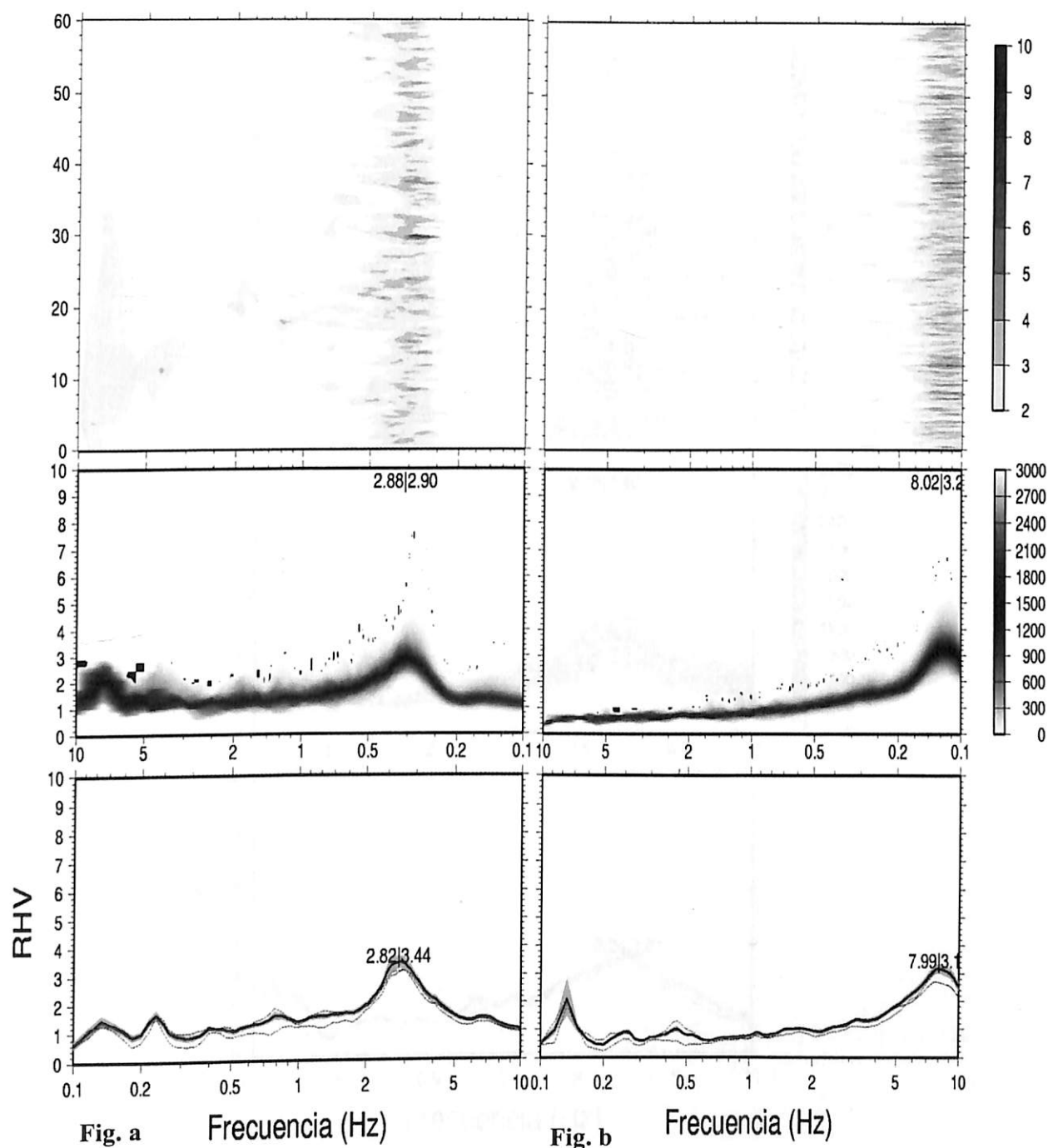


Figura 4.8. Resultados de mediciones realizadas en los Depósitos Marinos Actuales para el sector de Rodillo. **a)** El punto ATACA 071 muestra un peak claro con bajos valores de frecuencia y amplitud media; **b)** La medición ATACA 072 muestra una curva con un peak claro de frecuencia elevada y valores de amplitud media.

La calidad del suelo de la unidad Depósitos Eólicos será categorizada por la medición ATACA 070 (Fig 4.9) la cual presenta un bajo valor de frecuencia de 2,48 Hz y una amplitud media de 3,4. La curva muestra un *peak* marcado y oscuro, esto indica que existió ruido suficiente para hacer válida la medición lo cual es observado en los tres gráficos.

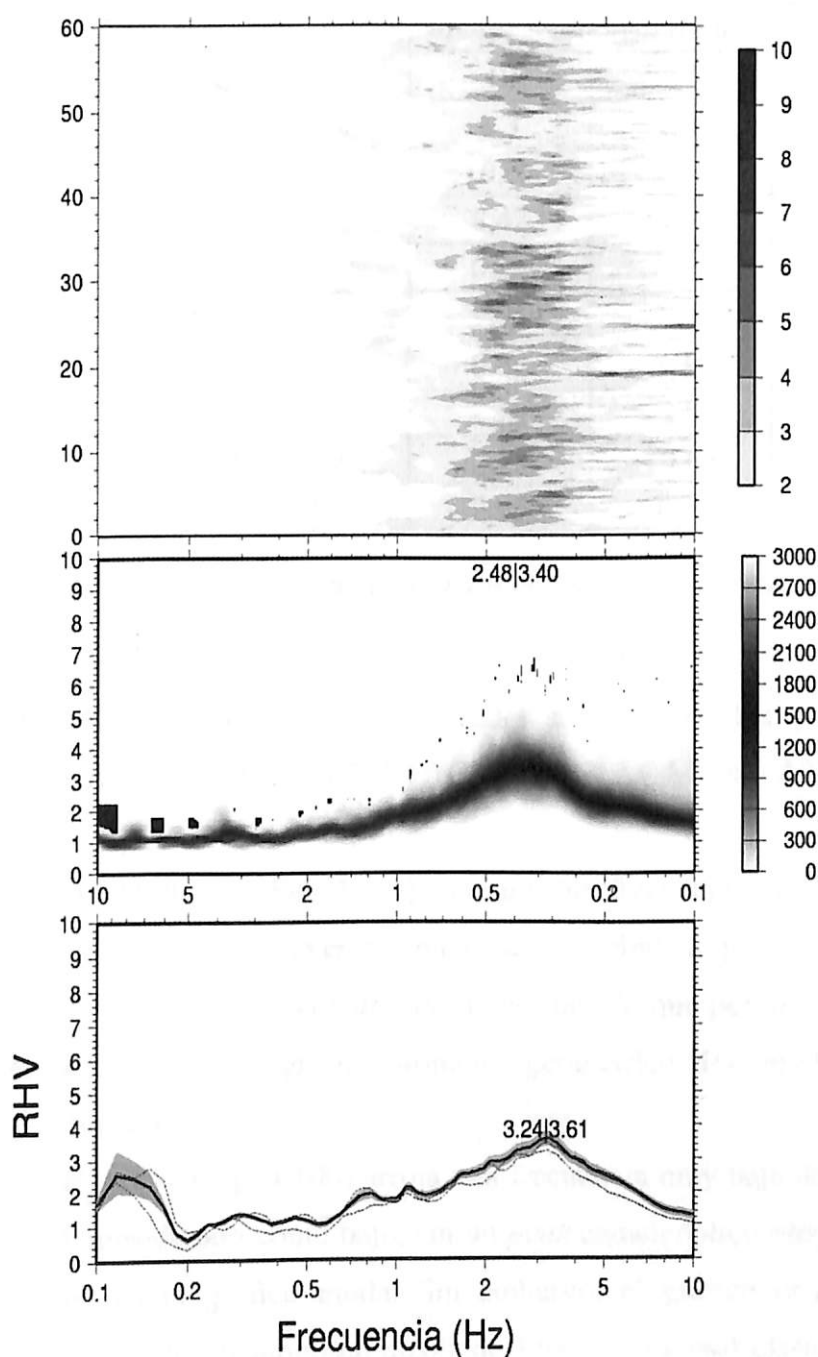


Figura 4.9. Resultado de la medición Ataca 070 correspondiente a los Depósitos Eólicos para el sector de Rodillo. La figura muestra una curva con peak claro de amplitud media y frecuencia baja.

4.7.2 Bahía Inglesa

Para el área de Bahía Inglesa se realizaron 10 mediciones como se observa en el anexo 8, de las cuales 8 corresponden a mediciones realizadas a la unidad geológica Estratos de Caldera, mientras que 2 de ellas indicarán la calidad del suelo para la unidad Depósitos Marinos Actuales. Todas estas mediciones arrojaron variados valores de amplitud y frecuencia los cuales pueden ser observados en la tabla 4.8.

Unidad geológica	Nombre del punto	Frecuencia	Amplitud	Observaciones
Estratos de Caldera	ATACA 012	10	-	Sin Observación
	ATACA 014	0,3	2,1	Sin Observación
	ATACA 015	10,02	-	Sin Observación
	ATACA 017	8,42	2,4	Sin Observación
	ATACA 020	0,25	2	Sin Observación
	ATACA 022	9,93	-	Sin Observación
	ATACA 024	0,57	3,35	Sin Observación
	ATACA 025	1,22	2,9	Sin Observación
Depósitos marinos Actuales	ATACA 016	5,25	10,05	Sin Observación
	ATACA 081	7,47	1,85	Sin Observación

Tabla 4.8. Valores de frecuencias y amplitudes medidas en las distintas unidades geológicas del sector de Bahía Inglesa.

Los Estratos de Caldera serán caracterizados a través de los puntos ATACA 012, ATACA 014, ATACA 015, ATACA 017, ATACA 022, ATACA 024 y ATACA 025.

La medición ATACA 012 (Fig. 4.10a) muestra una frecuencia elevada de 10 Hz y una amplitud que tiende al alza, la cual no es posible observar debido a que la frecuencia excede los límites impuestos en el cálculo. El *peak* observado es claro lo que permite validar la medición, la cual es corroborada a través del gráfico promedio geométrico H/V en el que se observa una muestra oscura y homogénea.

El punto ATACA 014 (Fig. 4.10b) arroja una frecuencia muy baja de 0,30 Hz y un valor de 2,10 de amplitud considerado como bajo, sin un *peak* característico propio de curvas planas el cual es observado en el gráfico moda. Sin embargo, el gráfico promedio muestra una frecuencia baja pero, un valor de amplitud media de 3,98 con un *peak* claro. La clasificación de suelo, será determinado a través de los valores proporcionados por el gráfico moda, debido que el *peak* del gráfico promedio no es observado en el gráfico promedio geométrico H/V, el cual no muestra homogeneidad en la muestra.

El punto ATACA 015 (Fig 4.11a) muestra una frecuencia elevada de 10,02 Hz y una amplitud que tiende al alza. Este punto tiene el mismo comportamiento que la medición ATACA 012 descrita anteriormente. El *peak* de la muestra es claro y elevado, el cual es corroborado en el gráfico promedio geométrico H/V donde se observa una muestra homogénea y oscura.

Al igual que el punto descrito anteriormente la medición ATACA 017 (Fig. 4.11b) posee un valor de frecuencia elevado (8,42 Hz) pero, una amplitud baja que varía entre 1,7 y 2. La medición es clasificada como válida debido que su *peak* es claro y a la concordancia entre los gráficos promedio y moda, lo cual se confirma a través de la homogeneidad observada en el gráfico promedio geométrico H/V.

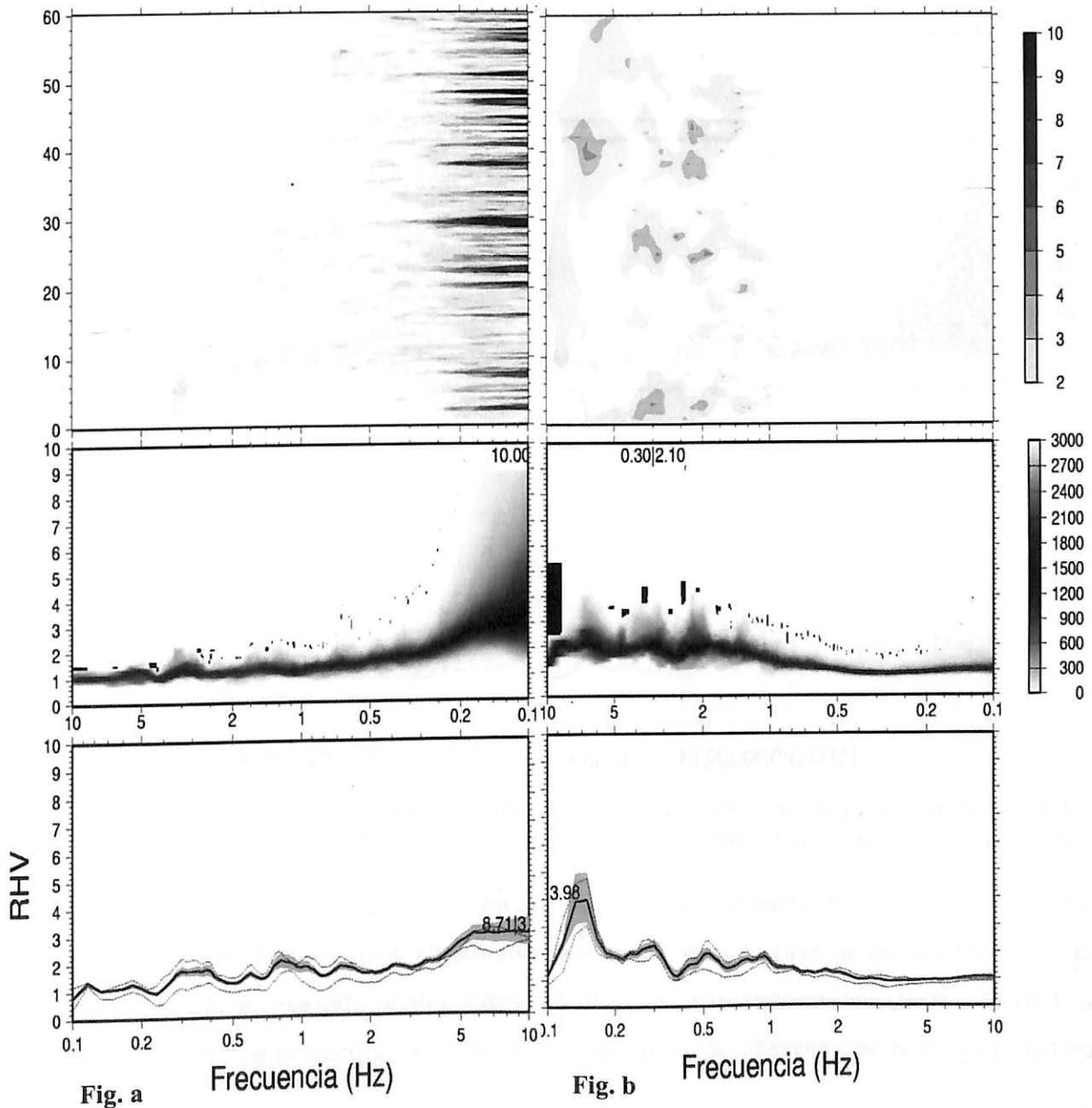


Figura 4.10. Resultados de mediciones realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Bahía Inglesa. **a)** Se observa una frecuencia elevada con un *peak* claro en la curva; **b)** Se observa una curva plana y una heterogeneidad en la muestra propia de amplitudes y frecuencias bajas.

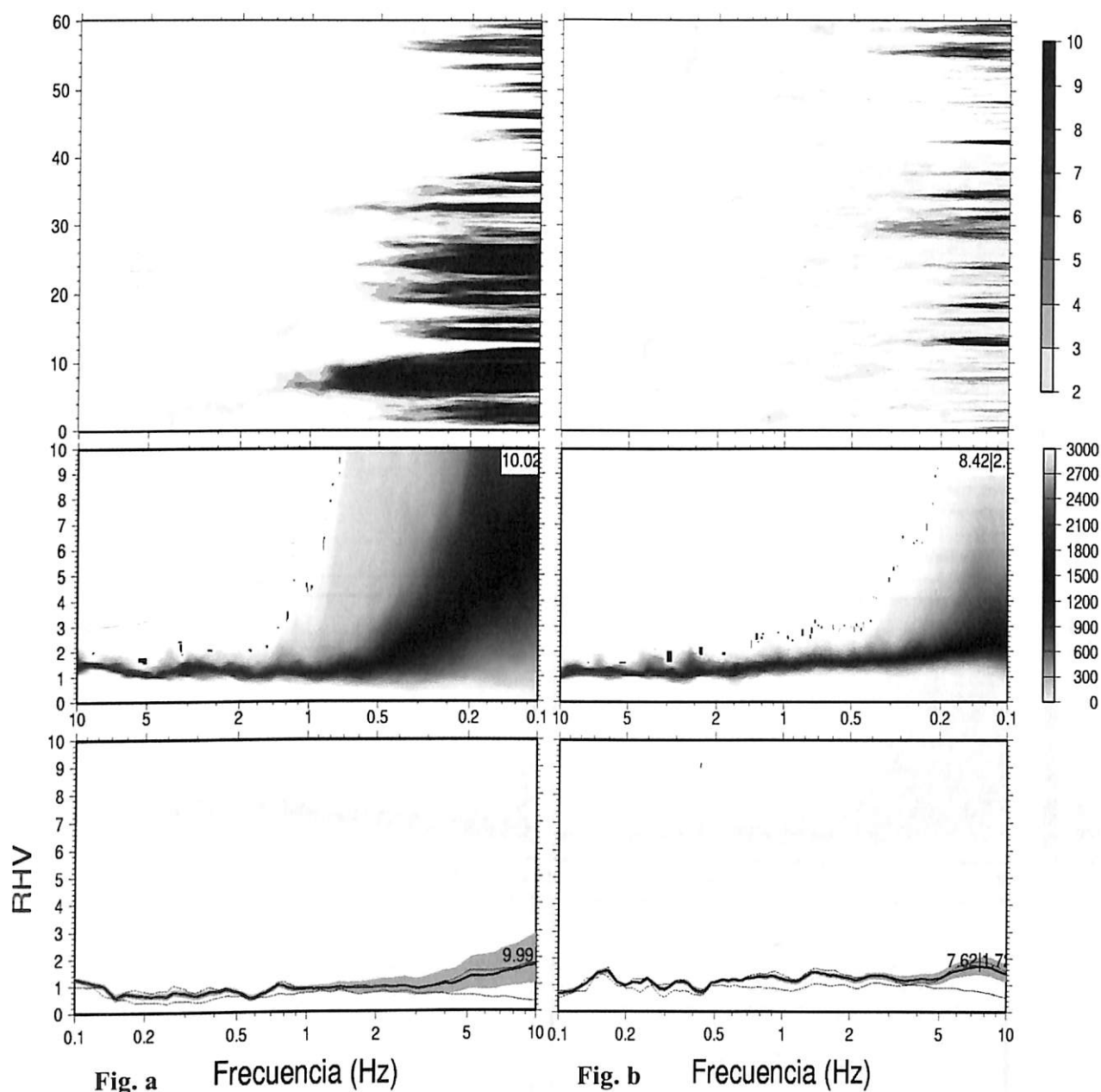


Figura 4.11. Resultados de mediciones realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Bahía Inglesa. **a y b)** Las figuras muestran una frecuencias elevadas y un peak claro en la curva de amplitud.

El punto ATACA 020 (Fig. 4.12a) muestra un comportamiento similar al ATACA 014, en donde se observan frecuencias y amplitudes muy bajas, esto no permite definir un contraste que permita generar un periodo predominante en el lugar, arrojando curvas planas, lo cual es observado en el gráfico promedio geométrico H/V donde no se observa una homogeneidad en la muestra.

La medición ATACA 022 (Fig. 4.12b) muestra los mismos resultados que los puntos ATACA 012 y ATACA 015. Estos se caracterizan por tener frecuencias elevadas, 9,93 Hz para este caso, y amplitudes mayores a 10. Los gráficos observados muestran un *peak* claro, una

concordancia en los valores y una muestra homogénea y oscura, lo que permite validar la medición.

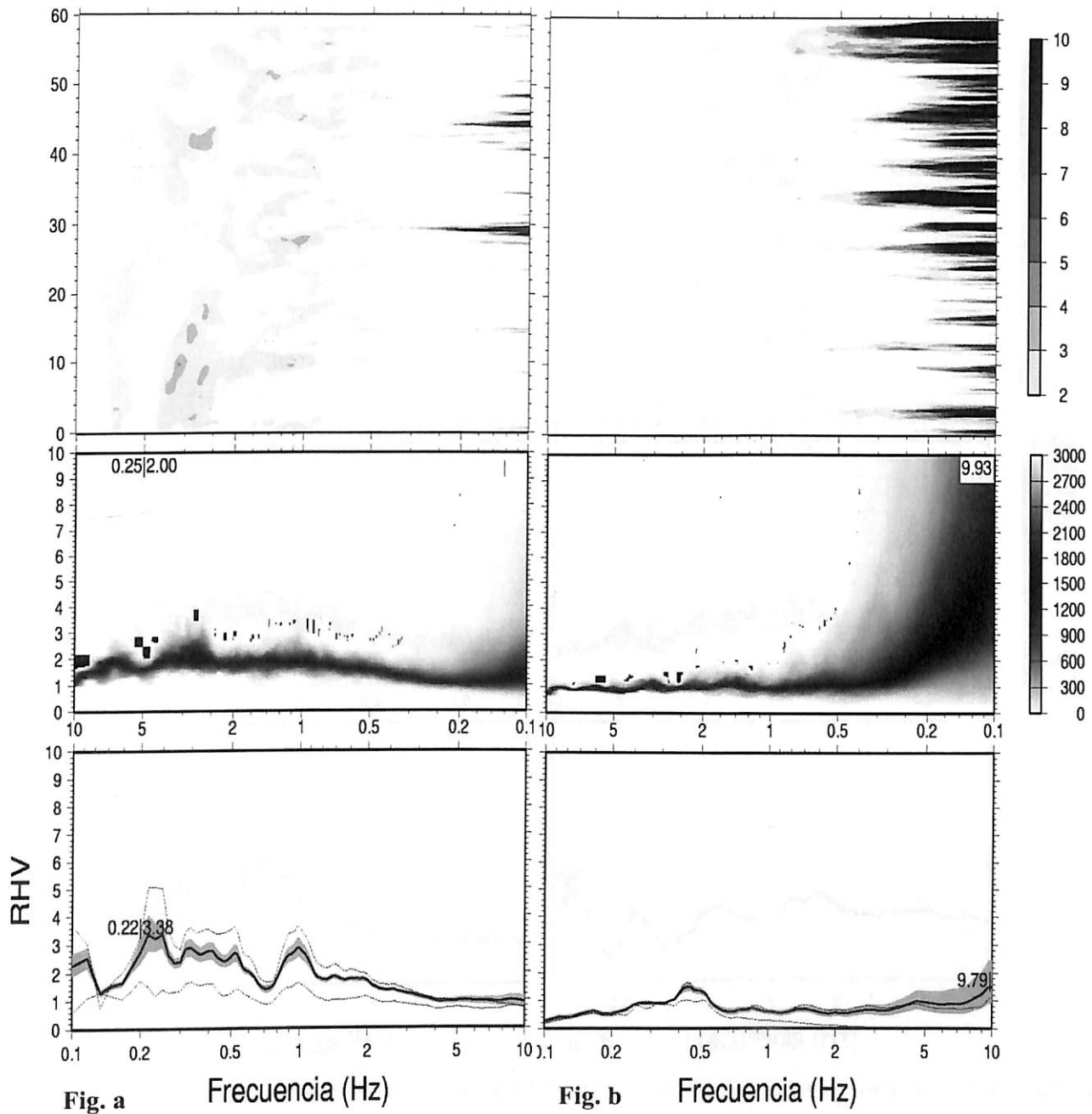


Figura 4.12. Resultados de mediciones realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Bahía Inglesa. **a)** Muestra una curva plana con baja frecuencia y amplitud; **b)** Se observa una frecuencia elevada, con un peak marcado y homogéneo.

Los puntos ATACA 024 (Fig. 4.13a) y ATACA 025 (Fig. 4.13b), muestran comportamientos similares, ambos presentan homogeneidad en la muestra y un *peak* claro que permite validar la medición. Las frecuencias observadas son bajas (0,57 Hz y 1.22 Hz) y con

amplitudes medias (2,9 a 3,35), tanto para los gráficos promedio como para los gráficos correspondientes a la moda.

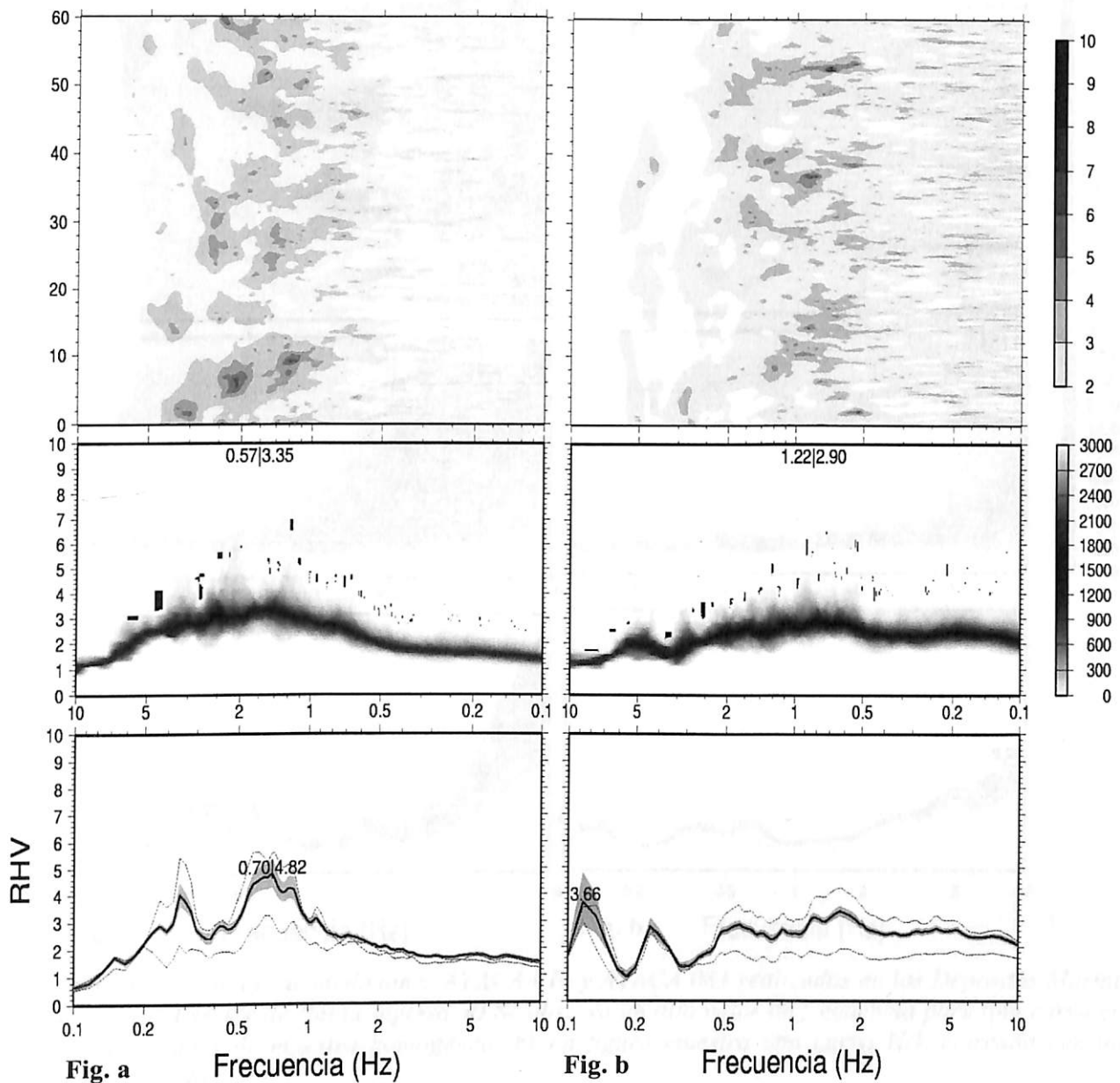


Figura 4.13. Resultados de mediciones ATACA 024 y ATACA 025 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Bahía Inglesa. **a y b)** Se observa para ambas mediciones, curvas con un peak marcado y homogéneo, con valores de frecuencia bajos y amplitudes medias.

La unidad geológica Depósitos Marinos Actuales será clasificada en función a los resultados entregados por las mediciones ATACA 016 y ATACA 081, correspondientes a las figuras 4.14a y 4.14b respectivamente. El primero de estos muestra una frecuencia media de 5,25 Hz amplitud mayor a 10. El *peak* observado es claro y la muestra presenta un comportamiento homogéneo y marcado, mientras que la medición ATACA 081 muestra un *peak* marcado y homogéneo, de frecuencia elevada, pero con bajos valores de amplitud.

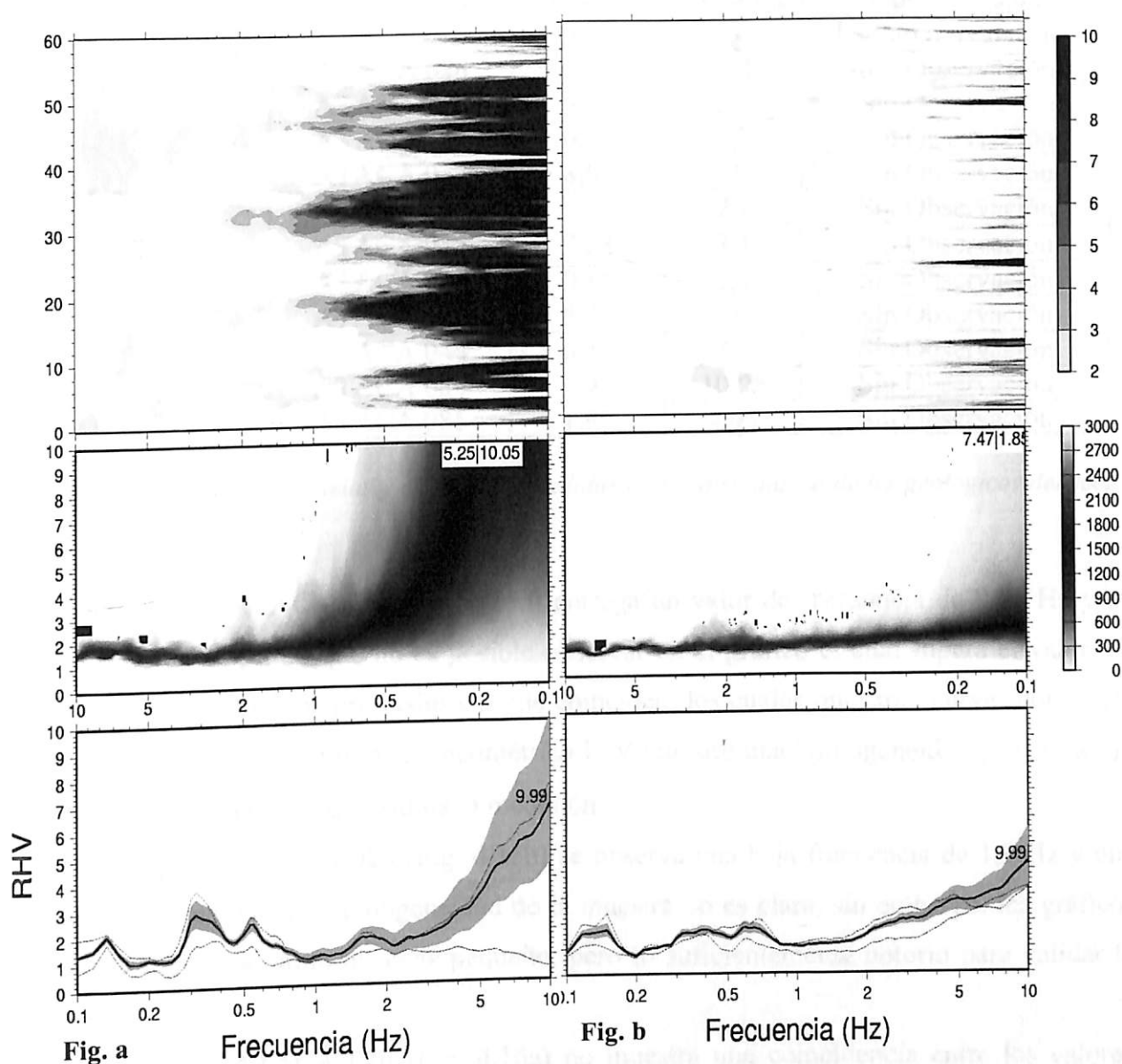


Figura 4.14. Resultados de mediciones ATACA 016 y ATACA 081 realizadas en los Depósitos Marinos Actuales para el sector de Bahía Inglesa. **a)** Se observa un alto valor de frecuencia para una curva con un peak marcado y de muestra homogénea; **b)** La figura muestra una curva H/V marcada con una frecuencia elevada.

4.7.3 Loreto - Calderilla

Para el área de Loreto - Calderilla se realizaron 12 mediciones las cuales han sido distribuidas en las distintas unidades geológicas como se observa en el anexo 9. Estas arrojaron variados valores de amplitud y frecuencia, como se observa en la tabla 4.9.

Los Estratos de Caldera en el sector de Calderilla y Loreto serán clasificados según las interpretaciones entregadas por los puntos ATACA 027, ATACA 028, ATACA 030, ATACA 032, ATACA 033, ATACA 034, ATACA 035, ATACA 036, ATACA 043 y ATACA 044.

Unidad geológica	Nombre del punto	Frecuencia	Amplitud	Observaciones
Estratos de Caldera	ATACA 027	9,83	-	Estrato muy delgado
	ATACA 028	1,9	3,4	Sin Observación
	ATACA 030	5,87	2,3	Sin Observación
	ATACA 032	0,73	1,7	Sin Observación
	ATACA 033	8,83	2	Sin Observación
	ATACA 034	5,2	2,1	Sin Observación
	ATACA 035	7,28	3,1	Sin Observación
	ATACA 036	0,85	3,4	Sin Observación
	ATACA 043	5,85	3	Sin Observación
	ATACA 044	6,13	3,5	Sin Observación
Depósitos Marinos Actuales	ATACA 084	5,95	10,05	Sin Observación
	ATACA 085	1,97	4,45	Sin Observación

Tabla 4.9. Valores de frecuencias y amplitudes medidas en las distintas unidades geológicas del sector de Loreto - Calderilla.

La medición ATACA 027 (Fig. 4.15a) entrega un valor de frecuencia de 9,83 Hz y un *peak* elevado de amplitud que no es posible observar en el gráfico el cual supera el valor 10. Los valores en los gráficos promedio y moda coinciden, los cuales muestran curvas con *peaks* claros y al alza. El gráfico promedio geométrico H/V muestra una homogeneidad de la muestra con una tendencia marcada que válida la medición.

Para el punto ATACA 028 (Fig. 4.15b) se observa una baja frecuencia de 1,9 Hz y una amplitud media de 3,4. La homogeneidad de la muestra no es clara, sin embargo, los gráficos promedio y moda muestran un *peak* pequeño, pero lo suficientemente notorio para validar la muestra.

La medición ATACA 030 (Fig. 4.16a) no muestra una coincidencia entre los valores observados en los gráficos promedio y moda, sin embargo, los *peaks* observados son claros correspondientes a una muestra homogénea. Para determinar la calidad del suelo, se tomará aquel valor más bajo de frecuencia de 5,87 Hz y de amplitud baja de 2,30, debido a que la mayor densidad de datos se encuentran más cercanos al valor 5.

El punto ATACA 032 (Fig. 4.16b) muestra un valor de frecuencia bajo de 0,73 Hz y una amplitud de 1,7. Valores menores a 2 en la amplitud indican que esta no existe, esto se debe a que el suelo no genera un ruido suficiente como para formar un periodo predominante en el lugar, lo que arroja curvas H/V planas. Dicho resultado es comprobado en el gráfico promedio geométrico H/V en el cual se observa una muestra heterogénea sin una tendencia clara.

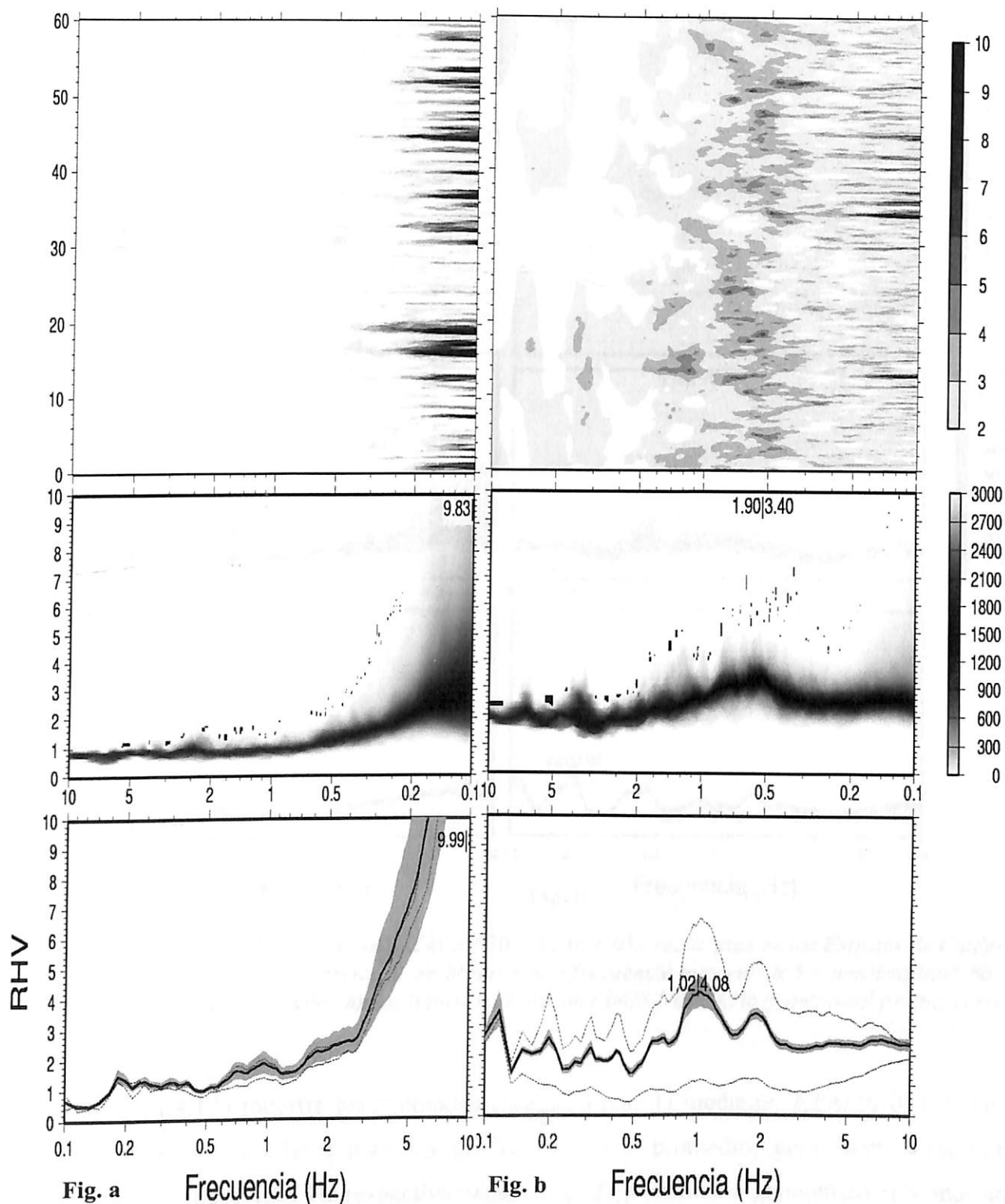


Figura 4.15. Resultados de mediciones ATACA 027 y ATACA 028 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Calderilla - Loreto. **a)** Muestra un elevado valor de frecuencia observado, con un peak claro; **b)** Se observa una baja frecuencia y una amplitud media, con una homogeneidad poco clara, pero con peaks predominantes en los gráficos promedio y moda.

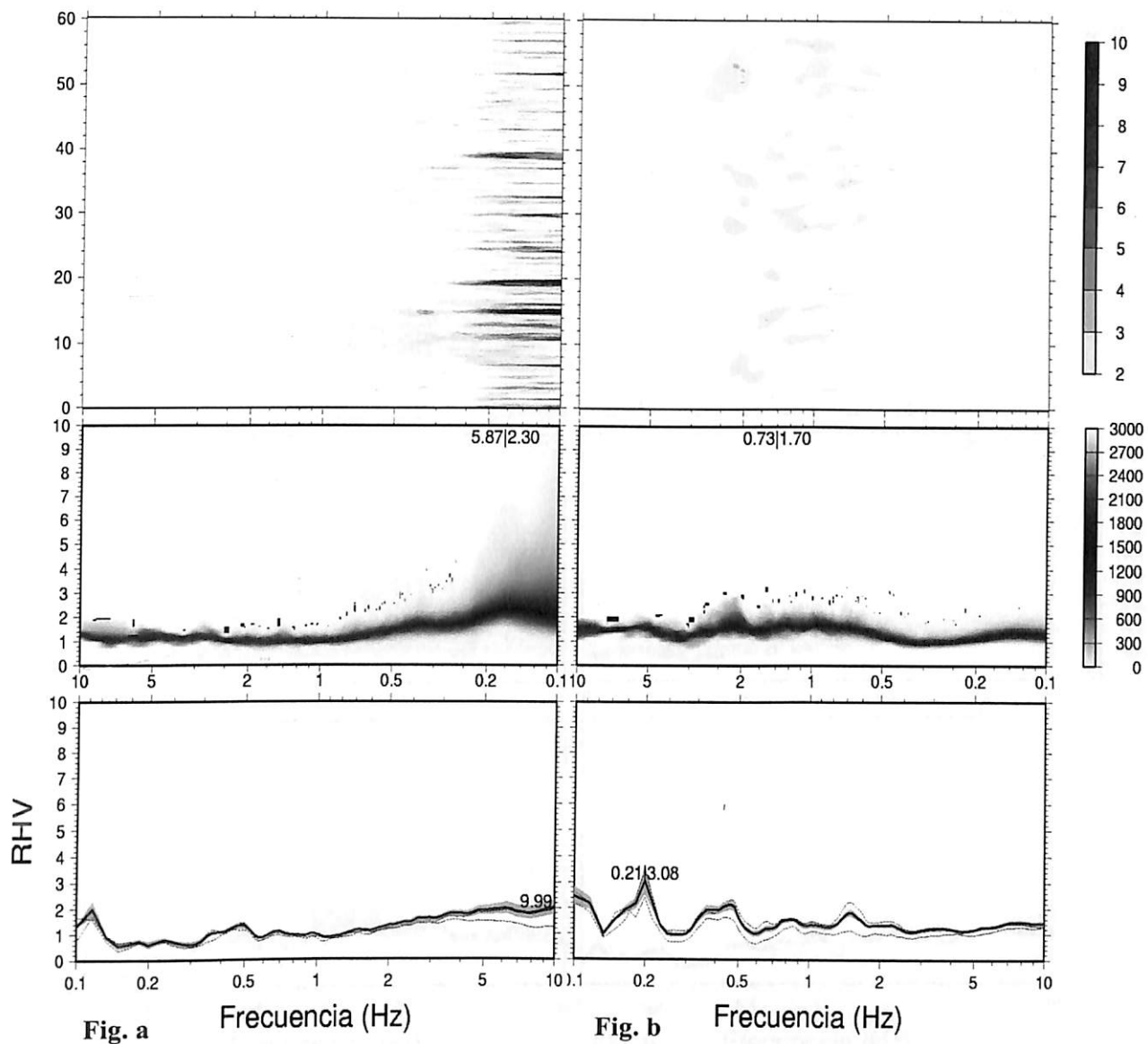


Figura 4.16. Resultados de mediciones ATACA 030 y ATACA 032 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Calderilla - Loreto. **a)** Se observa una frecuencia superior a 5 y una amplitud baja, con una curva de peak marcado; **b)** La figura muestra una baja frecuencia y amplitud propia curvas planas.

La figura 4.17a muestra los resultados obtenidos para la medición ATACA 033, la cual presenta amplitudes similares para los gráficos moda y promedio, pero frecuencias muy variables de 8,83 Hz y 1,24 Hz respectivamente. El gráfico promedio geométrico H/V muestra una homogeneidad poco clara sin una tendencia característica lo cual deberá ser considerada al momento de clasificar el suelo.

De la medición ATACA 034 (Fig. 4.17b) se obtiene un valor de frecuencia media de 5,20 Hz y una amplitud baja de 2,10. El peak observado es pequeño, pero lo suficientemente claro y de muestra homogénea como para validar la medición.

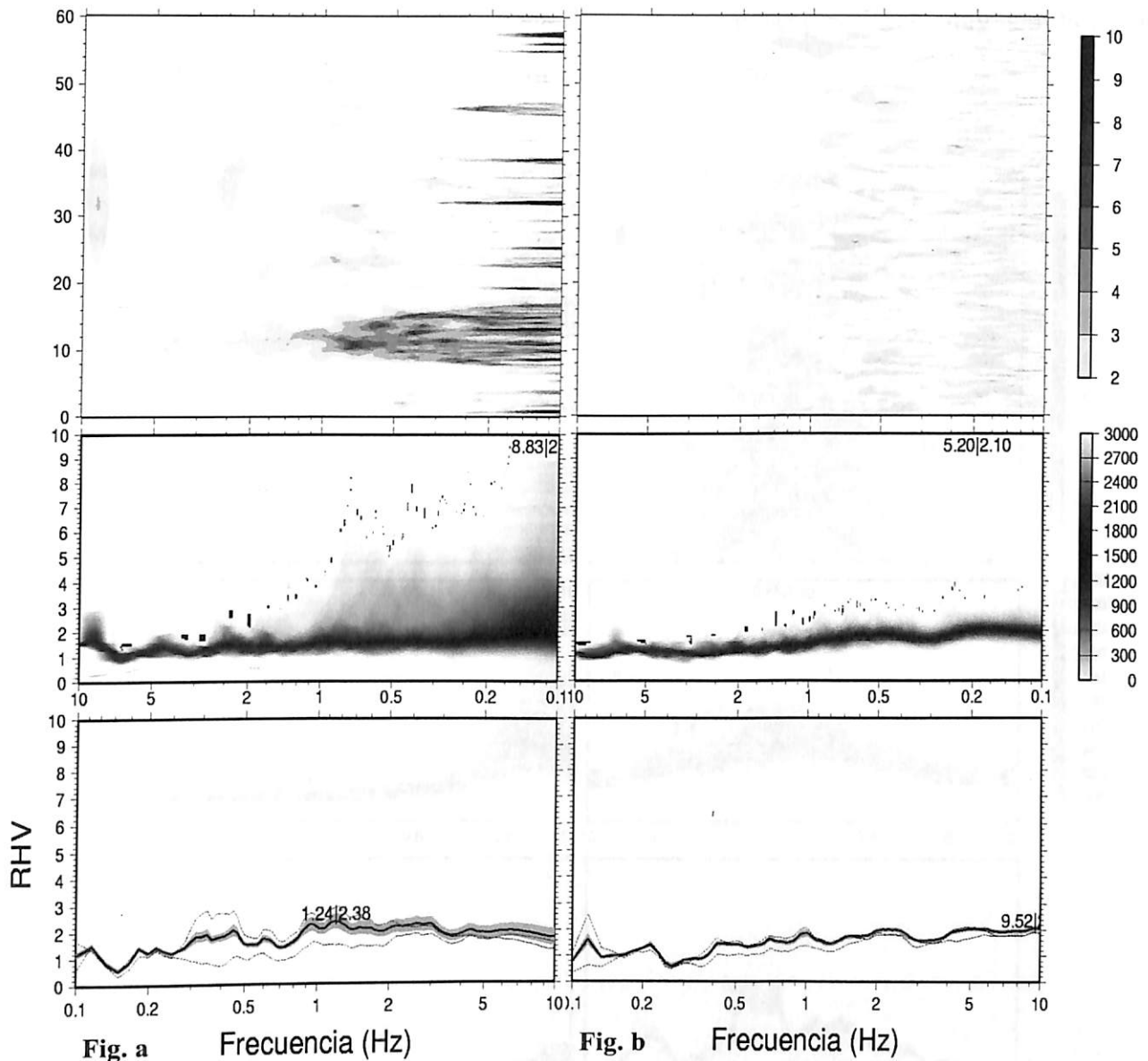


Figura 4.17. Resultados de mediciones ATACA 033 y ATACA 034 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Calderilla - Loreto. **a)** Muestra una variación en los valores de frecuencia, pero bajos valores de amplitud; **b)** Se observa en la figura una frecuencia superior a 5 y una amplitud baja, con una curva con peak pequeño pero claro.

La medición ATACA 035 (Fig. 4.18a) muestra una frecuencia elevada de 7,28 con un valor medio de amplitud de 3,10. Los valores entre el gráfico promedio y moda son concordantes, con una curva elevada y clara. Mientras que en la muestra se observa una tendencia clara y homogénea.

El gráfico correspondiente a la figura 4.18b muestra los resultados obtenidos por la medición ATACA 036, la cual expone una baja frecuencia de 0,85 Hz y una amplitud media de 3,40. El gráfico promedio geométrico presenta una muestra homogénea y con tendencia

marcada. Mientras que los gráficos moda y promedio poseen valores muy similares de frecuencia y amplitud, ambos con un *peak* marcado y característico.

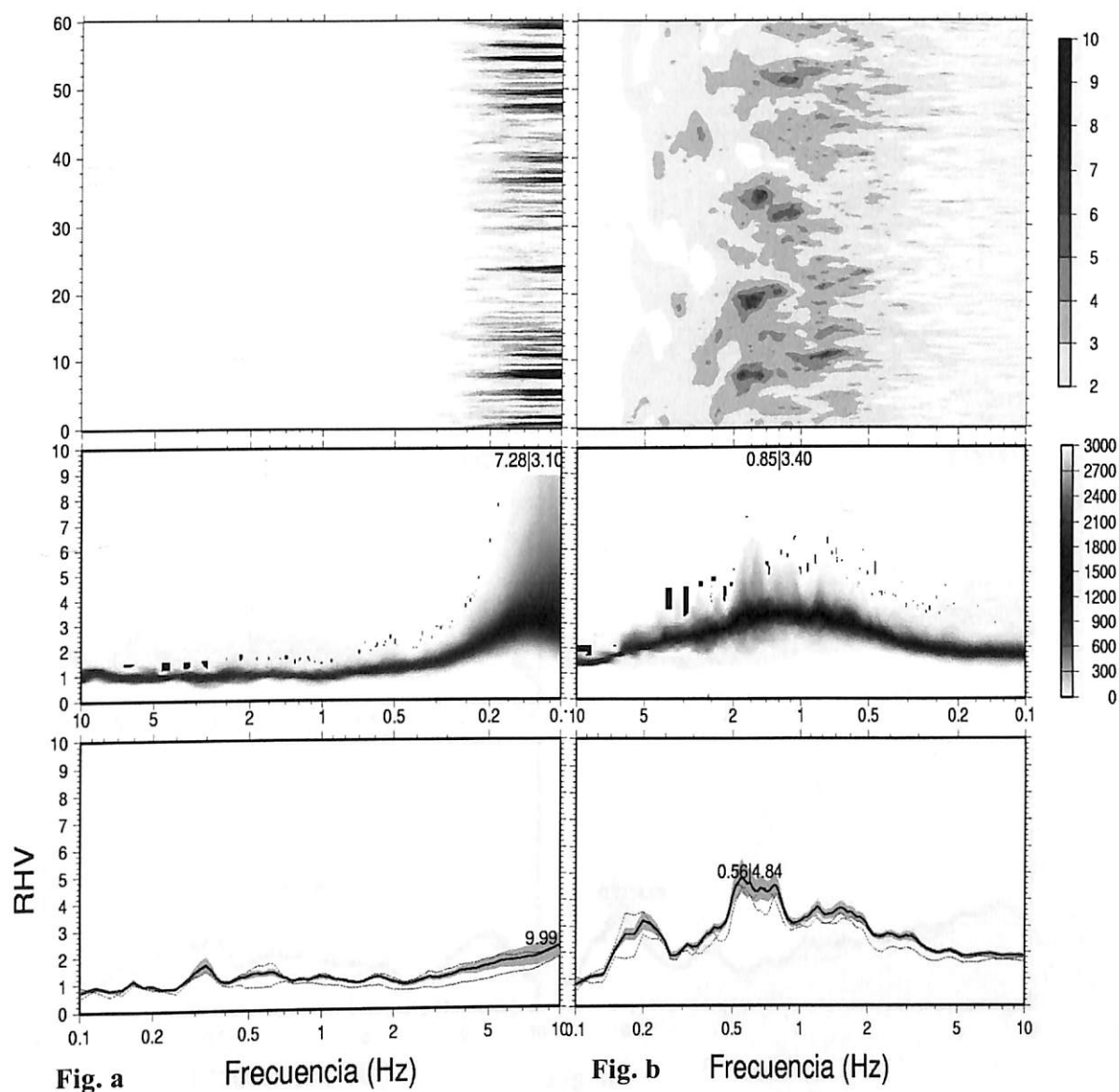


Figura 4.18. Resultados de mediciones ATACA 035 y ATACA 036 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Calderilla - Loreto. **a)** Muestra un suelo con valores elevados de frecuencia y amplitud media; **b)** La figura muestra un suelo con valor de amplitud media y frecuencias bajas, con curvas claras y muestra homogénea de tendencia marcada.

Los resultados obtenidos para mediciones ATACA 043 (Fig. 4.19a) y ATACA 044 (Fig. 4.19b) son bastante similares. En el caso del punto ATACA 043 se observó una frecuencia media de 5,85 Hz y una amplitud media de 3,0. Mientras que el punto ATACA 044 mostró una frecuencia de 6,13 Hz y una amplitud media de 3,5. Ambos con un *peak* de amplitud marcado lo cual indica que el suelo fue capaz de crear un ruido suficiente para determinar el periodo

predominante. Las muestras observadas son homogéneas y con una tendencia marcada como para verificar los *peaks* observados en los gráficos moda y promedio.

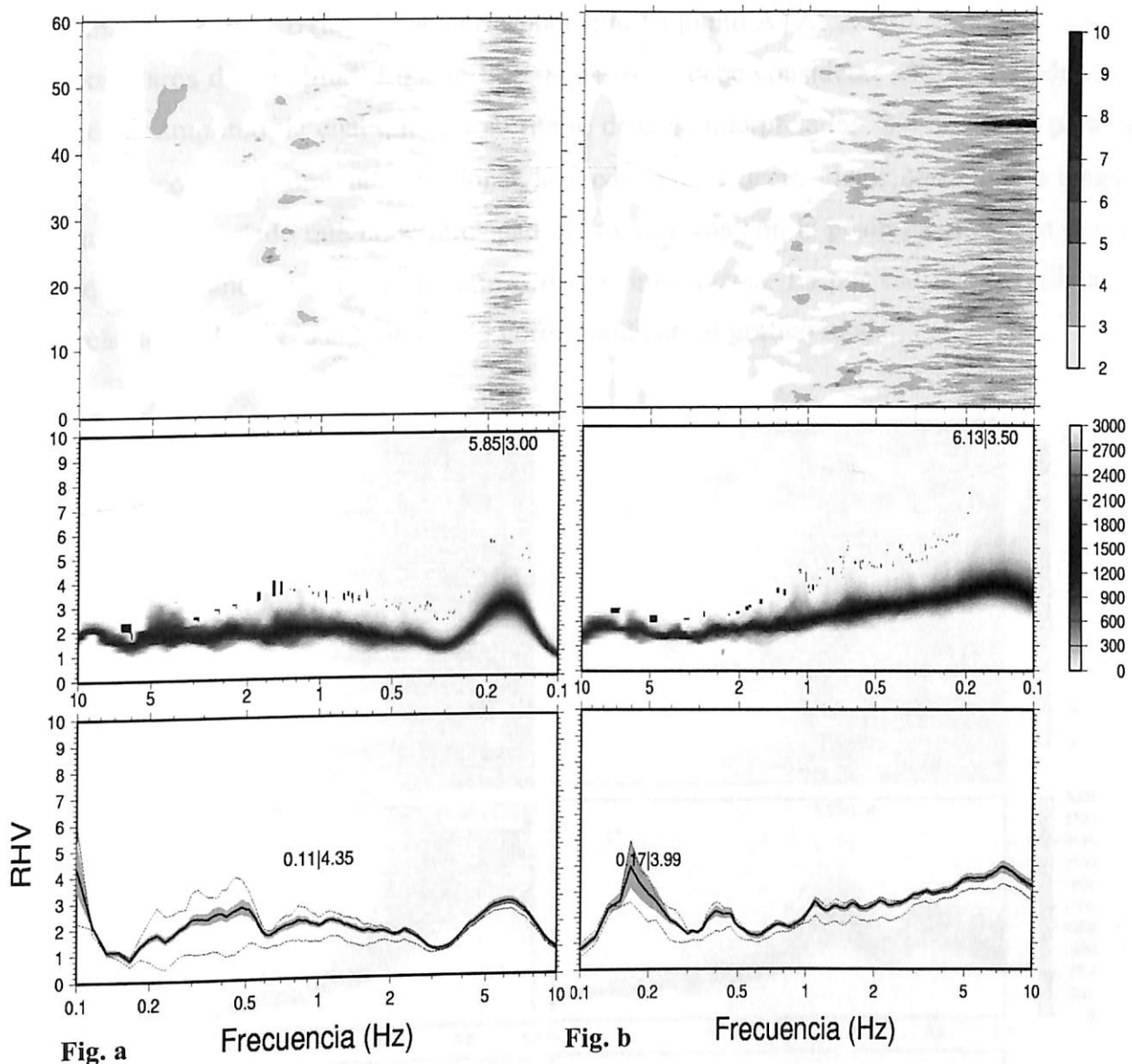


Figura 4.19. Resultados de mediciones ATACA 043 y ATACA 044 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Calderilla - Loreto. **a y b)** Ambas figuras muestran frecuencias y amplitudes de valores medios, con muestras homogéneas y de tendencia marcada.

La unidad geológica Depósitos Marinos Actuales para el sector de Calderilla y Loreto, será caracterizada a través de las mediciones ATACA 084 y ATACA 085 observadas en las figuras 4.20a y 4.20b respectivamente.

La medición ATACA 084 (Fig. 4.20a) arroja una frecuencia variable de 5,95 Hz para el gráfico promedio y de 8,09 Hz para el gráfico moda, con amplitudes elevadas que varían entre 8 y 10. Sin embargo, debido a que el valor de amplitud elevada impide que el gráfico moda

busque la frecuencia predominante, se utilizará los valores de frecuencia del gráfico promedio para poder clasificar el suelo, el cual muestra una curva con un *peak* claro el cual es verificado por la presencia de una muestra homogénea y de tendencia clara.

Finalmente en la figura 4.20b correspondiente al punto ATACA 085 es posible observar dos picos claros de amplitud. En este tipo de casos se debe considerar sólo una medición de frecuencia y amplitud, la cual quedará a criterio de cada interpretador. Sin embargo, para este tipo de gráficos se recomienda sancionar la medición, es decir, elegir aquella que tenga la amplitud más alta, dado que la peligrosidad estará asociada con la posibilidad de que el suelo amplifique generando un efecto de sitio o mayor impedancia. Es por eso que se utilizará la frecuencia de 1,97 Hz y la amplitud 4,45 correspondiente al gráfico moda.

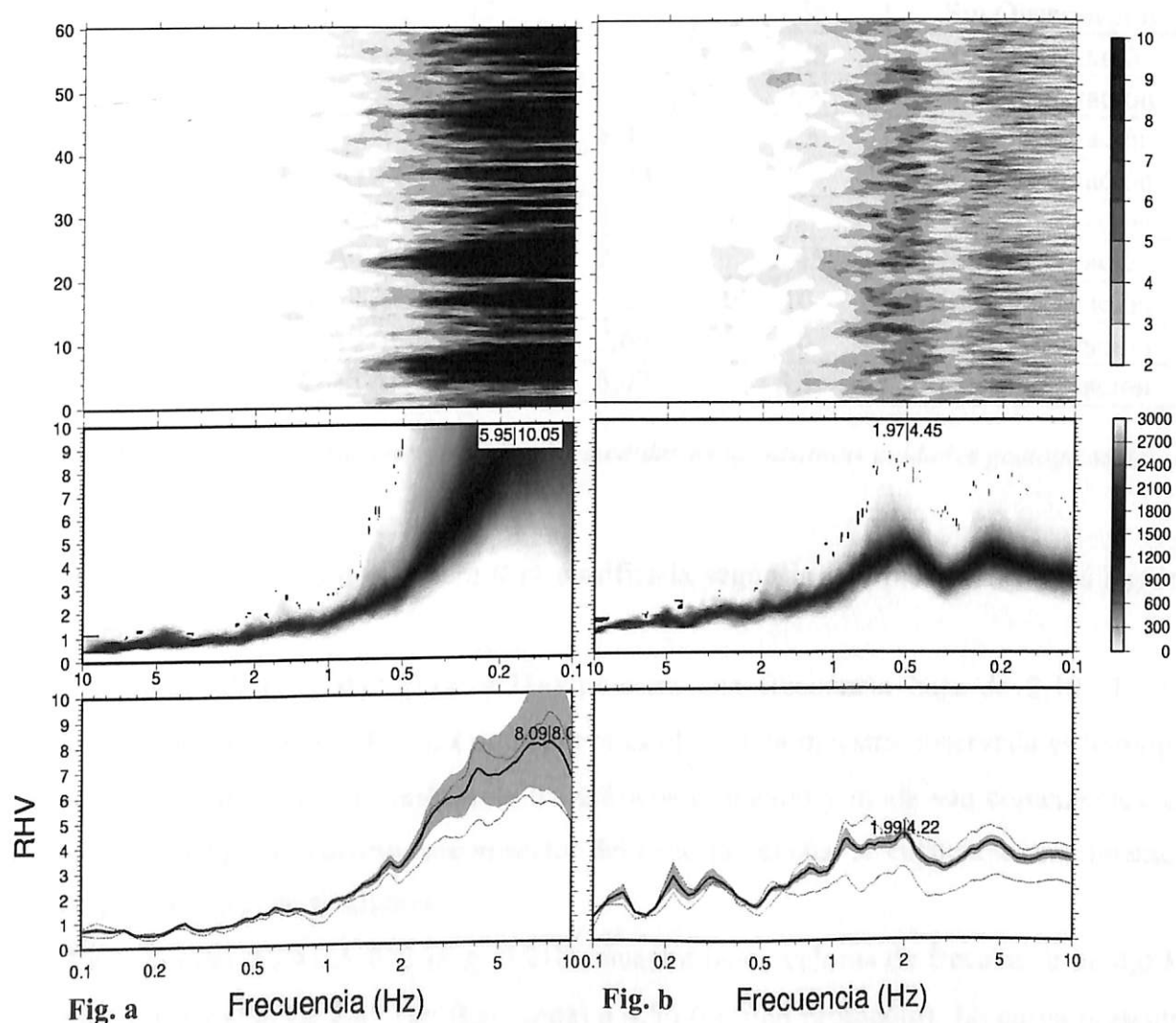


Figura 4.20. Resultados de mediciones ATACA 084 y ATACA 085 realizadas en los Depósitos Marinos Actuales para el sector de Calderilla- Loreto. **a)** Muestra un suelo con valores elevados de frecuencia y amplitud; **b)** Se observa una curva con dos *peak* de amplitud y frecuencia del cual se considerará sólo uno de estos.

4.7.4 Caldera

Para el área de Caldera se realizaron 17 mediciones que se distribuyeron en las distintas unidades geológicas (anexo 10), las cuales arrojaron variados valores de amplitud y frecuencia, como se observa en la tabla 4.10.

Unidad geológica	Nombre del punto	Frecuencia	Amplitud	Observaciones
Estratos de Caldera	ATACA 052	2,18	5,3	Sin Observación
	ATACA 053	4	2,85	Sin Observación
	ATACA 055	7,38	7,15	Sin Observación
	ATACA 057	7,05	6,25	Sin Observación
	ATACA 058	0,68	2,35	Sin Observación
	ATACA 059	9,98	-	Sin Observación
	ATACA 060	0,92	3,2	Sin Observación
	ATACA 062	2	2,35	Sin Observación
	ATACA 064	2,98	2,25	Sin Observación
	ATACA 066	0,7	2,2	Sin Observación
	ATACA 067	8,42	1,3	Sin Observación
	ATACA 069	9,33	5	Sin Observación
	ATACA 073	1,68	3,3	Sin Observación
	ATACA 074	2,97	2,45	Sin Observación
Depósitos Marinos Actuales	ATACA 054	8,2	10	Sin Observación
	ATACA 056	7,65	10	Sin Observación
	ATACA 063	6,07	3,1	Sin Observación

Tabla 4.10. Valores de frecuencias y amplitudes medidas en las distintas unidades geológicas del sector de Caldera.

La unidad Estratos de Caldera será clasificada según la interpretación de las siguientes mediciones:

El punto ATACA 052 (Fig. 4.21a) muestra una frecuencia baja de 2,18 Hz y una amplitud de elevada de 5,3. El *peak* de la curva es claro, y la muestra observada es homogénea con una tendencia clara. Los valores de los gráficos promedio y moda son coincidentes. Cabe destacar que este punto corresponde al sector del Escorial, el cual se encuentra actualmente con un relleno de escoria de fundición.

La medición ATACA 053 (Fig. 4.21b) muestra bajos valores de frecuencia de 4,0 Hz y una amplitud variable de 2,85 (gráfico moda) a 4,56 (gráfico promedio). La curva presenta un *peak* ancho, pero claro con una muestra homogénea y de tendencia clara. Para la clasificación del suelo será necesario observar otros factores como la geología debido a la gran variación de la amplitud observada.

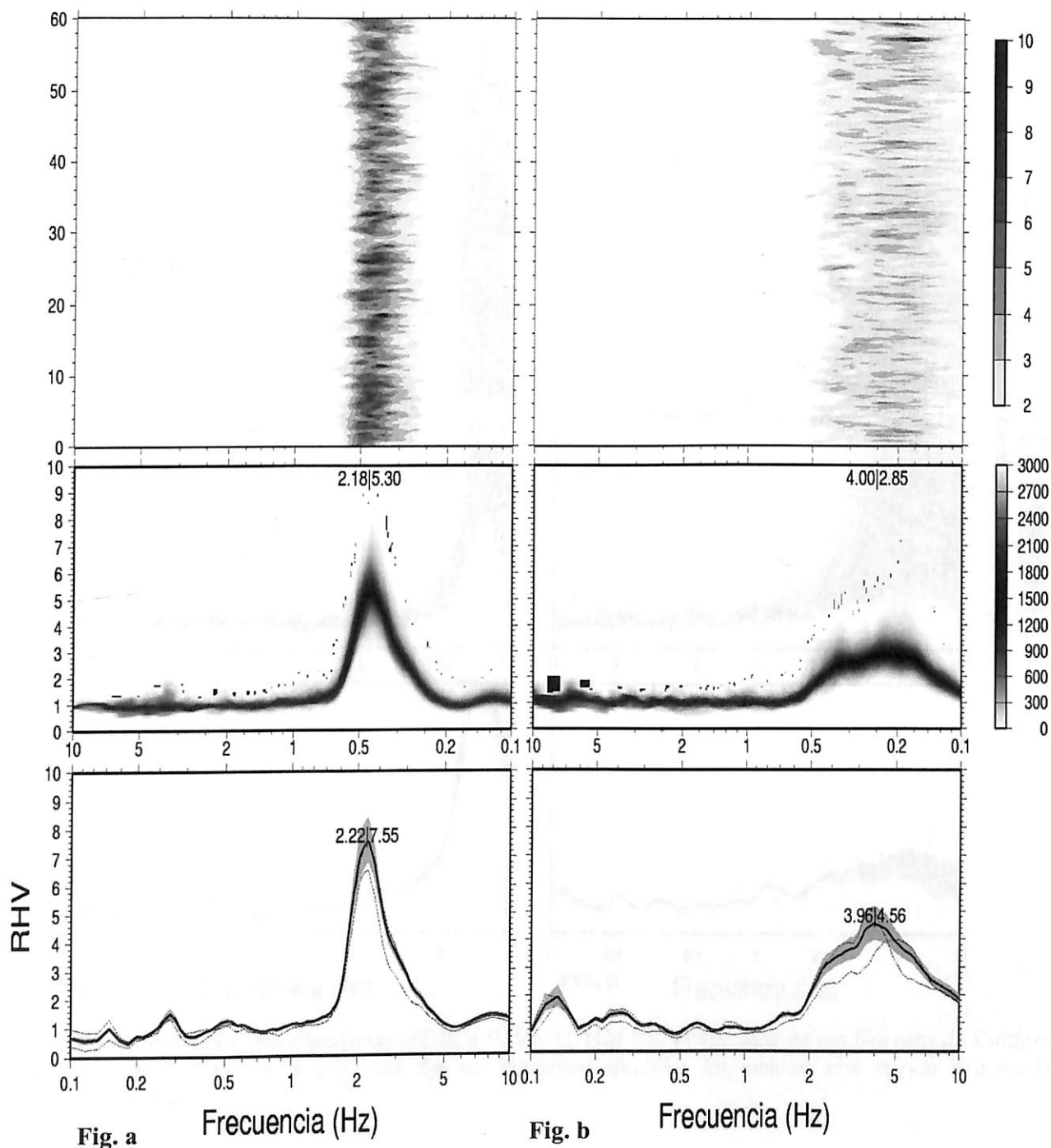


Figura 4.21. Resultados de mediciones ATACA 052 y ATACA 053 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Caldera. **a)** EL gráfico muestra un elevado peak de amplitud para el suelo muestreado; **b)** Se observa un peak claro con valores bajos de frecuencia y amplitud media.

Para los puntos ATACA 055 (Fig. 4.22a) y ATACA 057 (Fig. 4.22b) se observan altos valores de frecuencias, 7,38 Hz y 7,05 Hz respectivamente, y elevados valores de amplitud de 7,15 y 6,26. Ambas mediciones presentan curvas con *peaks* marcados, y muestras homogéneas con tendencia clara.

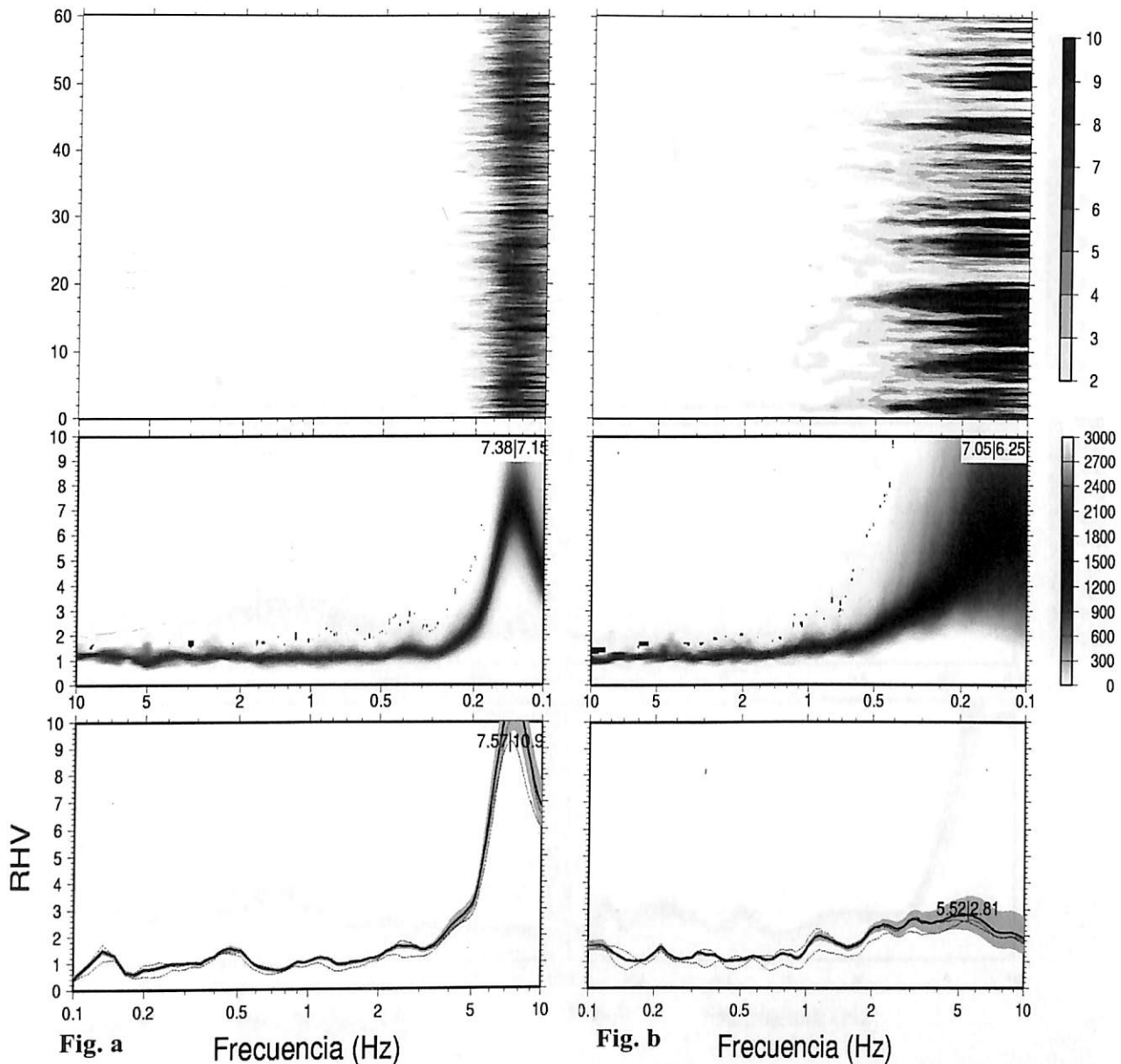


Figura 4.22. Resultados de mediciones ATACA 055 y ATACA 057 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Caldera. **a y b)** Las figuras muestran elevadas frecuencias con curvas con peaks claros y marcados.

Para la medición ATACA 058 (Fig. 4.23a) se observa una baja frecuencia y amplitud de 0,68 Hz y 2,35 respectivamente. La muestra observada es heterogénea y con una tendencia poco clara. El *peak* de la curva no es clara por lo que se considera a esta como una curva plana o con *peak* muy pequeño.

En el caso del punto ATACA 059 (Fig. 4.23b) la frecuencia predominante alcanza valores sobre los 10 Hz, con una amplitud al alza, pero que no es posible observar en los gráficos debido a la saturación de la medición. La curva tiene una tendencia clara y un *peak* marcado, mientras que la muestra es oscura y homogénea.

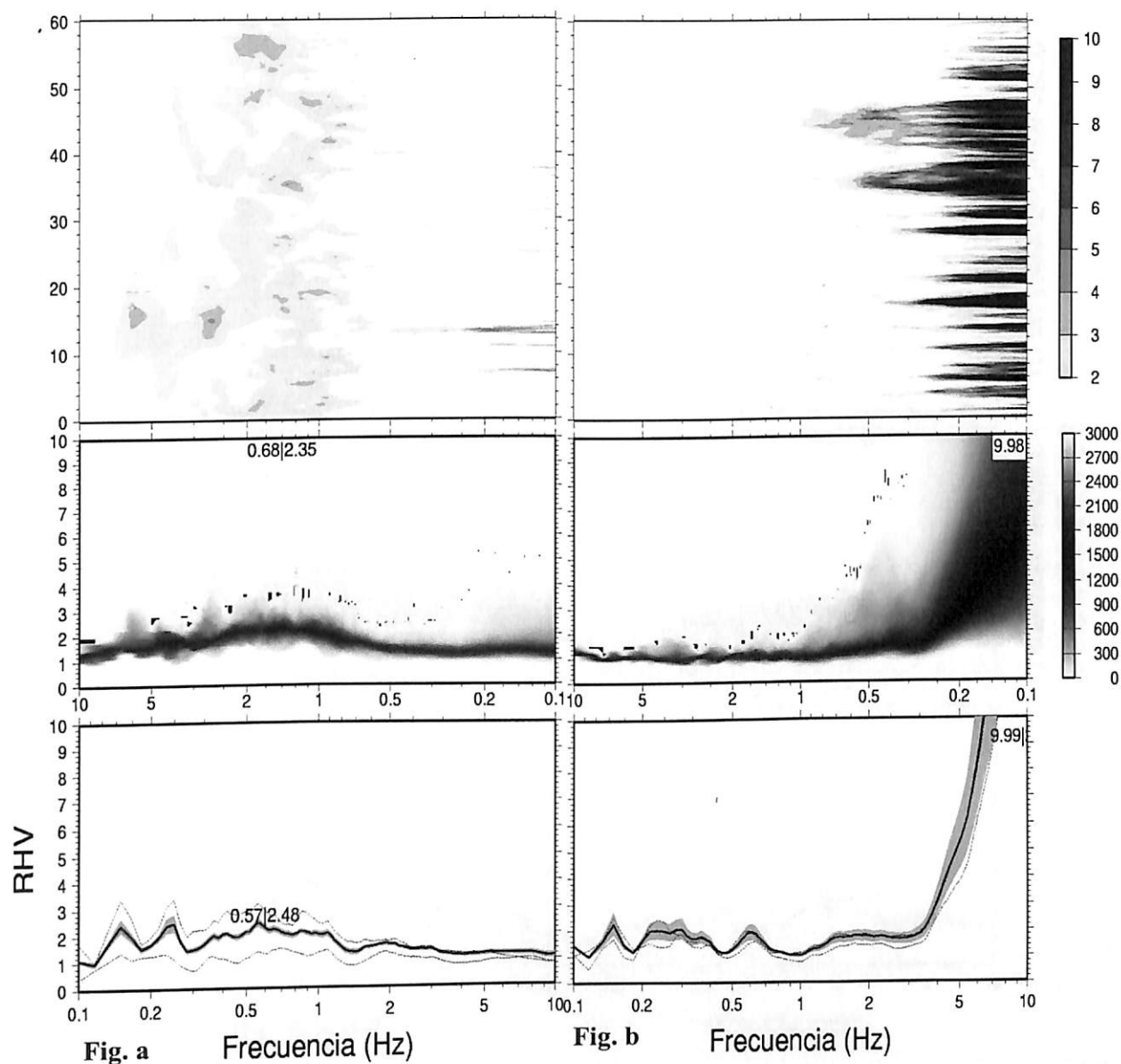


Figura 4.23. Resultados de mediciones ATACA 058 y ATACA 059 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Caldera. **a)** La figura muestra una curva plana propia de amplitudes bajas; **b)** Se observa en el gráfico elevado valor de frecuencia predominante, con una curva con peak claro y marcado.

En el gráfico de la figura 4.24a correspondiente al punto ATACA 060 se observa una baja frecuencia de 0,92 Hz y una amplitud media de 3,2. El *peak* de la curva no es claro, sin embargo la muestra a pesar de no ser homogénea muestra una tendencia como para validar la medición.

La medición ATACA 062 (Fig. 4.24b) muestra bajos valores de frecuencia y amplitud. Este punto arroja curvas planas sin ningún *peak* característico, debido a que no se genera un ruido suficiente como para establecer el periodo predominante.

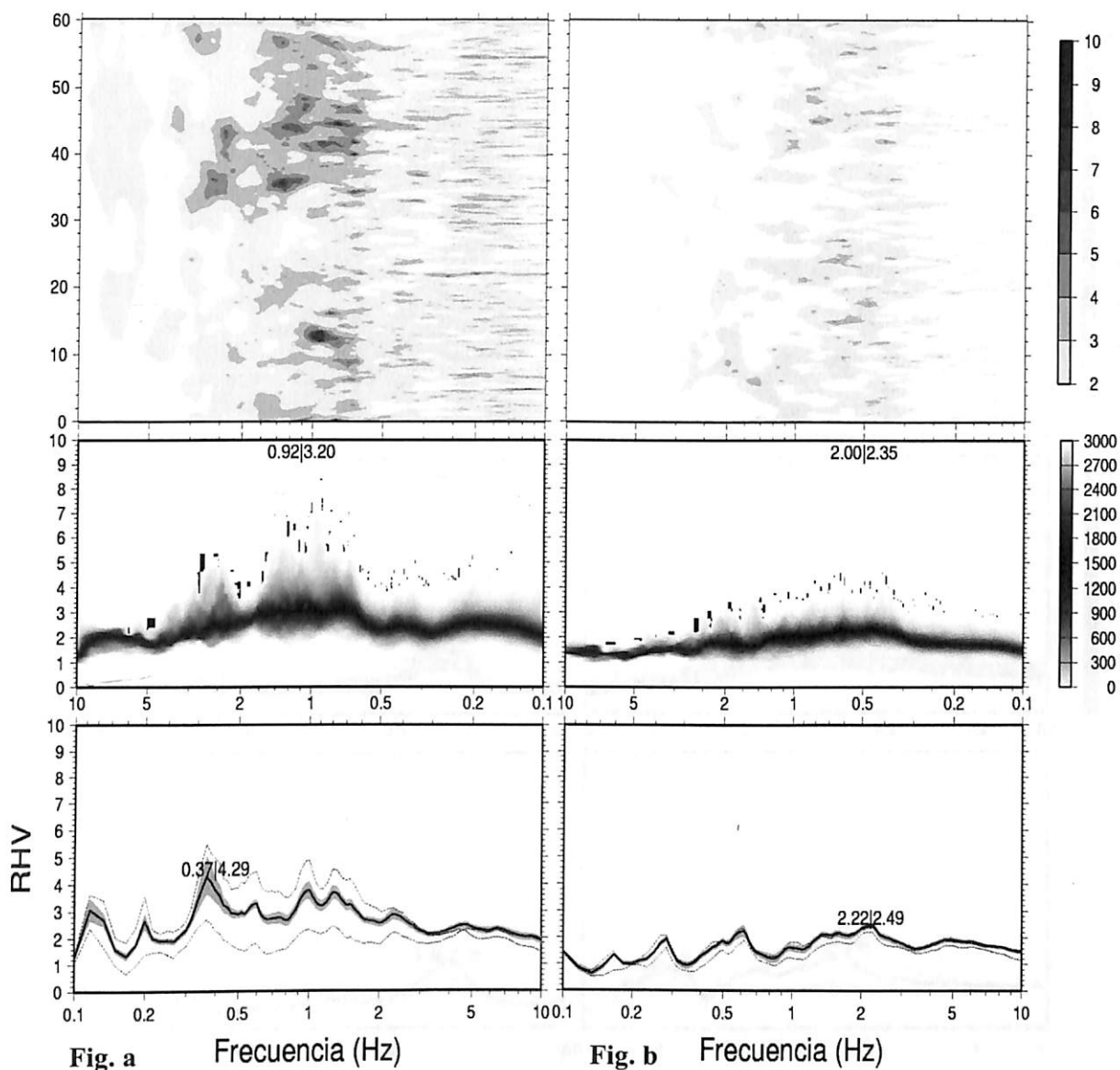


Figura 4.24. Resultados de mediciones ATACA 060 y ATACA 062 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Caldera. **a)** La figura muestra un valor de amplitud medio y frecuencia baja, con un *peak* difuso; **b)** En el gráfico se observa una curva plana típico de mediciones con amplitudes bajas, sin *peak* característico.

La medición ATACA 064 (Fig. 4.25a) arroja valores de frecuencia de 2,98 Hz y una amplitud de 2,25. Ambos valores permiten generar una curva pequeña, pero con un *peak* claro y marcado, coincidente para los gráficos promedio y moda. La muestra es homogénea y con una tendencia clara.

El punto ATACA 066 (Fig. 4.25b) muestra bajos valores de frecuencia y amplitud correspondientes a 0,70 Hz y 2,20 respectivamente. Estos valores tan bajos arrojan curvas planas sin *peaks* característicos, con muestras heterogéneas sin una tendencia marcada.

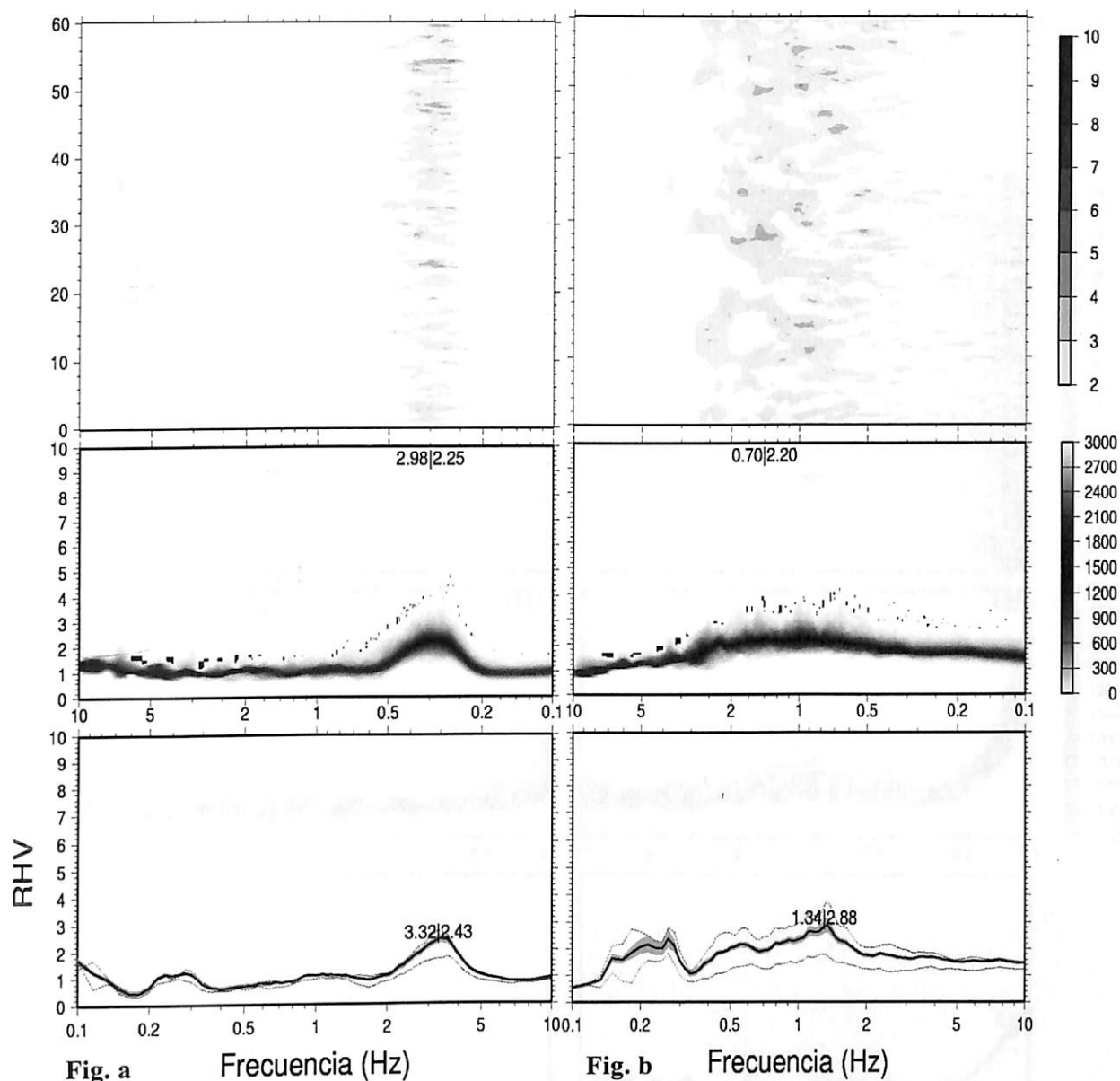


Figura 4.25. Resultados de mediciones ATACA 064 y ATACA 066 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Caldera. **a)** La figura un peak pequeño pero claro con frecuencias y amplitudes bajas; **b)** La figura muestra una curva plana típica de mediciones con bajos valores de frecuencia y amplitud.

La medición ATACA 067 (Fig. 4.26a) muestra una frecuencia elevada, pero la presencia de una amplitud menor a 2 define a la curva como una curva plana. Esto se debe a que no es posible definir un contraste que permite generar un periodo predominante en el lugar o el suficiente ruido como para generar un *peak*. La muestra observada en el gráfico promedio geométrico H/V es heterogénea sin la presencia de una tendencia clara.

El punto ATACA 069 (Fig. 4.26b) muestra una elevada frecuencia de 9,33 Hz y una amplitud elevada mayor a 5. La muestra del gráfico promedio geométrico H/V es heterogénea,

pero con una tendencia clara, lo cual es observado a través de las curvas generadas en los gráficos promedio y moda donde se observa un *peak* marcado.

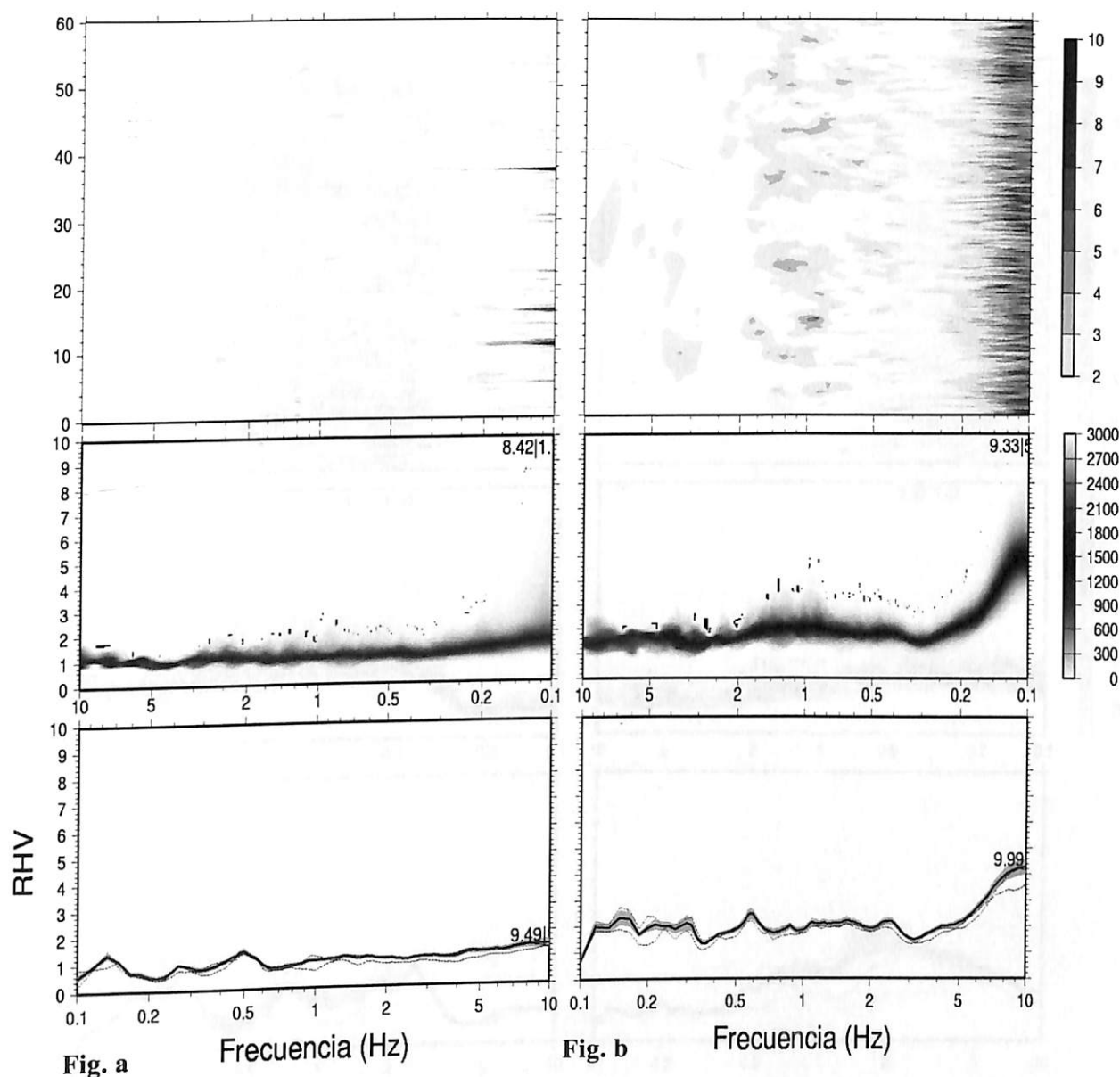


Figura 4.26. Resultados de mediciones ATACA 067 y ATACA 069 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Caldera. **a)** La figura muestra una curva plana típica de amplitudes bajas; **b)** Se observa en la figura un alto valor de frecuencia con un *peak* claro.

En el punto ATACA 073 (Fig. 4.27a) se observa una frecuencia de 1,68 Hz y una amplitud de 3,30. La muestra observada en el gráfico promedio geométrico H/V es heterogénea, pero con una tendencia clara. El *peak* observado en los gráficos moda y promedio es robusto y claro para ambos.

La medición ATACA 074 (Fig. 4.27b) entrega valores bajos de frecuencia y amplitud correspondientes a 2,97 Hz y 2,45. La curva tiene un *peak* pequeño pero claro, con una muestra heterogénea, pero de tendencia marcada.

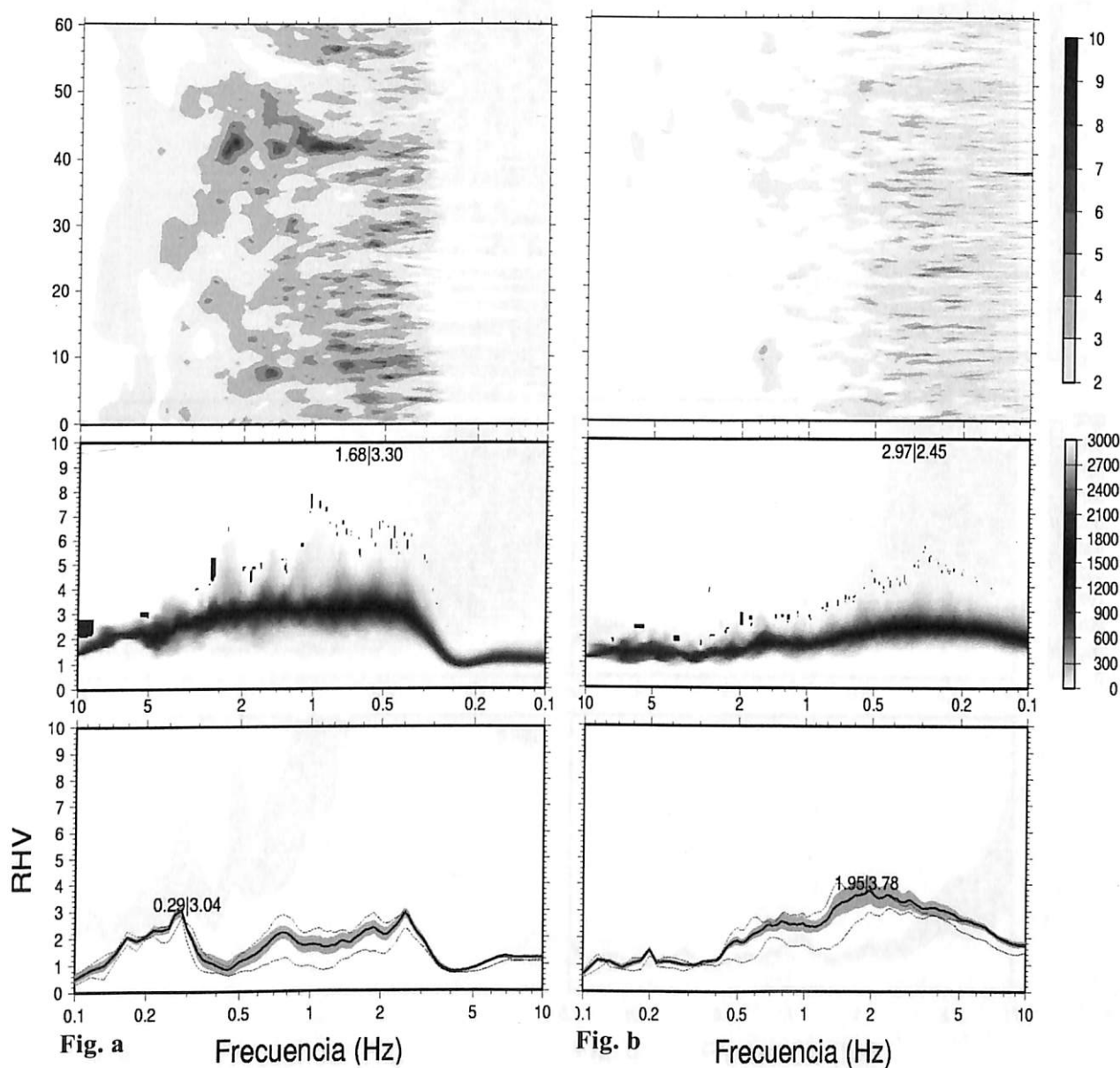


Figura 4.27. Resultados de mediciones ATACA 073 y ATACA 074 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Caldera. **a y b)** Las figuras muestran valores de frecuencia bajos y amplitudes medias, y peaks de curvas marcados.

Para la unidad Depósitos Marinos Actuales se realizaron 3 mediciones correspondientes a las figuras 4.28a, 4.28b y 4.29.

Los puntos ATACA 054 (Fig. 4.28a) y ATACA 056 (Fig. 4.28b) muestran elevados valores de frecuencia de 8,20 Hz y 7,65 Hz respectivamente, y amplitudes mayores a 10.

Ambas mediciones muestran curvas con *peak* claros y coincidentes entre los gráficos promedio y moda, además de muestras homogéneas y oscuras con tendencias marcadas.

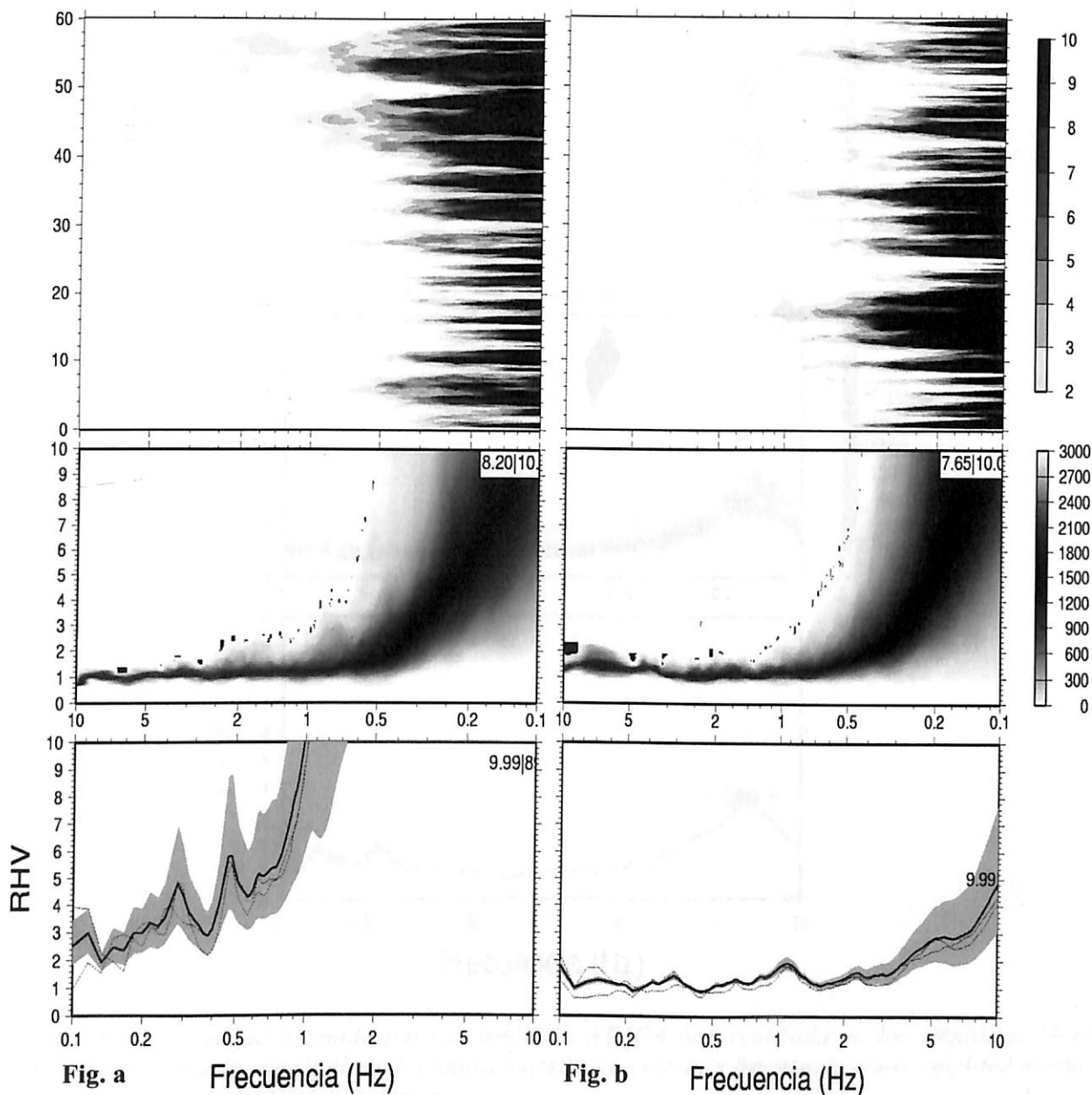


Figura 4.28. Resultados de mediciones ATACA 054 y ATACA 056 realizadas en los Depósitos Marinos Actuales para el sector de Caldera. **a y b)** Las figuras muestran altas frecuencias predominantes con *peaks* marcados y elevados.

Finalmente el punto ATACA 063 (Fig. 4.29) muestra una frecuencia elevada de 6,07 Hz y una amplitud media de 3,10. El *peak* de la curva es claro y marcado, coincidente entre los gráficos moda y promedio. La muestra observada en el gráfico promedio geométrico H/V es homogénea y con una tendencia clara, lo cual valida la medición.

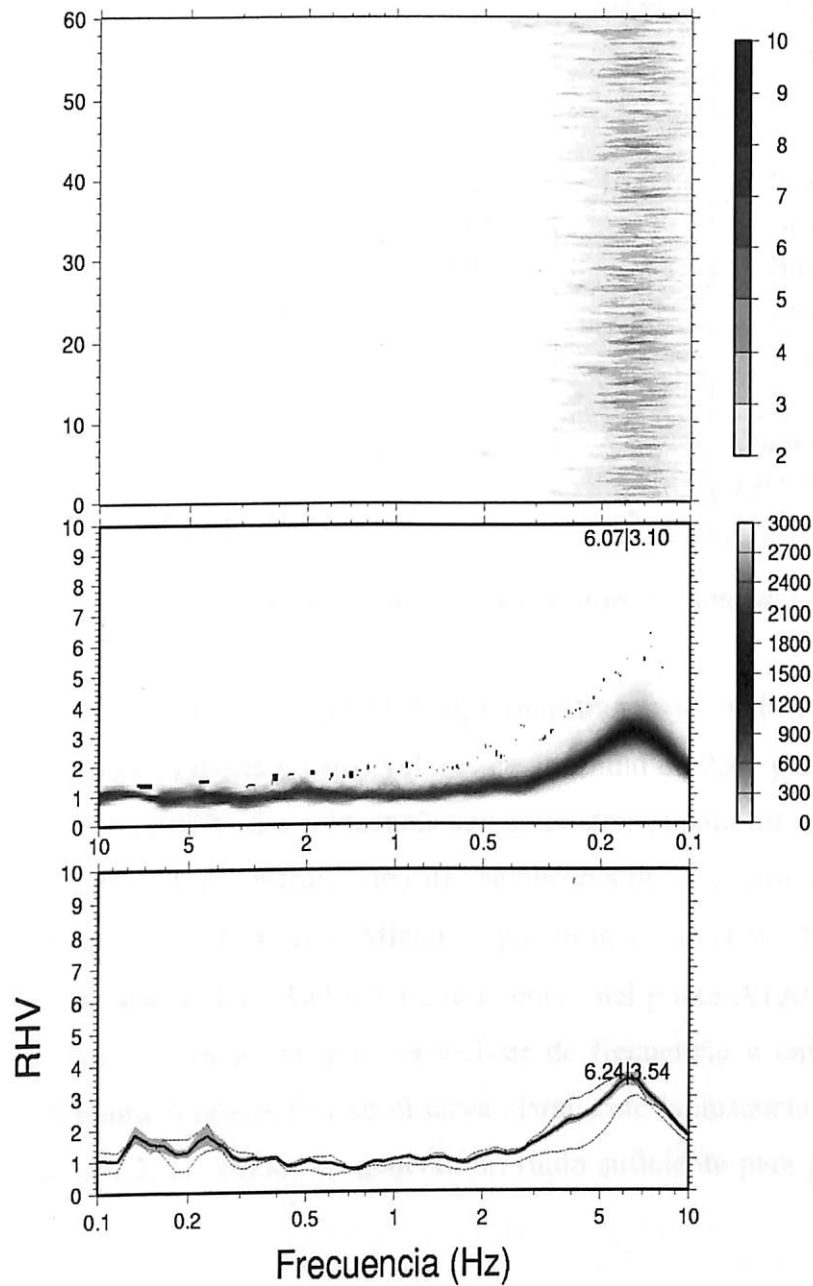


Figura 4.29. Resultado obtenido para la medición ATACA 063 realizada en los Depósitos Marinos Actuales para el sector de Caldera. La figura muestra una elevada frecuencia y una amplitud media. La curva es marcada y con tendencia clara.

4.7.5 Puerto Viejo

Para el área de Puerto Viejo se realizaron 11 mediciones distribuidas en las distintas unidades geológicas (anexo 11), las cuales arrojaron variados valores de amplitud y frecuencia, como se observa en la tabla 4.11.

La Formación Bahía Inglesa será clasificada según el resultado obtenido por la interpretación de los puntos ATACA 011 (Fig. 4.30a) y ATACA 051 (Fig. 4.30b).

Unidad geológica	Nombre del punto	Frecuencia	Amplitud	Observaciones
F. Bahía Inglesa	ATACA 011	0,93	2,45	Sin Observación
	ATACA 051	0,78	1,9	Sin Observación
Estratos de Caldera	ATACA 045	7,83	3,5	Sin Observación
	ATACA 046	6,62	10,05	Sin Observación
	ATACA 047	9,95	-	Sin Observación
	ATACA 048	9,98	-	Sin Observación
Depósitos Fluviales	ATACA 078	7,4	4,85	Sin Observación
Depósitos Marinos Actuales	ATACA 075	9,95	-	Sin Observación
	ATACA 076	4,62	10,05	Sin Observación
Depósitos Eólicos	ATACA 077	5,6	7,85	Duna de poco espesor, yace sobre D.Marinos
	ATACA 079	9,4	2	Sin Observación

Tabla 4.11. Valores de frecuencias y amplitudes medidas en las distintas unidades geológicas del sector de Puerto Viejo.

Las mediciones ATACA 011 y ATACA 051 muestran bajos valores de frecuencia de 0,93 Hz y 0,78 Hz respectivamente y bajos valores de amplitud de 2,45 y 1,90. Las formas de las curvas y los valores de amplitud y frecuencia son coincidentes para los gráficos promedio y moda en ambas mediciones. En la primera de estas se observa una muestra no muy homogénea con una tendencia de igual característica. Mientras que en la segunda se observa una muestra heterogénea sin una tendencia clara. Debido a que la curva del punto ATACA 011 no es clara se considerará como una curva plana, por los valores de frecuencia y amplitud observados. Mientras que para el punto ATACA 051 se observa claramente la ausencia de un *peak*, típico de amplitudes menores a 2, las cuales no generan un ruido suficiente para generar un periodo predominante.

Para los Estratos de Caldera se realizaron cuatro mediciones correspondientes a los puntos ATACA 045, ATACA 046, ATACA 047 y ATACA 048.

Las mediciones ATACA 045 (Fig. 4.31a) y ATACA 046 (Fig. 4.31b) muestran elevadas frecuencias de 7,83 Hz y 6,62 Hz respectivamente, pero una amplitud media de 3,5 para ATACA 045 y una amplitud elevada de 10,05 para ATACA 046. En ambas mediciones se observa en el gráfico promedio geométrico H/V una muestra con tendencia clara y homogénea que validan la medición. Mientras que en los gráficos promedio y moda se observan curvas con *peaks* marcados y coincidentes.

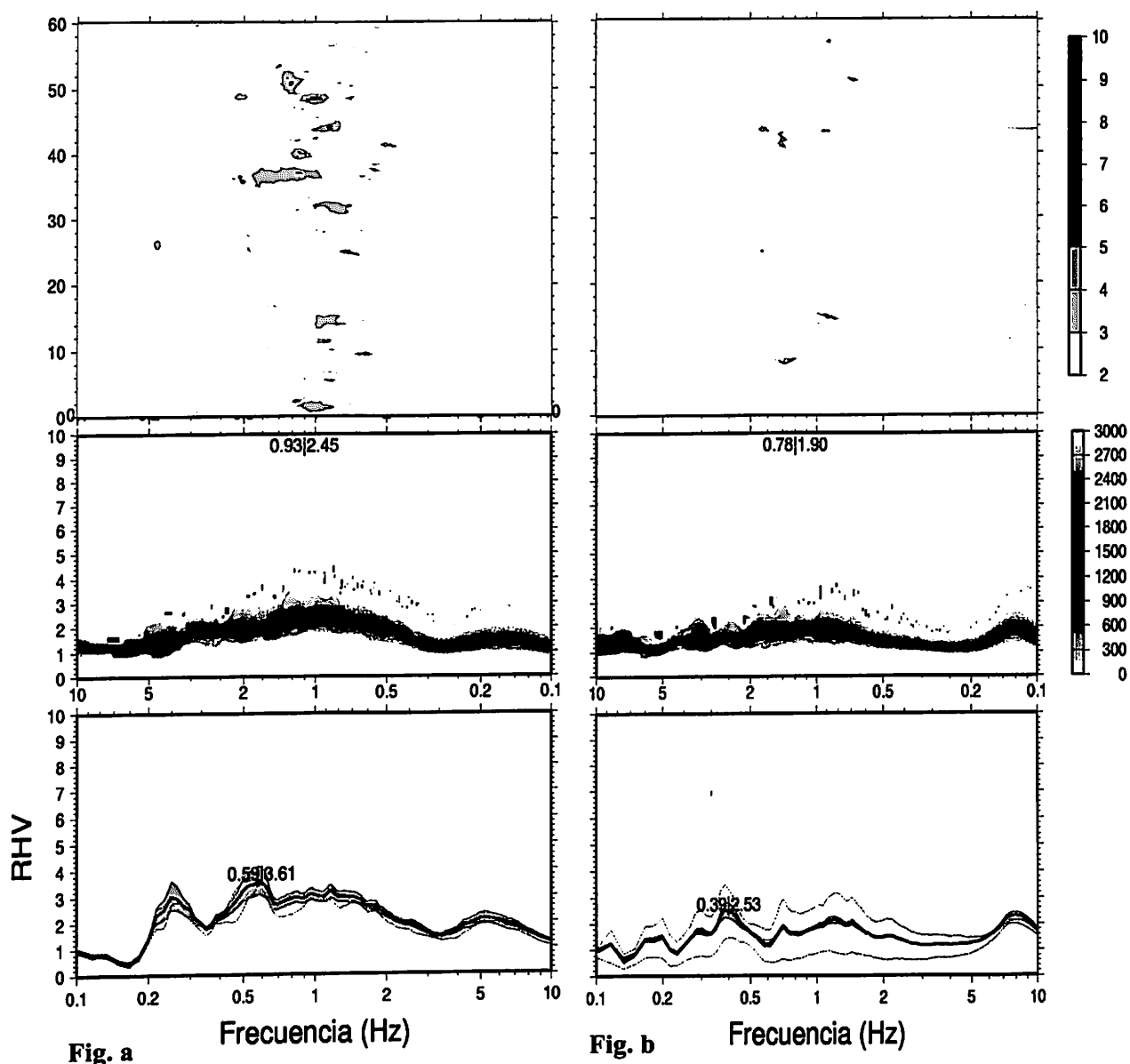


Figura 4.30. Resultados de mediciones ATACA 011 y ATACA 051 realizadas en la Formación Bahía Inglesa para el sector de Puerto Viejo. a y b) Las figuras muestran curvas H/V planas, típicas de amplitudes y frecuencias bajas.

En el punto ATACA 047 (Fig. 4.32a) se observa tanto para el gráfico moda como promedio dos *peaks* en las curvas H/V, el primero de estos con una frecuencia de 9,95 Hz y el segundo con una frecuencia de 4,94 Hz. Además es posible observar en el gráfico promedio geométrico H/V una tendencia de la muestra marcada y homogénea, lo que valida la medición. En estos casos, al igual que uno de los puntos analizados anteriormente, se sancionará la medición ocupando el menor valor de frecuencia para clasificar el suelo, ya que por precaución se descartaran los valores más altos, por lo que se ocupará la frecuencia de 4,94 Hz y amplitud 3,03 correspondiente al gráfico promedio.

La medición ATACA 048 (Fig. 4.32b) al igual que los puntos ATACA 045 y ATACA 046 muestra una elevada frecuencia de 9,88 Hz, con *peak* de tendencia marcada y clara tanto para los gráficos promedio y moda, los cuales coinciden en los valores de frecuencia y amplitud observada. La muestra en el gráfico superior es heterogénea, pero con una tendencia marcada que permite validar la medición.

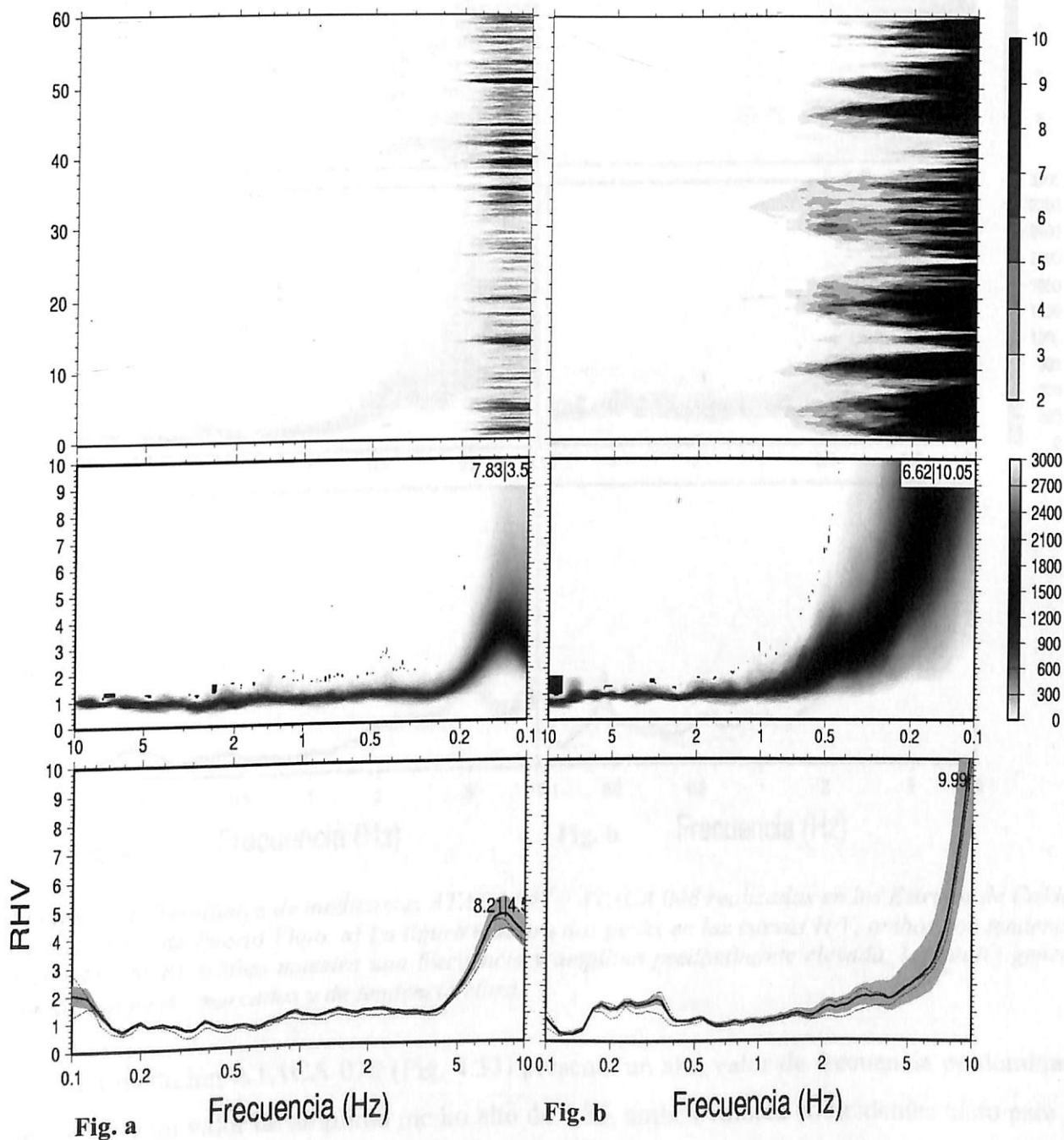


Figura 4.31. Resultados de mediciones ATACA 045 y ATACA 046 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Puerto Viejo. **a y b)** Las figuras muestran frecuencias predominantes elevada, con *peaks* marcados y de tendencia clara.

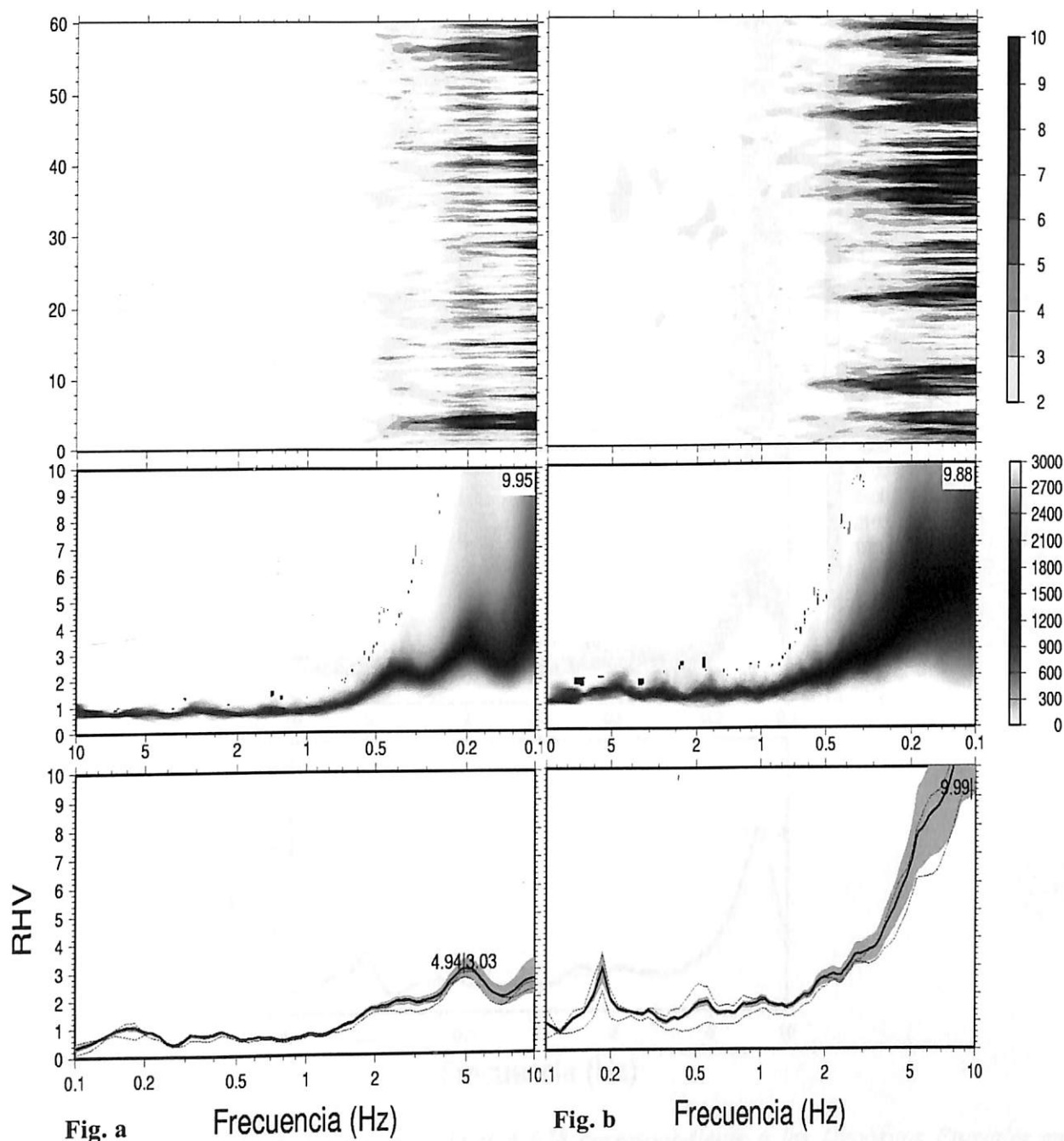


Figura 4.32. Resultados de mediciones ATACA 047 y ATACA 048 realizadas en los Estratos de Caldera para el sector de Puerto Viejo. **a)** La figura muestra dos peaks en las curvas H/V, ambos con tendencias marcadas; **b)** El gráfico muestra una frecuencia y amplitud predominante elevada, las cuales generan curvas con peaks marcados y de tendencia clara.

La medición ATACA 078 (Fig. 4.33) presenta un alto valor de frecuencia predominante de 7,4 Hz y un valor de amplitud medio alto de 4,85, ambos valores coincidentes tanto para los gráficos promedio como moda. La muestra observada en el gráfico promedio geométrico H/V es homogénea y de tendencia clara. El *peak* en las curvas es marcado y claro.

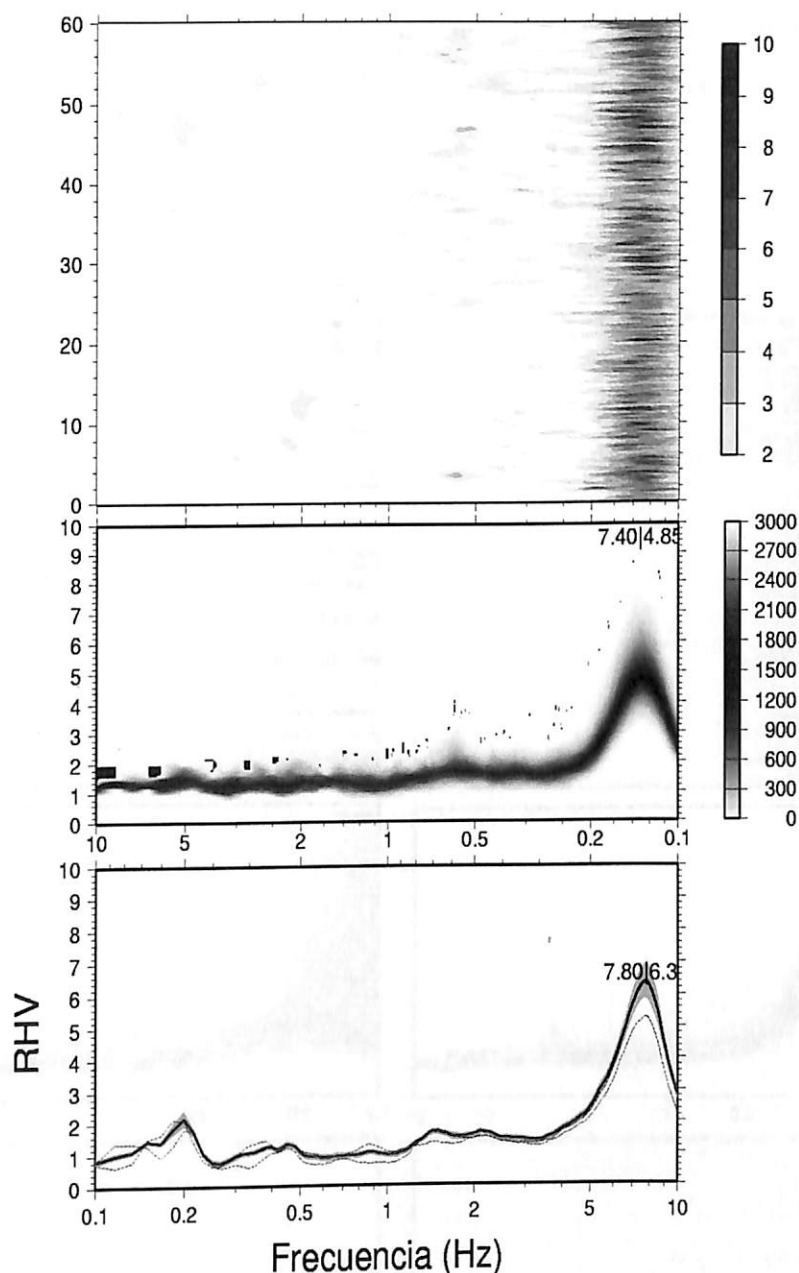


Figura 4.33. Resultado de la medición ATACA 078 correspondiente a los Depósitos Fluviales en el Sector de Puerto Viejo. El valor de frecuencia observado es elevado con una amplitud media a alta. El peak de la curva es marcado y de tendencia clara.

Para los Depósitos Marinos Actuales las mediciones ATACA 075 (Fig. 4.34a) y ATACA 076 (Fig. 4.34b) clasificarán la calidad de este estrato.

En la medición ATACA 075 (Fig. 4.34a) se observa una frecuencia elevada de 9,95 Hz y una amplitud que tiende al alza, pero que no es posible observar debido a la saturación del software. La curva observada muestra un *peak* claro, mientras que la muestra del gráfico superior es homogénea con tendencia marcada y clara.

El punto ATACA 076 (Fig. 4.34b) muestra una frecuencia media alta de 4,62 Hz y una amplitud elevada mayor a 10. La muestra observada es homogénea con una tendencia clara, lo cual valida la medición. Los valores observados en los gráficos moda y promedio son coincidentes y ambos muestran un *peak* claro en la curva H/V.

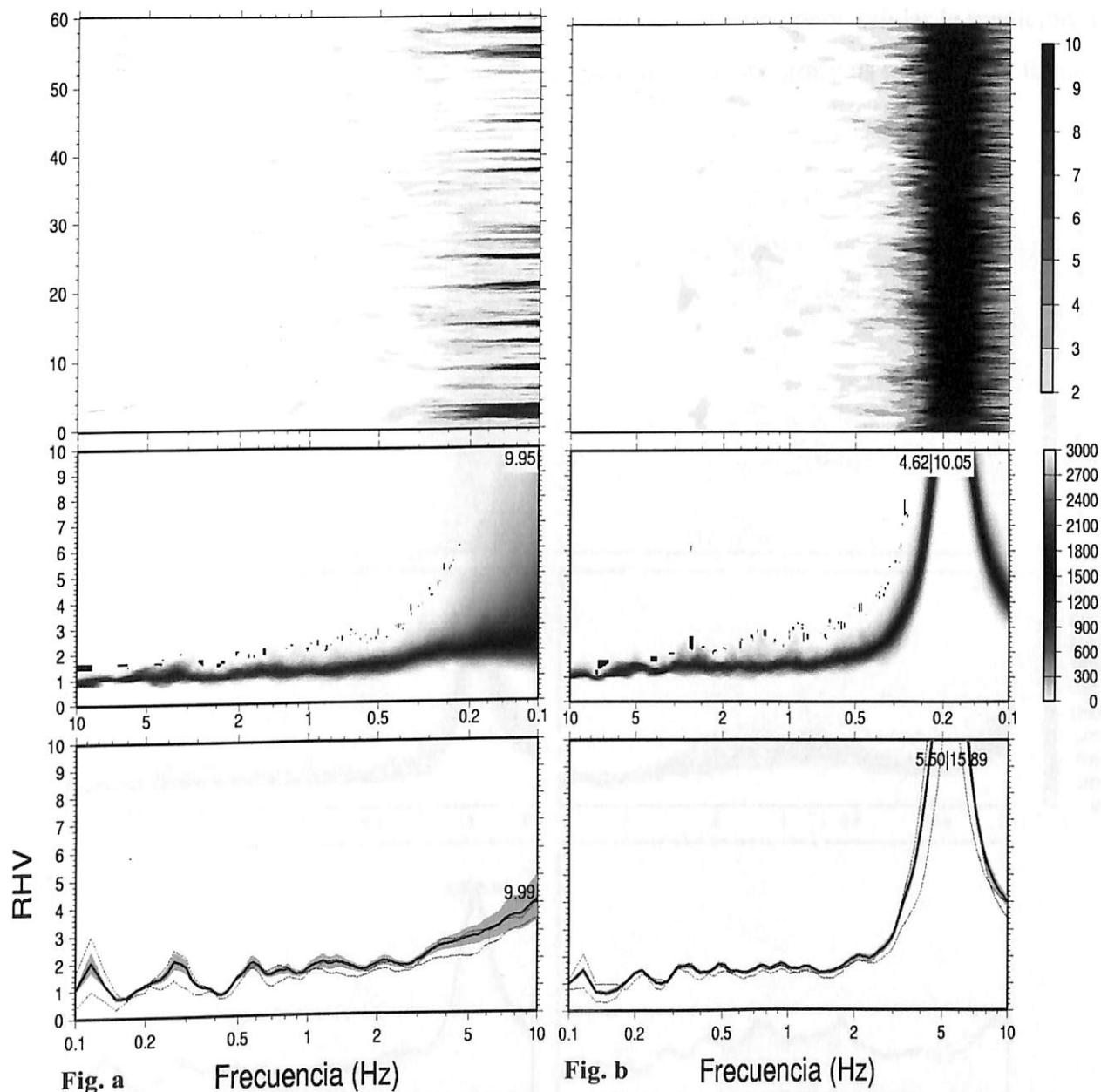


Figura 4.34. Resultados de mediciones ATACA 075 y ATACA 076 realizadas en los Depósitos Marinos Actuales para el sector de Puerto Viejo. **a)** La figura muestra una frecuencia predominante elevada con un *peak* claro; **b)** En la figura se observa un *peak* elevado de amplitud y una frecuencia media.

Finalmente los Depósitos Eólicos serán clasificados por las mediciones ATACA 077 (Fig. 4.35a) y ATACA 079 (Fig. 4.35b).

El punto ATACA 077 (Fig. 4.35a) muestra una frecuencia de 5,6 Hz y una elevada amplitud de 7,85. La medición muestra un *peak* en la curva claro con tendencia marcada, y una muestra homogénea.

Finalmente la medición ATACA 079 (Fig. 4.35b) muestra una frecuencia predominante que supera los 9 Hz y una amplitud baja aproximada de 2. La muestra observada no es homogénea, sin embargo es posible identificar una tendencia como para validar la medición. La curva muestra un *peak* pequeño, pero claro y coincidente entre los gráficos promedio y moda.

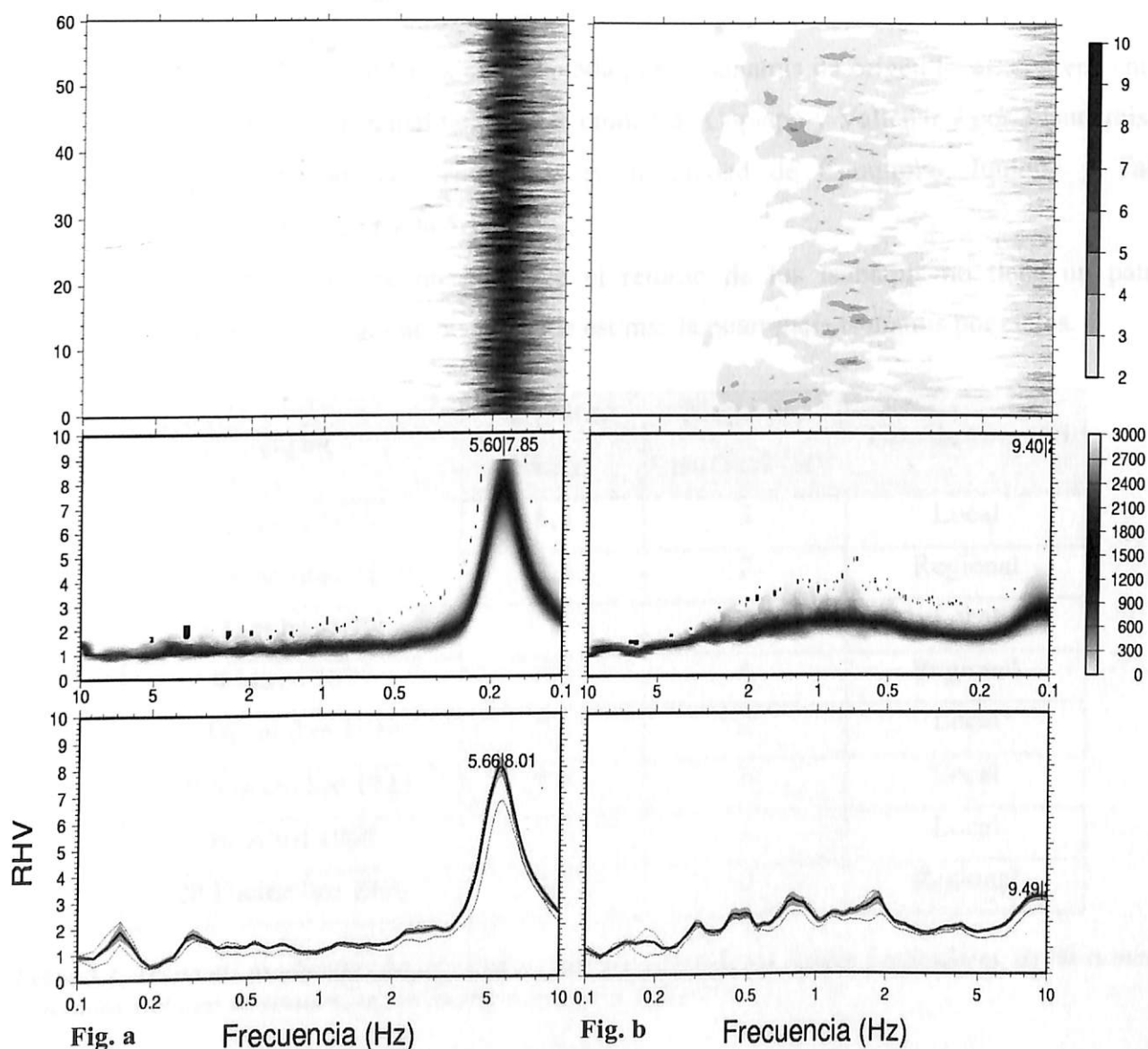


Figura 4.35. Resultados de mediciones ATACA 077 y ATACA 079 realizadas en los Depósitos Eólicos para el sector de Puerto Viejo. **a)** La figura muestra *peak* de amplitud elevado, con muestra homogénea y de tendencia marcada; **b)** La figura observada contiene un *peak* pequeño de amplitud baja y frecuencia elevada.

CAPITULO V: TSUNAMI

5.1 Generalidades

El estudio de tsunamis en este capítulo está orientado a la determinación de las áreas de inundación en las zonas analizadas y a la revisión del actual plan de emergencia, con el fin de determinar el potencial peligro en el cual se encuentra la población de Caldera.

En base a los tsunamis históricos ocurridos en la comuna de Caldera para el periodo 1819-1922 (Tabla 5.1) se puede determinar:

- La comuna de Caldera a sido azotada por 5 tsunamis de origen local, con epicentros de los sismos principalmente en la ciudad de Copiapó y Vallenar y por 3 tsunamis de origen regional, con epicentros en la ciudad de Coquimbo, Iquique y Taltal respectivamente (Tabla 5.1).
- De la tabla 5.1 se observa que el retorno de los tsunamis no tiene un patrón establecido, por lo que no se puede estimar la ocurrencia tsunamis por ciclos.

Fecha	Magnitud sismo	Magnitud tsunami (m)	Tipo de tsunami
11 Abril 1819	8,5	3	Local
17 Noviembre 1849	7,5	2	Regional
5 Octubre 1859	7,6	2	Local
9 Mayo 1877	8,8	4	Regional
4 Diciembre 1918	7,6	2	Local
10 Noviembre 1922	8,4	3	Local
19 Abril 1955	7,1	1	Local
28 Diciembre 1966	7,8	0	Regional

Tabla 5.1. Tsunamis producidos desde 1819 a 1966, magnitud de los sismos generadores, de los tsunamis generados y el tipo de tsunami según la ubicación de su epicentro.

- De los ocho tsunamis ocurridos (Fig. 5.1), prevalecen los eventos de $m=2$ seguidos por los eventos de $m=3$.

- Sin embargo, el tsunami correspondiente al 9 de mayo de 1877 resalta como el evento más destructivo en términos de magnitud, alcanzando un nivel $m=4$ generando daños extendidos sobre más de 500 km a lo largo de la línea de costa (Parga, 2012).
- Del total de tsunamis que se han producido en las costas de Caldera, se puede aseverar que los eventos $m=2$ poseen la mayor frecuencia de ocurrencia (Tabla 5.2 y Fig. 5.2) con un 37.5%, seguidos por tsunamis $m=3$ con un 25%. Tsunamis de magnitudes $m=0$, $m=1$ y $m=4$ poseen una frecuencia de ocurrencia de un 12.5% (Parga, 2012).

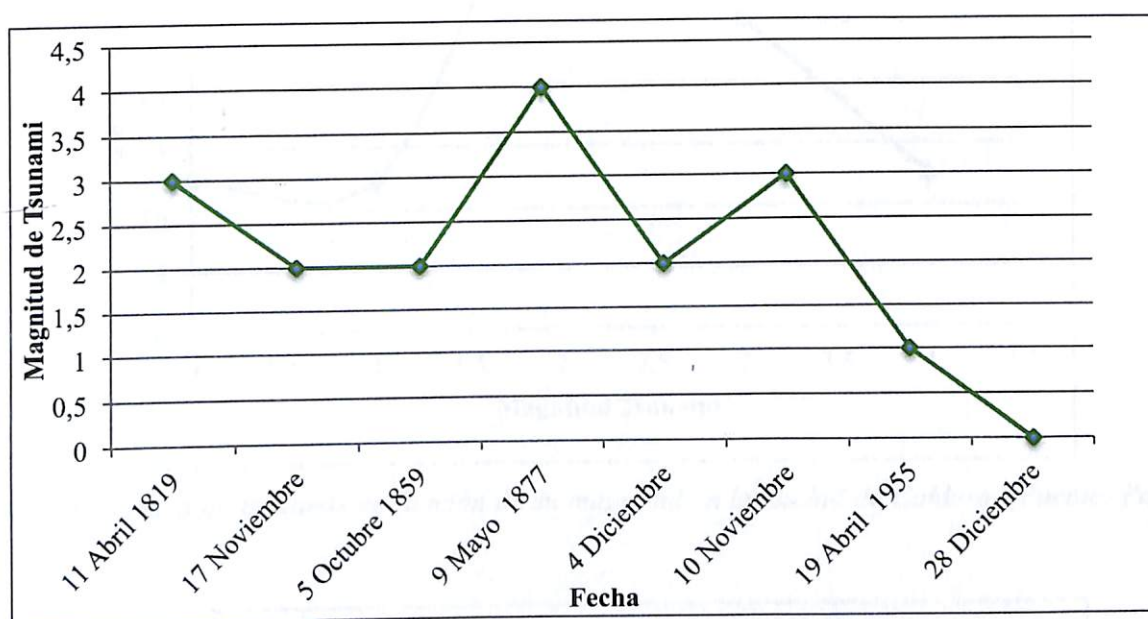


Figura 5.1. Cronología de tsunamis en función de su magnitud para la comuna de Caldera desde 1819 a 1966. (Fuente: Parga, 2012)

Magnitud tsunami	Frecuencia	% Frecuencia
0	1	12,5
1	1	12,5
2	3	37,5
3	2	25
4	1	12,5

Tabla 5.2. Magnitud de Frecuencia V/s porcentaje de frecuencia.

- Según Parga, la magnitud de los sismos generadores de tsunamis varían entre 7,1 y 8,8 Ms, mientras que la profundidad de los hipocentros fluctúan entre 10 y 80 km (Fig. 5.3). La relación entre sismos tsunamigénicos y su profundidad focal muestra la concentración de eventos en profundidades menores a 33 km.

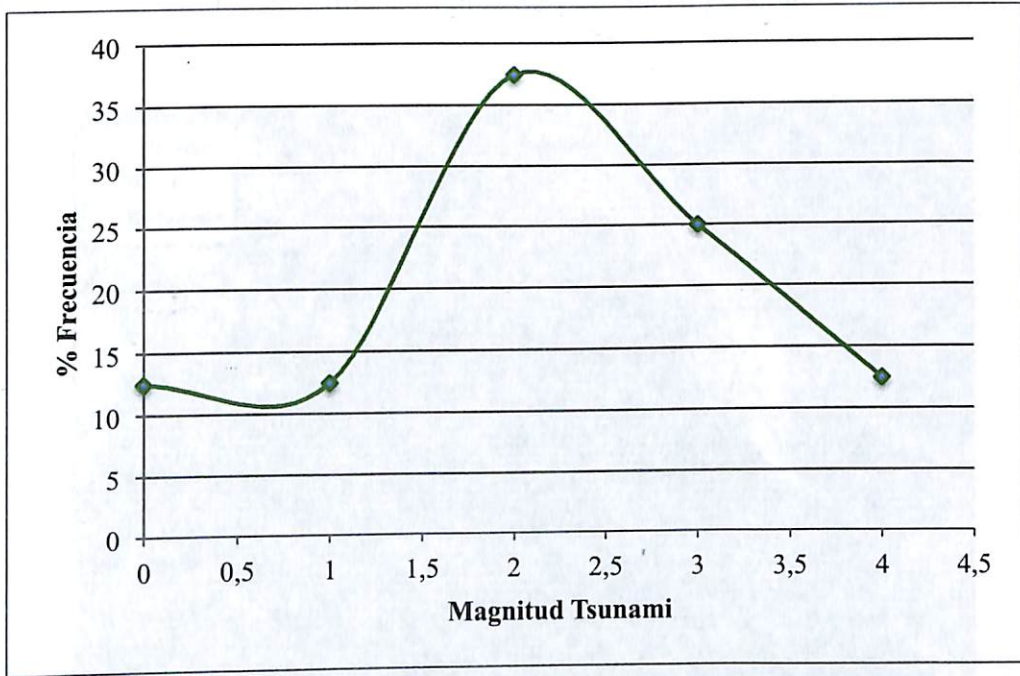


Figura 5.2. Frecuencia de tsunamis en función de su magnitud en la ciudad de Caldera. (Fuente: Parga, 2012)

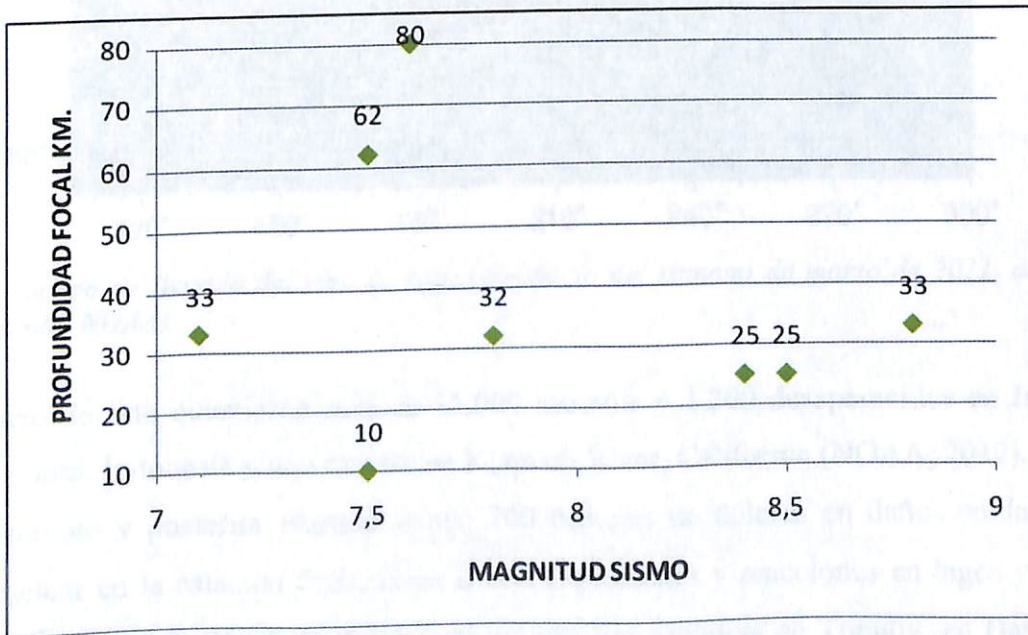


Figura 5.3. Relación entre la magnitud sísmica generadora de tsunamis y su profundidad focal en km, periodo 1819-1966. (Fuente: Parga, 2012)

5.2 Tsunami de Japón

El pasado 11 de marzo del 2011 un terremoto de magnitud 9,0 ocurrió en Honshu Japón, produciendo un devastador tsunami con consecuencias en toda la región del Pacífico. Este corresponde al cuarto terremoto más grande del mundo y al más grande terremoto registrado instrumentalmente en Japón desde 1900, llegando a más de 16.000 km de distancia (Fig. 5.4) hasta la Isla Grande de Chiloé en Chile, 21 horas después de su generación (NOAA, 2012).

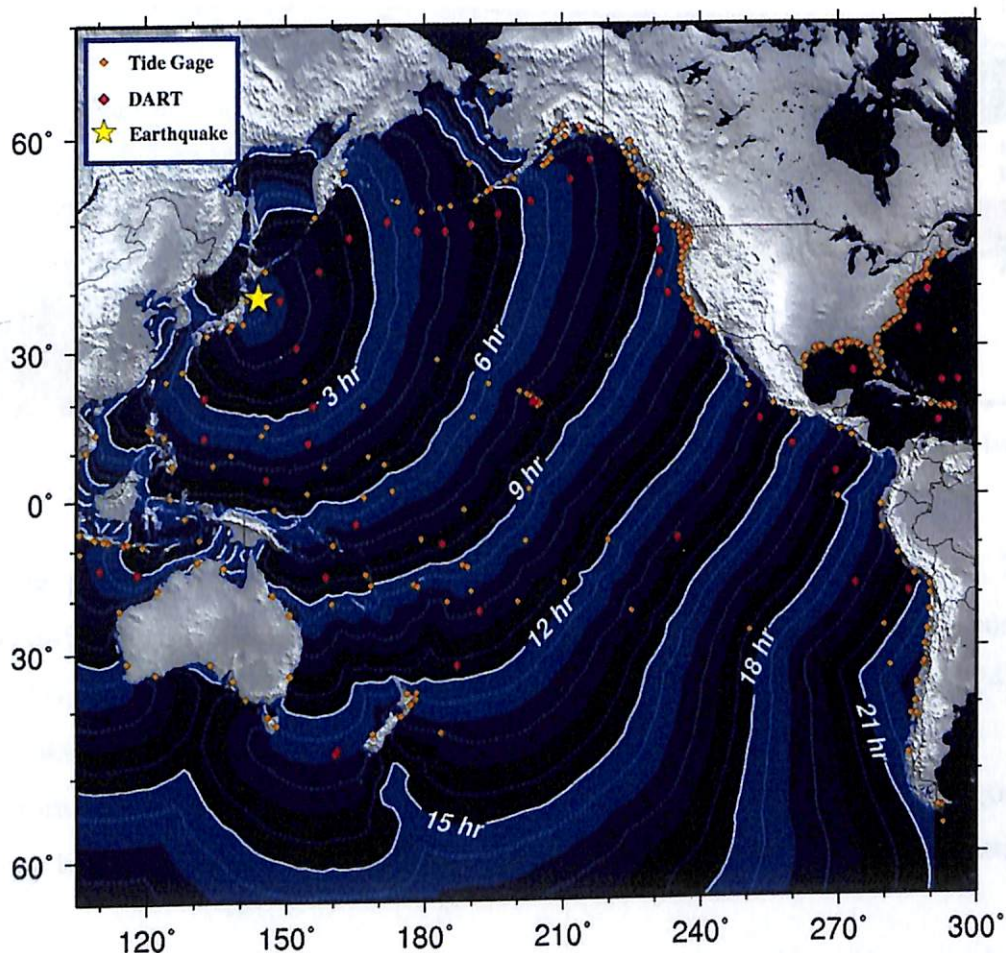


Figura 5.4. Tiempo de llegada del tren de ondas producto del tsunami de marzo de 2011, al resto del Pacífico. (Fuente: NOAA)

Producto de esto ocurrieron más de 15.000 muertos y 3.200 desaparecidos en Japón, una muerte en Jakarta, Indonesia y una muerte en Klamath River, California (NOAA, 2012).

El terremoto y posterior tsunami causó 200 billones de dólares en daños en Japón y un accidente nuclear en la estación Fukushima I, con explosiones y reacciones en lagos y bosques. Chile perdió más de 6 millones de dólares en la industria pesquera en Tongoy, en Hawaii hubo

pérdidas por 30 millones de dólares, y en California 70 millones de dólares en daños (NOAA, 2012).

El NOAA a través de estudios de campo indicó una altura máxima de *run-up* de 38,9 m, correspondiendo este a la diferencia entre la elevación de penetración máxima del tsunami (línea de inundación) y el nivel del mar al momento del tsunami (Fig. 5.5).

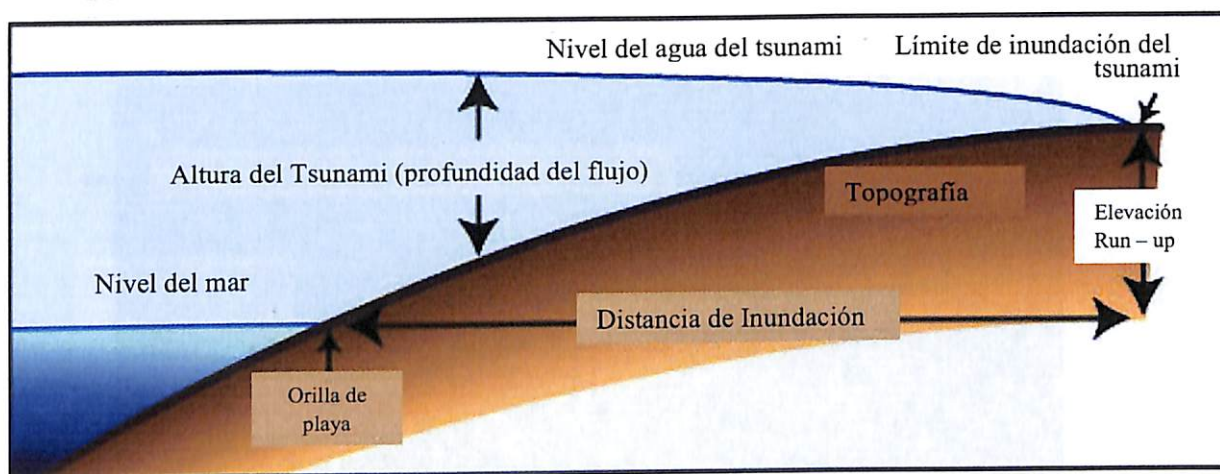


Figura 5.5. Gráfica de Run-Up, diferencia entre la elevación de penetración máxima del tsunami (línea de inundación) y el nivel del mar al momento del tsunami. (Fuente: USGS)

Un mareógrafo en Japón gravó un rango de 1 a 9 m en la elevación del mar, 2 m de olas fueron observados en un mareógrafo en Rusia, en Sud América, Hawaii, y en la costa oeste de Estados Unidos. La ola más grande fue registrada por un sensor Dart ubicada a 724.204,8 m al nor-este de Tokio, la cual midió 1,8 m (NOAA, 2012).

La figura 5.6 muestra las variaciones de altura registradas por testigos oculares, mareógrafos y bombas de medición de océano profundo en la costa del Pacífico, registradas por el NOAA.

Los datos (en verde) registrados por testigos oculares se dividen en 5 categorías de altura, aquellas olas de más de 10 m, las menores de 10 m, pero mayores a 3 m, las olas menores a 3 m, pero mayores a 1 m, las menores a 1 m pero mayores a 0,5 m, y aquellas menores de 0,5 m. La mayor parte de estas fueron registradas en Japón, la costa oeste de Estados Unidos y Australia (NOAA, 2012).

Otro grupo de mediciones fueron hechas por mareógrafos instalados en todo el Circum Pacífico, las cuales registraron olas menores de 10 m, pero mayores a 3 m, olas menores a 3 m pero mayores a 1 m, olas menores a 1 m, pero mayores a 0,5 m, y aquellas menores de 0,5 m,

siendo estas registradas mayoritariamente en las costas de Estados Unidos, las costas Australianas y las costas Chilenas (NOAA, 2012).

Finalmente las últimas mediciones fueron realizadas a través de boyas Dart o medidores de profundidad oceánica las cuales registraron olas menores a 3 m, pero mayores a 1 m, olas menores a 1 m, pero mayores a 0,5 m, y aquellas menores de 0,5 m. Estas fueron registradas principalmente en las costas de Japón y Estados Unidos (NOAA, 2012).

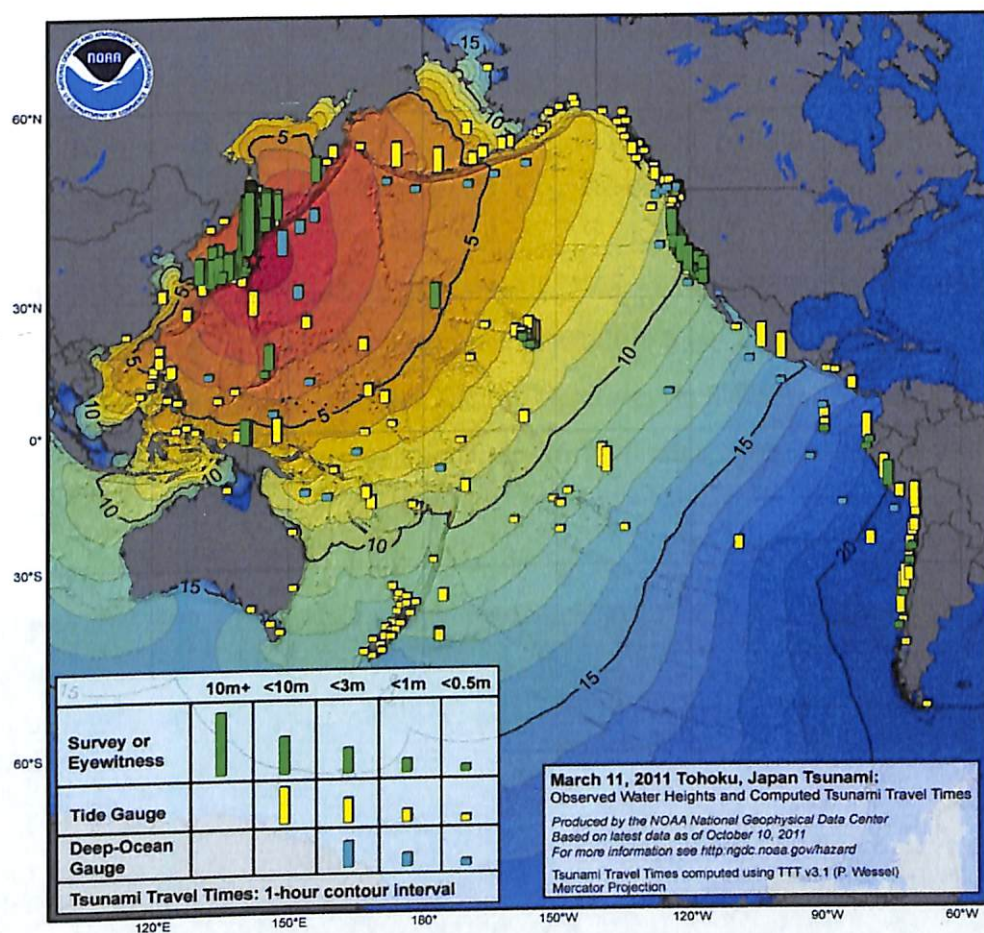


Figura 5.6. Medición de la altura del mar a través de testigos oculares (verde), mareógrafos (amarillo) y boyas Dart (celeste) instaladas alrededor del mundo (NOAA, 2012).

5.3 Tsunami de Japón: Consecuencias en Puerto Viejo

Nueve minutos después ocurrido el terremoto de Marzo del 2011 en Japón, se declaró alarma de tsunami para todo el Pacífico noroccidental y alerta para los demás países de la cuenca del Pacífico.

En Chile la Oficina Nacional de Emergencia (ONEMI), ordenó la evacuación preventiva en el borde costero entre la región de Arica y Parinacota y la región de Magallanes, incluyendo Chile Insular, movilizándolo a más de 630 mil personas en el borde costero (OSSO, 2011).

El arribo temprano de las olas a la Isla de Pascua, mostró bajos niveles del nivel del mar, 25 cm por sobre la marea alta normal. Sin embargo durante la noche las olas llegaron con más fuerza al territorio nacional, afectando nuevamente a las zonas más afectadas por el tsunami del 27 F. Estas causaron daños materiales como socavamiento de las bases de puentes y el arrastre de embarcaciones ligeras tierra adentro (NOAA, 2012).

Sin embargo, la mayoría de las construcciones dañadas se localizaron en la localidad de Puerto Viejo, en la Región de Atacama, 920 kilómetros al norte de Santiago. Puerto Viejo corresponde a una toma en terrenos privados, donde existen alrededor de 300 viviendas de material ligero, donde sólo el 2% de las personas residen el año completo, mientras el 98% hace uso de éstas sólo en el verano, allí las olas ingresaron al poblado la madrugada del sábado (Cooperativa, 12 marzo 2011).

Según informó el Gobierno Regional de Atacama, se registraron fluctuaciones entre 1, 2 y 4 m donde la variación de marea más importante se produjo a las 2 hrs y cerca de las 5 hrs, según la información proporcionada por la Gobernación Marítima de Caldera. El mar dañó gran cantidad de estas viviendas de material ligero; quedando 36 viviendas completamente inutilizadas y otras 120 afectadas (Fig. 5.7).



Figura 5.7. Inundación en el sector de Puerto Viejo, la cual dejó 36 casas inutilizadas y más de 120 viviendas afectadas.

Expertos explicaron que el mar ingresó por Puerto Viejo a través de canales a lo cual se sumó la forma cerrada de la bahía, lo cual contribuyó a amplificar la potencia de las marejadas.

En la figura 5.8 se muestra el registro de un mareógrafo instalado en la costa de la ciudad de Caldera al momento del arribo del tsunami, en el cual se observa una amplitud máxima del nivel del mar de 1,96 m a las 2:46 horas de la madrugada y una amplitud mínima de -2,18 m a las 5:04 horas.

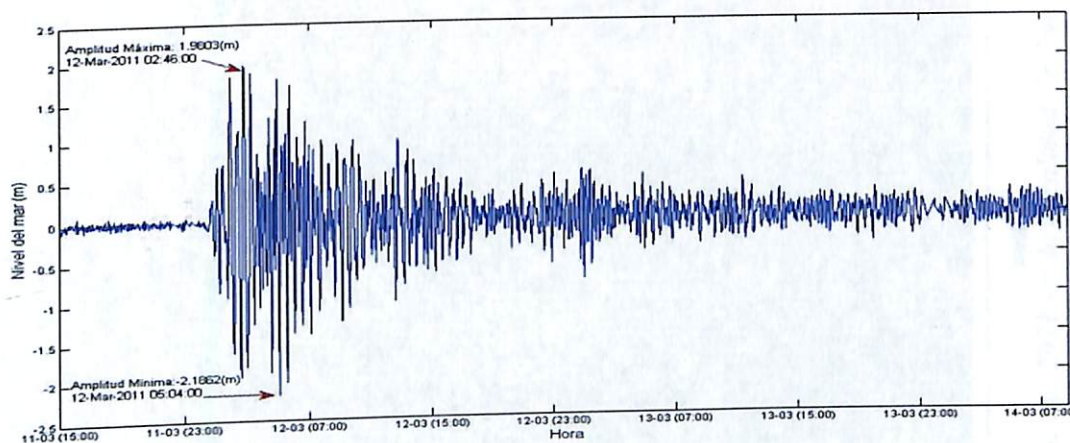


Figura 5.8. Amplitudes mínimas y máximas registradas en el nivel del mar, registrado por mareógrafo en la ciudad de Caldera. (Fuente: SHOA)

La amplitud máxima registrada por el mareógrafo de 1,98 m con respecto al nivel normal del mar, fue muy similar a las mediciones observadas en terreno en Puerto Viejo.

Estas mediciones lograron determinar un área de inundación aproximada de 149.000 m² como se observa en el mapa la figura 5.9 (Anexo 13).

La elaboración de este mapa se realizó a través de las marcas de agua observadas en terreno en las construcciones de Puerto Viejo el 20 de marzo del año 2011, y posteriormente corroboradas durante el mes de julio del 2013, lo cual permitió observar que el mar ingresó principalmente al sector SW del balneario, llegando a una cota de inundación o *run-up* cercano a 5 m.

El polígono de color naranja en la figura 5.9, corresponde a un cordón de dunas que cumplió la función de canalizar el agua hasta la zona norte del balneario y de proteger las viviendas de la inundación.

La elipse de color verde en la figura 5.9, corresponde a la única parte del área sur que no fue inundada, esto debido a curvatura cerrada izquierda de la bahía y a rocas que sirvieron de protección para las viviendas del sector.

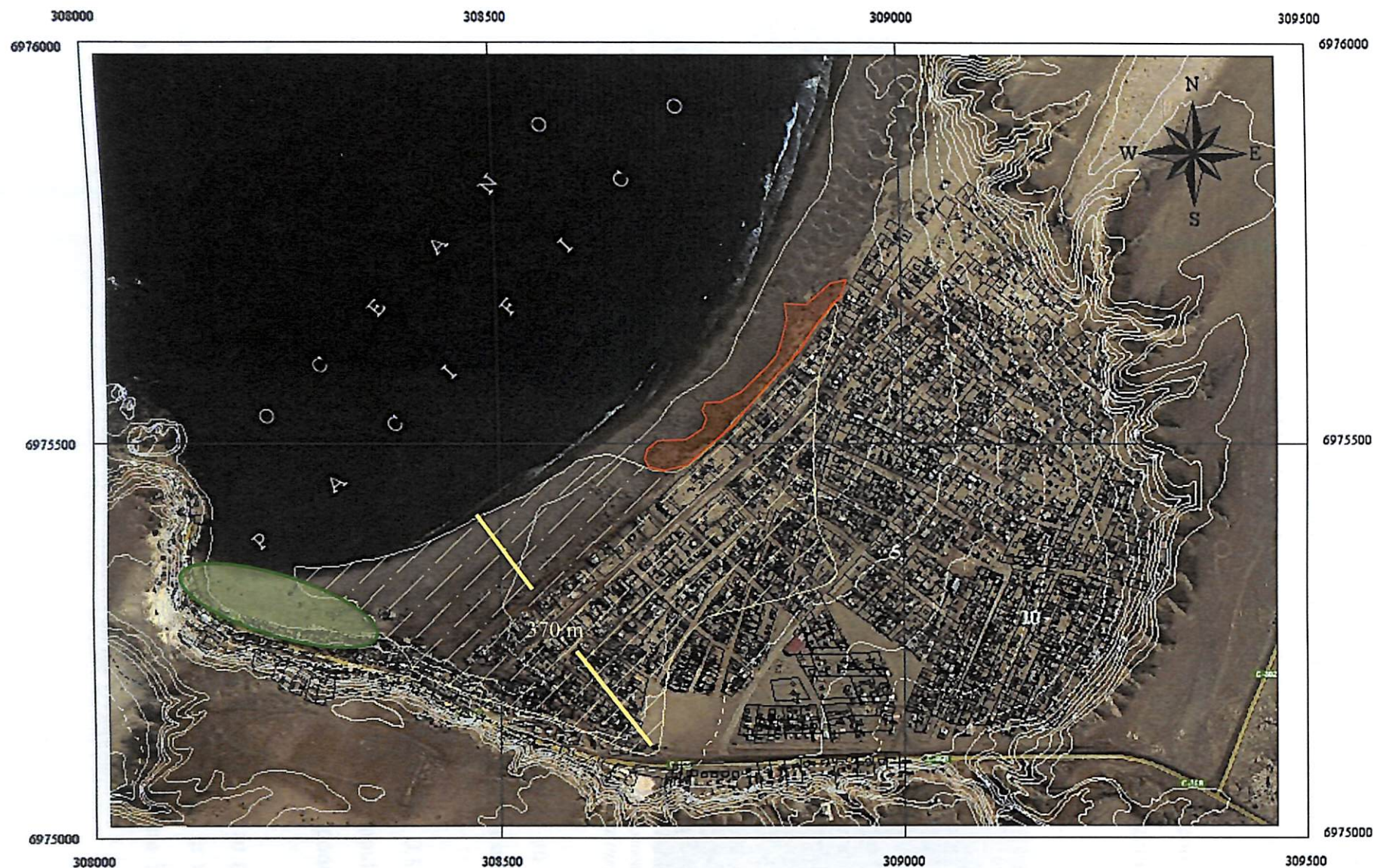


Figura 5.9. Área de Inundación (en amarillo) del tsunami del 12 de Marzo del 2011 en la localidad de Puerto Viejo. (Fuente: Elaboración Propia)(Anexo12)

La línea de inundación máxima alcanzó los 370 m como se observa en la figura 5.9, la cual se benefició por una topografía casi plana (5 m s.n.m), la escasez de barreras naturales y la forma cerrada de la bahía, la cual mantuvo la amplificación de la ola registrada por el mareógrafo de la figura 5.8.

El punto máximo de inundación fue observado en la única vivienda que quedó en pie dentro de la línea de construcción más cercana a la costa como se observa en la figura 5.10a y en la figura 5.10b.



Figura 5.10. a) Línea de construcción más cercana a la costa, arrancada por el tsunami b) Vivienda con inundación observada de 1,9 m, correspondiendo a inundación máxima en altura.

En función a las inundaciones registradas en las construcciones, se realizó un mapa (Fig. 5.11) (Anexo 13) de isoclinas de inundación, para determinar el comportamiento del tsunami.

La distancia de estas isoclinas fueron realizadas a los 0,2 m; 0,4 m; 0,6 m; 0,8 m; 1 m; 1,2 m; 1,4 m; 1,6 m; 1,8 m y 1,9 m, esta última corresponde a la altura de inundación máxima alcanzada través de mediciones GPS y de correlaciones en los puntos donde no existía evidencia de inundación observada.

La consecuencia del tsunami de campo lejano ocurrido en Puerto Viejo, se puede observar en la figura 5.11, donde se evidencia la magnitud de la catástrofe. En la figura 5.12a se observa el estado final de algunas construcciones, mientras que en la figura 5.12b, 5.12c y 5.12d se observan los distintos niveles de inundación en las viviendas.



Figura 5.11. Vivienda con altura de inundación máxima registrada de 1,9 m (punto rojo). Isolneas (en verde) de altura de inundación (Fuente: Elaboración propia) (Anexo 13).



Figura 5.12. a. Consecuencia del tsunami. b, c, y d mediciones en terreno del nivel de inundación en las construcciones.

Producto del devastador tsunami, las autoridades realizaron un catastro de las construcciones que podían ser habitables y las que no, a través de tres simbologías como se observa en la figura 5.13. Estas simbologías determinarían que toda casa que no fuera habitable no podría ser usada bajo ningún fin.

Actualmente el balneario de Puerto Viejo, no cuenta con un plan de regulación de tsunami, debido a que sus construcciones ilegales se encuentran en terrenos privados. Sin embargo las casas arrancadas por el tsunami en la primera línea de construcción, nunca más fueron levantadas por sus habitantes.

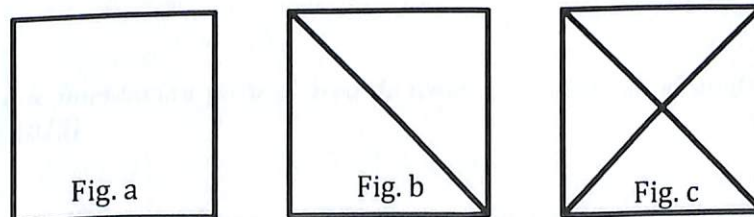


Figura 5.13. a. Habitable. b. Posiblemente habitable, c. No habitable

5.4 Áreas de inundación para Caldera, Calderilla y Bahía Inglesa

Las características físicas naturales del territorio donde se emplazan las localidades de Caldera, Calderilla y Bahía Inglesa, sumado a la densidad poblacional y uso de su borde costero, plantean la necesidad de evaluar adecuadamente la amenaza de tsunami al que se encuentran sometidas.

Debido a que el tsunami de Japón dejó evidencias sólo en el área de Puerto Viejo, para las zonas de Calderilla, Bahía Inglesa y Caldera el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA), ha elaborado una carta que define las áreas que potencialmente podrían inundarse en caso que que ocurriera un tsunami de gran tamaño (Fig. 5.14 y Fig 5.15).

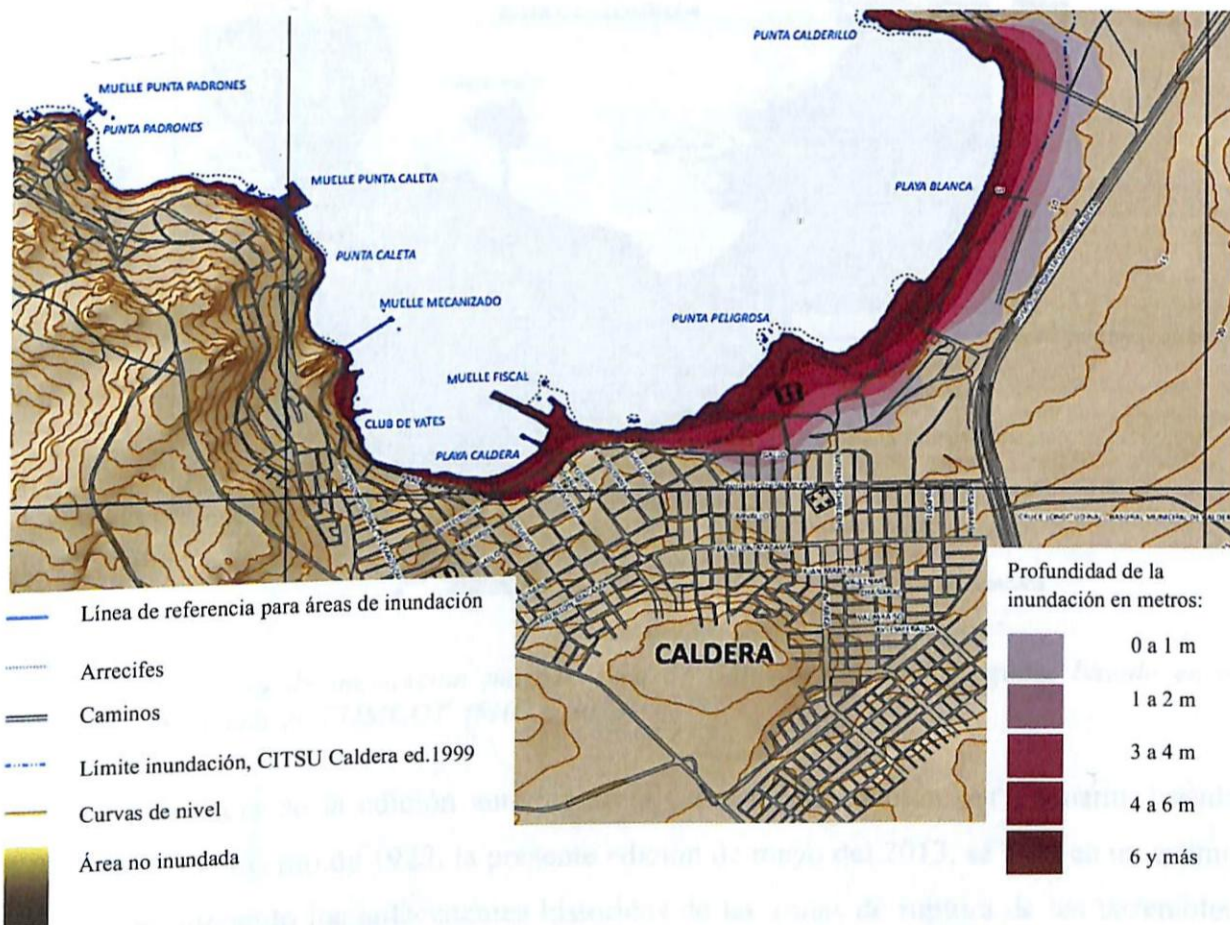


Figura 5.14. Plano de inundación para el área de Caldera, basado en el modelamiento numérico COMCOT. (SHOA, 2013)

Dicha información se obtuvo mediante la aplicación de una metodología de simulación numérica, considerada hoy como una de las técnicas más confiables para el

estudio de estos fenómenos (Wong et al., 2006). Esta simulación llamada COMCOT, corresponde a un método que utiliza básicamente datos topográficos, batimétricos, información sísmica y el plano urbano más actualizado disponible. Además, se consideró el máximo nivel del mar pronosticado. La inundación modelada se representa en rangos de profundidad de inundación en metros determinados en base a parámetros ingenieriles japoneses de diseño de estructuras resistentes a tsunamis (Shuto et al., 1922).

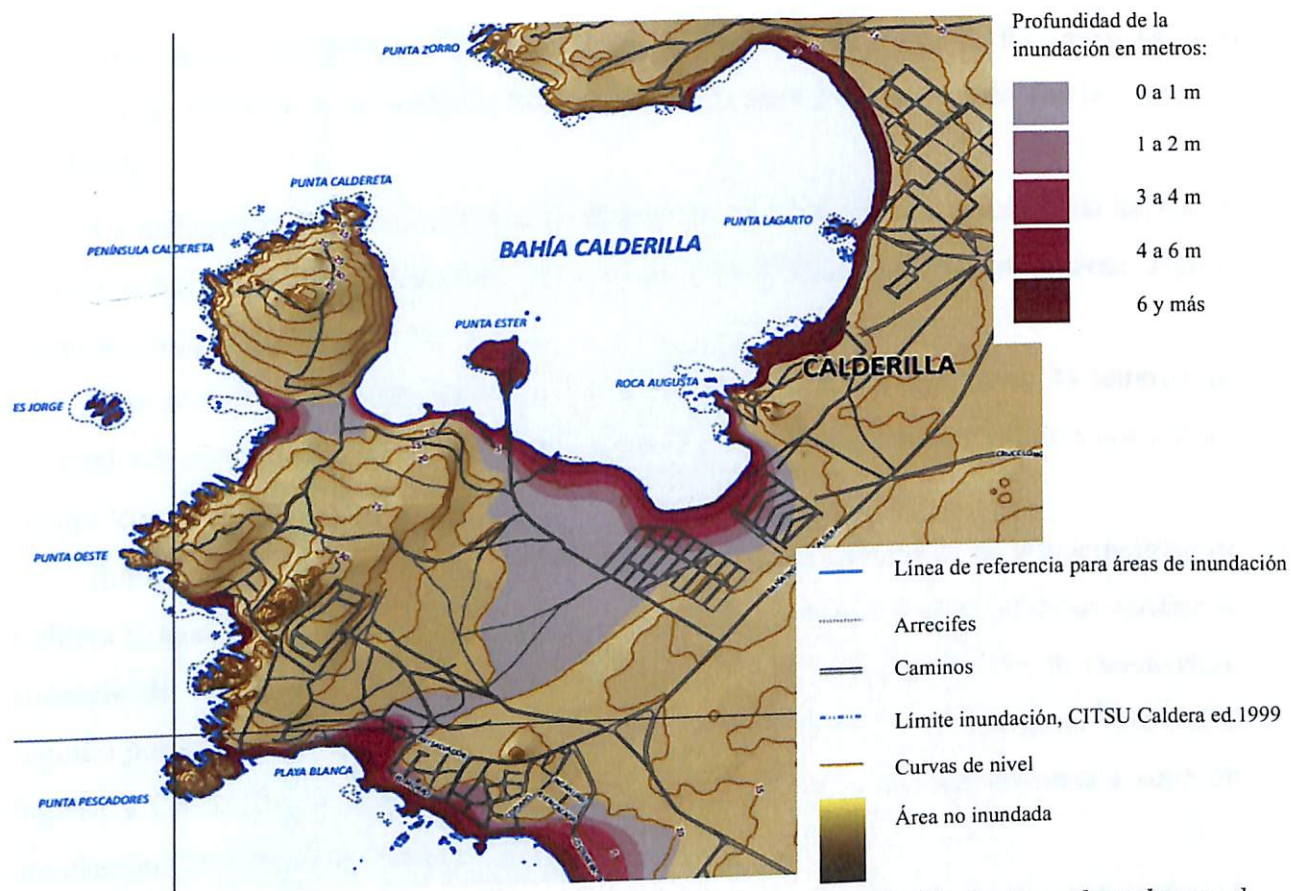


Figura 5.15. Plano de inundación para el área de Calderilla y Bahía Inglesa, basado en el modelamiento numérico COMCOT. (SHOA, 2013)

A diferencia de la edición anterior de la Carta de Inundación por Tsunami, basada solamente en el evento de 1922, la presente edición de mayo del 2013, se basa en un evento mayor, considerando los antecedentes históricos de las zonas de ruptura de los terremotos de 1918 y 1922. Por lo que se presenta un escenario más extremo en términos de los efectos que generaría un tsunami en el área de Caldera, Calderilla y Bahía Inglesa, especialmente tomando en cuenta las recientes experiencias de los tsunamis ocurridos en Chile el año

2010 y Japón el año 2011, que dejaron en evidencia la necesidad de considerar estos escenarios más desfavorables.

5.5 Señalética Actual y Cambios al Plan de Emergencia

Como se menciona en el Plan de Emergencia (Anexo 21) Chile debe regirse por el sistema de señalética internacional para la utilización de señalética de Tsunami.

Es por esto que la Municipalidad de Caldera ha instalado dichos letreros, en aquellos sectores de mayor concurrencia pública, como se observa en la figura 5.16 (Anexo 14) para el sector de Caldera y en la figura 5.17 (Anexo 15) para los sectores de Bahía Inglesa y Calderilla.

La instalación de estos consistió de 49 letreros en el sector de Caldera, 8 de los cuales corresponden a zona de inundación, 26 a vía de evacuación y 15 letreros de zona segura, como se observa en la figura 5.16.

Para el sector de Bahía Inglesa y Calderilla se observaron en terreno 33 letreros, de los cuales 9 correspondían a Zona inundación, 20 a Vía de Evacuación y 4 de estos a Zona segura, como se observa en la figura 5.17.

Sin embargo, se constató en terreno y en base a los registros de la Municipalidad de Caldera la ausencia de un número importante de estos. En el sector de Caldera se verificó la ausencia de 16 letreros, los cuales corresponden a 13 señaléticas de vía de evacuación, seguido por la falta de 2 señaléticas de zona inundación y 1 una de zona segura. Para Bahía Inglesa y Calderilla, se constató la inexistencia de 4 letreros, correspondientes a zona de inundación (2) y vía de evacuación (2).

Sin embargo, la ausencia de esta señalética no es el único problema que aqueja al sistema de evacuación de Tsunami, varios de estos letreros actualmente se encuentran lejos del alcance visual de la población dado que están ocultos por diversas construcciones.

Además el cambio de cota de seguridad a 30 m s.n.m, no corresponden a la posición de los letreros de seguridad, los cuales están ubicados actualmente en la cota 20 m s.n.m, como se observan en las figuras 5.16 y 5.17.

Es por esto que la Municipalidad de Caldera, en conjunto con el comité de Protección Civil y Emergencia, trabaja en el mejoramiento de dichas falencias, a través de la creación de un nuevo decreto, que busca ser autorizado a principios del 2014.

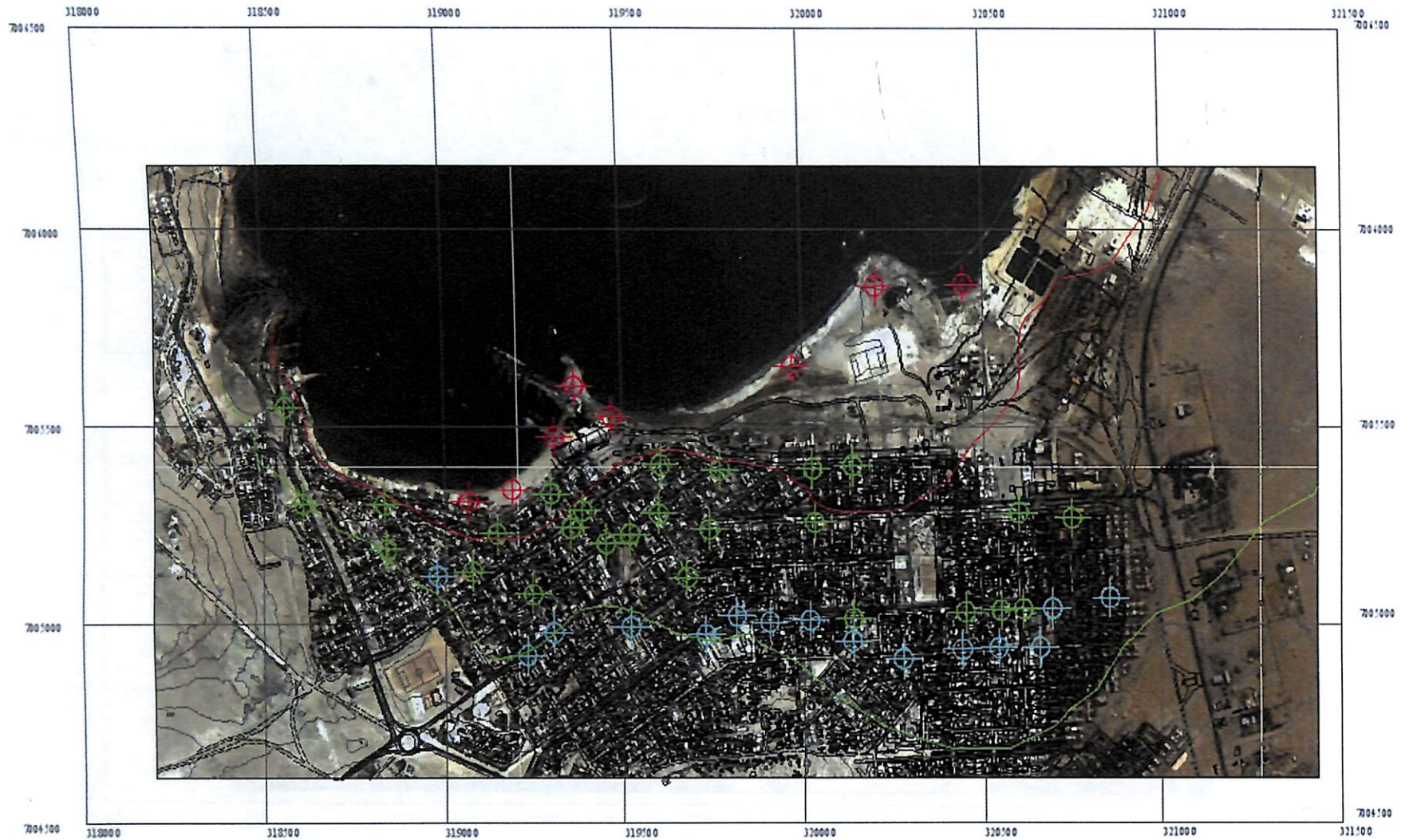


Figura 5.16. Localización de letreros de Tsunami para la ciudad de Caldera. En Rojo se observan los letreros correspondientes a Zona de inundación, en verde se observan aquellos correspondientes a Vía de Evacuación, en celeste se observan los de Zona de seguridad. La línea roja corresponde a la inundación establecida por el SHOA según el tsunami de 1922, Mientras que la línea de color Verde corresponde a la zona de seguridad. (Fuente: Elaboración propia)(Anexo 14)

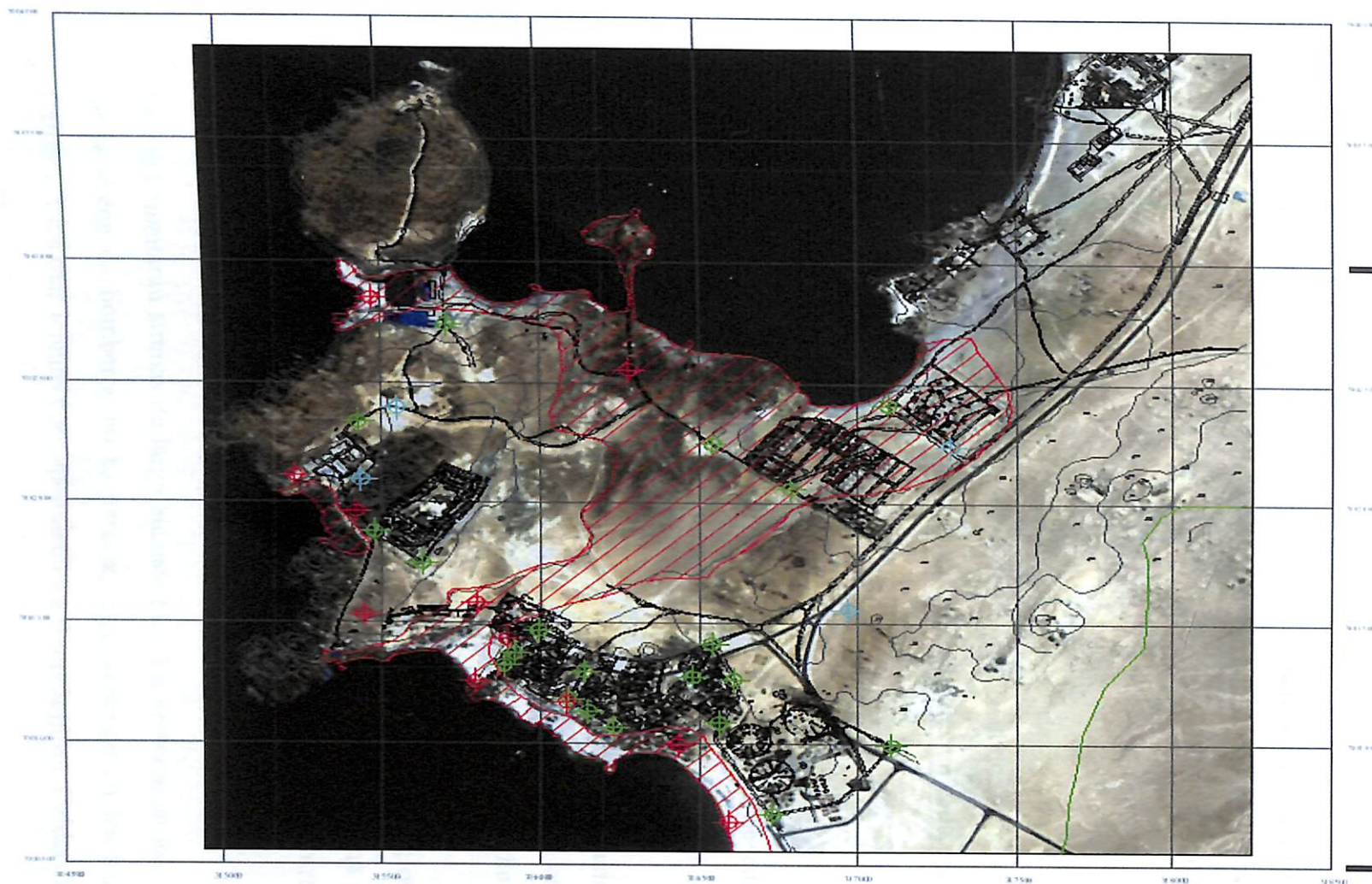


Figura 5.17. Localización de letreros de Tsunami para el sector de Bahía Inglesa y Calderilla. En Rojo se observan los letreros correspondientes a Zona de inundación, en verde se observan aquellos correspondientes a Vía de Evacuación, en celeste se observan los de Zona de seguridad. La línea roja corresponde a la inundación establecida por el SHOA según el tsunami de 1922, Mientras que la línea de color Verde corresponde a la zona de seguridad. (Fuente: Elaboración propia) (Anexo 15)

Dicho decreto busca solucionar los problemas actuales, a través de los siguientes puntos (*Com. Oral: Juan Venegas, Encargado Comunal de Protección Civil y Emergencia*):

- Cambio de cota de seguridad a 30 m s.n.m, el cual se encuentra en vigencia, sin embargo la aprobación de dicho decreto permitirá los cambios de señalética pertinente. Se busca que este cambio esté aprobado antes del segundo simulacro de emergencia de tsunami a realizarse en febrero del 2014.
- Cambio de señalética de *zona segura* por *puntos de encuentro*, debido que la población se encontraba muy dispersa y desorientados en los simulacros. Esto busca organizar a la población y a los encargados municipales en cada punto, para mayor eficacia ante una catástrofe.
- Los puntos de encuentro actuales, fueron designados por el SHOA y ONEMI, sin embargo la municipalidad constató en terreno, que algunos de ellos deberán ser reubicados, por lo que se trabaja en la modificación de estos.
- Se busca iluminar las vías de evacuación a través de implementación lumínica en veredas a nivel del suelo, con el fin de que la población tenga una orientación clara hacia los puntos de encuentro, si la catástrofe ocurre durante la noche.
- Se trabaja actualmente en la búsqueda de recursos para la iluminación de los puntos de encuentro, los cuales buscan abastecer de electricidad autónoma por un periodo de 3 días con un rango de iluminación de 200 m de diámetro, mientras se restablece los servicios básicos.
- Se implementarán sirenas de largo alcance para los sectores en los cuales el rango de la sirena de bomberos no se percibe, especialmente en los sectores altos de Caldera, y los más lejanos correspondientes a Bahía Inglesa, Calderilla y Loreto.

- Para los sectores más alejados como Puerto Viejo y Rodillo se busca la mejora de evacuación y comunicación ante una emergencia. En el caso de Puerto Viejo se implementará una actualización en el sistema de comunicación, la instalación de una sirena o alarma y la ubicación de una pizarra que busca informar a los pescadores y a la población de cambios climáticos importantes y marejadas pronosticadas. En el caso de Rodillo, se busca designar un encargado para efectuar el plan de evacuación de similar manera que en Puerto Viejo.
- El financiamiento de estos proyectos será a través de la Municipalidad de Caldera, y terceros como empresas mineras, debido al alto costo de su implementación.

CAPITULO VI: DISCUSIONES

6.1 Implicancias de la geología en la clasificación sísmica del suelo

Según la litología detallada en el capítulo III para cada unidad geológica en las áreas estudiadas, se procede a realizar una clasificación geotécnica superficial en base al proyecto RISMUR. Esto permitirá predecir el comportamiento de las diferentes unidades geológicas presentes en el área de estudio, ante un eventual evento sísmico:

- La Formación Bahía Inglesa se clasificó como suelo tipo C/ IIIa, debido a la presencia de la intercalación de coquinas, areniscas, fangolitas y yeso, es decir, alternancias de rocas fracturadas con rocas blandas. Consecuentemente se espera que dicha unidad presente una amplificación esperada del tipo medio.
- La unidad Estratos de Caldera está compuesta por coquinas, areniscas y conglomerados en distintos grados de compactación, es decir según RISMUR, corresponden a estratos rígidos alternados con estratos de poca a mediana cohesividad, lo cual categoriza a la unidad como un suelo del tipo D/ IIIb, con amplificaciones esperadas del tipo medio.
- Los Depósitos Fluviales están compuestos por bloques, gravas, arenas y limos, no cohesivos a moderadamente consolidados, esto permitió clasificar a la unidad como un suelo del tipo D/ IV, es decir, un suelo de poca a nula cohesividad e inestable, por lo que se esperan en él altas amplificaciones.
- Los Depósitos Aluviales corresponden a sedimentos no cohesivos a moderadamente consolidados de gravas y bloques, y en menor cantidad arenas y limos, es decir, según RISMUR, un suelo no cohesivo e inestable, lo cual permite categorizar a la unidad como un suelo del tipo D/ IV, con una amplificación esperada del tipo alta.
- Los Depósitos Eólicos se clasificaron geotécnicamente como una unidad del tipo E/ V, es decir, suelo blando con altas posibilidades de amplificar, ya que se encuentra compuesto por arenas finas no consolidadas.
- Finalmente, los Depósitos Marinos Actuales se categorizaron como un suelo del tipo F/ VI, es decir, un suelo muy blando, el cual requiere evaluación específica con muy altas posibilidades de amplificación, al estar compuesto por arenas mixtas con altos contenidos de agua.

Sin embargo, a través del método de Nakamura (1989), el cual clasifica los estratos según el periodo predominante (Capítulo IV), se estimaron los valores de las frecuencias fundamentales de vibración para el suelo, de los cuales se desprende a través de los valores de frecuencia y amplitud observados la calidad de los estratos para cada área estudiada:

En el caso de Rodillo (Anexo 16) se observaron 4 unidades estratigráficas, las cuales arrojaron las siguientes calidades de suelo:

- La unidad Estratos de Caldera arrojó 2 tipos de mediciones, las primeras correspondientes a los puntos ATACA 037, ATACA 039, ATACA 040 arrojaron altos valores de frecuencias, y amplitudes que varían desde valores elevados a medios. Frecuencias elevadas indican un suelo muy delgado, cercano al basamento, mientras que los valores de amplitud indicarán el contraste de calidad entre el basamento y el suelo. Valores elevados de amplitud indican una roca de basamento muy dura en contraste a un suelo muy blando o malo, mientras que valores medios de amplitud indican un suelo de un contraste medio, es decir, de regular calidad. A pesar que la amplitud indicó suelos de muy mala calidad a regular, la frecuencia expuso para todas las mediciones un suelo muy delgado, esto indica que al momento de un sismo no existe gran impacto de la amplitud en el comportamiento del suelo ya que las ondas no pueden amplificar, por lo que descarta el valor de amplitud observado, categorizando al suelo como estratos de muy buena calidad. Para el caso de las mediciones ATACA 038 y ATACA 042 se observaron bajos valores de frecuencia y valores de amplitud menores a 2. Dichos valores de frecuencia indican un suelo muy distante al basamento de gran profundidad, mientras que valores de amplitud menores a 2 indican que esta no existe. Esto se debe a que el suelo estudiado es tan competente que no genera un ruido suficiente como para generar un periodo predominante en el lugar, arrojando curvas H/V planas. Este tipo de mediciones se interpretan como un suelo de muy buena calidad debido a que su comportamiento es similar al de la roca de basamento, es decir un suelo del tipo rígido.
- La unidad Depósitos Aluviales arrojó curvas H/V planas, es decir la presencia de un suelo rígido de bajo contraste con la roca del basamento debido al bajo valor de amplitud observado, pero de gran profundidad debido al bajo valor de frecuencia.
- En los Depósitos Marinos Actuales se observan 2 resultados totalmente distintos, el primera de estos posee una frecuencia elevada y una amplitud media, sugiriendo suelos de

muy buena calidad, debido a que la frecuencia elevada indica un suelo de baja profundidad muy cercano al basamento, lo que permite descartar el valor medio de amplitud que advierte la presencia de estratos de regular calidad. El segundo tipo de resultados muestran una frecuencia baja y una amplitud media, esto sugiere la presencia de un suelo de gran espesor y de contraste medio con la roca del basamento, es decir un suelo de regular calidad debido al peligro que posee de amplificar.

- Para la unidad Depósitos Eólicos se observó una frecuencia baja y una amplitud media, es decir la presencia de un suelo de gran espesor, con un contraste medio entre la roca del basamento y el suelo. Para clasificar el suelo en este caso, es necesario considerar los aspectos litológicos, debido a que estos depósitos tienen nula consolidación y compactación, sumado a los valores de frecuencia y amplitud observados se categorizó al suelo como de regular calidad.

En el área de Bahía Inglesa (Anexo 17) se obtuvo los siguientes resultados para las unidades geológicas identificadas:

- Para la unidad Estratos de Caldera se observaron 2 tipos de comportamientos, el primero de estos corresponden a suelos de muy buena calidad, debido a que las mediciones ATACA 012, ATACA 015, ATACA 017 y ATACA 022 mostraron elevadas frecuencias y amplitudes variables, es decir, la presencia de un suelo de poco espesor que permite descartar los valores de amplitud, y las mediciones ATACA 014 y ATACA 020 arrojaron curvas H/V planas es decir la presencia de suelos muy competentes que no generan un periodo predominante en el lugar. El segundo de estos corresponde a un suelo de regular calidad, el cual es observado a través de las mediciones ATACA 024 y ATACA 025, las cuales arrojaron frecuencias bajas y amplitudes medias, es decir suelos de gran espesor y bajo contraste con el basamento.
- Los Depósitos Marinos Actuales son clasificados como suelos de buena a muy buena calidad, debido a que las mediciones ATACA 016 y ATACA 081 arrojaron valores de frecuencias altos a muy altos con amplitudes bajas a elevadas. Los valores de frecuencia indican un suelo muy cercano al basamento, es decir muy delgado, por lo que no existe peligro de amplificación o impedancia, lo que permite descartar el valor de amplitud observada.

Las playas de Calderilla y Loreto (Anexo 18) mostraron mayor variedad en la clasificación de los estratos, como se describe a continuación:

- La unidad Estratos de Caldera muestra dos tipos de comportamientos, el primero de ellos abarca el 80% de las mediciones el cual clasifica al suelo como de buena a muy buena calidad, sin peligro de amplificar, debido a que las mediciones ATACA 027, ATACA 030, ATACA 033, ATACA 034, ATACA 035, ATACA 043 y ATACA 044 arrojaron altos a muy altos valores de frecuencia y valores de amplitudes bajos a medios, es decir la presencia de un suelo de poco espesor, que no permite la amplificación de las ondas por lo que se descarta los valores de amplitud, y la medición ATACA 032 muestra una curva H/V plana, es decir la presencia de un suelo de muy alta competencia, que no genera ruido suficiente como para generar periodos predominantes, lo que indica un muy bajo contraste con la roca del basamento. Las mediciones ATACA 028 y ATACA 036 clasifican al suelo como un conjunto de estratos de regular calidad, al presentar frecuencias bajas y amplitudes medias, lo que indica un suelo de profundidad media con contraste apreciable entre el suelo y la roca del basamento.
- Los Depósitos Marinos Actuales presentan dos tipos de comportamientos, el primero de ellos dado por la medición ATACA 084 muestra un suelo de buena calidad, al poseer una frecuencia alta que permite descartar el valor elevado de amplitud, debido a la presencia de un suelo de poco espesor que no permite generar el fenómeno de impedancia, mientras que la medición ATACA 085 muestra un suelo de regular a mala calidad, ya que los valores bajos de frecuencia indican un espesor muy elevado y la amplitud media a elevada muestran un contraste medio a alto con la roca del basamento, es decir la presencia de un suelo blando.

El área más poblada del estudio, Caldera (Anexo 19), mostró diferentes tipos de comportamientos, los cuales se observan en las siguientes unidades geológicas:

- En la unidad Estratos de Caldera se observó tres calidades de suelo distintas, la primera abarca el 57% de las mediciones (ATACA 055, ATACA 057, ATACA 058, ATACA 059, ATACA 062, ATACA 066, ATACA 067, ATACA 069) para esta unidad, comportándose como un suelo de muy buena calidad, al arrojar mediciones con curvas planas H/V y mediciones con frecuencias elevadas que permiten descartar la amplitud observada. Estas mediciones muestran suelos muy competentes, por el bajo contraste observado con la roca

del basamento en el caso de las curvas planas, y por el bajo espesor para aquellos de frecuencias elevadas. El 36% de las mediciones correspondientes a los puntos ATACA 053, ATACA 060, ATACA 064, ATACA 073 y ATACA 074, arrojaron frecuencias medias a bajas acompañadas con amplitudes medias principalmente, lo que permitieron categorizar al suelo como un conjunto de estratos de regular calidad. Mientras que la medición ATACA 052 correspondiente al 7%, mostró bajos valores de frecuencia con elevadas amplitudes, lo que permitió clasificar al suelo como de muy mala calidad.

- Los Depósitos Marinos Actuales mostraron a través de las mediciones ATACA 054, ATACA 056 y ATACA 063 elevadas frecuencias, es decir, un suelo de poco espesor, que permite descartar los valores de amplitud, por la baja a nula probabilidad de generar el fenómeno de impedancia, categorizando al suelo como un conjunto de estratos de muy buena calidad.

Finalmente en el sector de Puerto Viejo (Anexo 20) se clasificó la calidad del suelo en las siguientes unidades geológicas:

- La unidad Formación Bahía Inglesa (ATACA 011, ATACA 051) arrojó bajos valores de frecuencia y amplitud, propio de curvas H/V planas, lo que permitió clasificar al suelo como un suelo rígido y competente.
- En la unidad Estratos de Caldera (ATACA 045, ATACA 046, ATACA 047 y ATACA 048) se observó altas frecuencias y variados valores de amplitud. Dichos valores de frecuencias muestran suelos de poco espesor, muy cercano al basamento, mientras que los valores de amplitudes muestran suelos con bajos a altos contrastes con la roca madre, sin embargo, la poca probabilidad de amplificar que tienen los suelos de poco espesor, permitieron clasificar al suelo como un conjunto de estratos de muy buena calidad.
- Los Depósitos Fluviales (ATACA 078) arrojaron altos valores de frecuencia y una amplitud media. Dichos valores permiten clasificar al suelo como de muy buena calidad, al mostrar espesores bajos que permiten descartar la amplitud debido a la poca probabilidad de amplificación.
- Los Depósitos Marinos Actuales arrojaron dos tipos de comportamientos, el primero de ellos dado por la medición ATACA 075 mostró un suelo de muy buena calidad al poseer frecuencias elevadas, mientras que la segunda medición ATACA 076 arrojó frecuencias

medias con altos valores de amplitud, es decir, un suelo con profundidad media y con un contraste elevado con la roca del basamento, propio de suelos de regular calidad.

- Finalmente los Depósitos Eólicos (ATACA 077, ATACA 079) mostraron suelos de buena a muy buena calidad, al arrojar frecuencias altas a muy altas, propios de suelos cercanos al basamento que tienen baja a nula posibilidad de amplificar.

6.2 Tsunami

6.2.1 Análisis de inundación en el área de Puerto Viejo

El tsunami de Japón del 2011 dejó devastadoras consecuencias en el sector de Puerto Viejo. Mediante mediciones GPS, se estableció un área de inundación aproximada de 149.121 m². La ola irrumpió en la bahía, principalmente en el sector sur-oeste, estableciendo la orientación de propagación de la columna de agua de dirección sur-este, la cual fue canalizada evitando su propagación al nor-este del área gracias a la presencia de un cordón de dunas de orientación nor-este. Además se observó que el extremo sur-oeste del área no se vio afectada por la inundación debido a la forma cerrada de la bahía y a la presencia de afloramientos menores de rocas intrusivas, las cuales permitieron proteger la caleta de pescadores y sus viviendas.

La altura máxima de inundación fue percibida en una de las pocas construcciones que quedaron sin daño post tsunami, estableciendo una altura máxima de inundación de 1,9 m, y una altura mínima de 0,2 m. Esta se vio beneficiada por la topografía suave del sector, ya que la mayor parte de las construcciones se encuentran entre la cota 0 y 15 m s.n.m, permitiendo que la energía del tsunami se transmitiera en su totalidad, incrementando su poder destructivo, lo cual proporcionó una inundación tierra adentro de 370 m, relacionando los daños observados por tsunami a peligro por momento de flujo, inundación y licuefacción. Esto demuestra que el balneario de Puerto Viejo al estar situado en una topografía baja de cota no superior a 10 m s.n.m puede ser completamente inundable al momento de generarse un tsunami de origen cercano o local.

6.2.2 Evaluación de las áreas de inundación para Rodillo, Caldera y Bahía Inglesa

Al analizar otras áreas de estudio, se observa que en el caso de Rodillo, las viviendas construidas se encuentran bajo la cota 15 m s.n.m, mientras que para los sectores de Bahía Inglesa, Calderilla y Loreto la mayor parte de las construcciones se encuentran ubicadas dentro de la cota 10 y 15 m s.n.m, esto permite establecer que frente a un tsunami de características similares al de marzo del 2011 se puede estimar un similar comportamiento al ocurrido en el área

de Puerto Viejo, debido a que la topografía en la cual se encuentran las construcciones favorecería la inundación por momento de flujo, esperando un daño aproximado en las edificaciones de un 50% para Rodillo y Loreto – Calderilla, 30% para Bahía Inglesa y 20% para Caldera.

Asimismo, se establece que para un tsunami de características similares al de 1922, el área de inundación aumentaría para cada sector, incrementando el daño en el número de viviendas afectadas (Anexos 16, 17, 18, 19 y 20). Es más, gran parte de las construcciones y edificios gubernamentales se encuentran ubicados dentro de las zonas de inundación en el sector de Caldera. Por otra parte, los habitantes permanentes de la comuna ven disminuidas las probabilidades de daño en sus viviendas debido a que las construcciones que habitan se encuentran sobre las cotas de inundación. Por el contrario, la población flotante asociada a la época estival habita en las construcciones cercanas a la costa, constituyéndose como un grupo de población altamente susceptible ante un tsunami.

Para el caso de los sectores Bahía Inglesa y Calderilla, el aumento de sus probabilidades de daño por inundación sólo será debido a la topografía plana que prevalece, mientras que en Rodillo, su probabilidad aumentará no sólo por las pendientes suaves de topografía observada, sino también por ser una bahía abierta sin afloramientos de rocas que puedan bajar la energía de las olas producidas.

6.2.3 Señaléticas y plan de emergencia comunal

Es importante al momento de un tsunami no sólo considerar los efectos físicos mencionados anteriormente, la peligrosidad de un evento como este se verá incrementado en función a la preparación y respuesta de la población ante una eventual catástrofe, es por eso que se analizó el actual plan de evacuación con el cual cuenta la comuna de Caldera.

En el caso de la señalética que debe estar instalada con el fin de la protección y evacuación de la población se constató en terreno que de los 49 letreros para el sector de Caldera sólo se encontraron 33 de estos, las principales señaléticas ausentes pertenecían a vía de evacuación (13), seguido por zona de inundación (2) y zona segura (1). En el caso de Bahía Inglesa y Calderilla de un total de 33 letreros se constató la ausencia de 2 letreros correspondientes a zona de inundación y 2 de vía de evacuación. Para Puerto Viejo se observa la ausencia de letreros de vías de Evacuación ante una emergencia, mientras que para el sector de Rodillo no existe una comunicación con la oficina de emergencia ante un eventual tsunami. Esto sumando a la falta de

comunicación con los sectores de Rodillo y Puerto Viejo, aumentan la probabilidad de exposición de la población a la peligrosidad al momento de un tsunami.

Además la ausencia de las señaléticas nombradas anteriormente, permite reconocer problemas importantes al momento de evacuar ante un eventual tsunami, esto se debe a que no existe la continuidad entre un letrero y otro, como también la poca visibilidad de aquellos más distantes y a la ausencia total de aquellos que se encuentran más cercanos a la costa, lo que permite la confusión de la población y el aumento de la desesperación de los habitantes al no tener una guía correcta para evacuar. Sin embargo, la carencia de esta señalética no es el único problema que aqueja al sistema de evacuación de tsunami, varios de estos letreros actualmente se encuentran lejos de la visual de la población y obstaculizados por diversas construcciones u objetos.

Asimismo se observó cambios en la normativa de seguridad del plan comunal de emergencia ante un eventual tsunami, la cual sugiere una cota de 30 m s.n.m para la seguridad de la población. Sin embargo, a pesar del cambio realizado por la ONEMI, la comuna de Caldera actualmente mantiene la ubicación de sus letreros de zona de seguridad en la cota 20 m s.n.m. Además, la ONEMI establece el cambio de señalética de zona de seguridad por la señalética puntos de encuentro, la cual no ha sido instalada actualmente. Los puntos de encuentro actuales, fueron designados por el SHOA y ONEMI, sin embargo, la municipalidad constató en terreno que algunos de ellos deberán ser reubicados por encontrarse en lugares inapropiados o peligrosos para la población, por lo que se trabaja en la modificación de estos.

CAPITULO VII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1 Conclusiones

7.1.1 Caracterización sísmica del suelo

Según la clasificación geotécnica superficial, se puede concluir, que en las áreas estudiadas se presentan principalmente suelos del tipo C y D, con amplificaciones esperadas del tipo medio, seguido en menor proporción por los suelos D, E y F, con amplificaciones esperadas del tipo alta a muy alta.

Sin embargo, a través del método de Nakamura (1989), se observó una muy buena calidad de suelo, seguido por un comportamiento regular y en menor cantidad un mal a muy mal comportamiento.

En el caso de Rodillo las unidades geológicas Estratos de Caldera y Depósitos Aluviales arrojaron estratos de buena a muy buena calidad. Los Depósitos Marinos Actuales, presentaron un comportamiento muy bueno para el área norte del estudio, mientras que los ubicados al sur se clasificaron como suelos de regular calidad. Finalmente, para los Depósitos Eólicos se clasificó al suelo como un estrato de regular competencia.

En el área de Bahía Inglesa se obtuvo muy buenos resultados para la calidad de suelo de los Depósitos Marinos Actuales y en general para la mayor parte de la unidad Estratos de Caldera, sin embargo, sólo dos pequeñas áreas al sur del sector estudiado, se clasificaron como estratos de regular calidad.

En las playas de Calderilla y Loreto se observó que los Depósitos Marinos Actuales ubicados al sur presentaron un buen comportamiento del suelo, mientras que aquellos ubicados al norte del área presentaron regular a mala calidad. Para los Estratos de Caldera se observó una medición de regular calidad en el sector norte, y al sur-oeste del área de estudio. Sin embargo, el 80% de estos se clasificó como un suelo de buena a muy buena calidad. Las zonas clasificadas como suelo regular y malo pertenecen a un área cercana a 2 fallas normales las cuales generan un efecto de sitio.

En el caso de Caldera se observó principalmente un muy buen comportamiento tanto para los Depósitos Marinos Actuales como para los Estratos de Caldera, sin embargo, se observaron 2 sectores de distinto comportamiento: a) En el sector nor-este, se observó una muy mala calidad del estrato, acompañado de una pequeña área de calidad regular; el caso más extremo de mala calidad de roca se debe a que el sector analizado corresponde a un relleno artificial proveniente

de la escoria de una planta de fundición cercana; b) El Sector sur-este muestra un área de tamaño importante de regular calidad la cual aloja un número menor de construcciones, esto se debe a que el suelo regular pertenece a estratos alejados a la costa, con un gran espesor y amplificaciones medias

El sector de Puerto Viejo se observó una muy buena calidad del suelo para los Depósitos Eólicos, Depósitos Fluviales y para la Formación Bahía Inglesa. Mientras que los Depósitos Marinos Actuales se comportan mayormente como un suelo de buena calidad, exceptuando una pequeña área de regular comportamiento la cual se debe a un estrato de muy baja consolidación con alta saturación de agua. En el caso de los Estratos de Caldera se observa el 75% de la unidad como un suelo competente de similar comportamiento que la roca del basamento y sólo un 25% de comportamiento regular a bueno.

En general, se concluyó que la presencia de suelos buenos a muy buenos se debe a la presencia de suelos de muy poco espesor, que no permiten la amplificación de las ondas, o suelos de bajo contraste con el basamento. De estos últimos se puede inferir la presencia de un suelo de gran espesor, pero muy competente, o que la medición fue realizada a escasos centímetros de la roca madre, por lo que lo medido finalmente fue el basamento. En el caso de los suelos regulares su comportamiento se debe a la baja a nula consolidación de los estratos, o a la influencia que ejerce el agua en estos, lo cual puede variar la amplificación de estos afectando sólo a aquellos de frecuencias bajas a medias. Mientras que la presencia de suelos malos a muy malos son observados sólo para los casos puntuales mencionados anteriormente. Se concluye además la importancia de las características geológicas para determinar las causas de los comportamientos de los estratos, desde el nivel de consolidación, la presencia de fallas, o la cercanía de afloramientos de roca cercanos a las mediciones.

A pesar que la clasificación geotécnica superficial clasifica los estratos como suelos medios a malo, se observa que la técnica de Nakamura, los clasifica en su mayoría como buenos a muy buenos, esto se debe a que corresponden principalmente a capas delgadas de mala calidad, pero muy cercanas al basamento lo cual no genera un efecto de sitio.

Asimismo, se observa que el suelo produciría amplificaciones en el rango de las bajas frecuencia, pero dado que el contenido de frecuencia en los sectores estudiados es alto, no deberían esperarse daños estructurales importantes para las construcciones de los habitantes.

A través de toda esta información, podemos estimar que un sismo de similar magnitud a la de 1922 (M 8,4), no amplificaría en gran medida, actuando con similares características tanto en la roca del basamento como en el suelo estudiado.

7.1.2 Tsunami

Las estadísticas realizadas muestran que no existe una tasa de recurrencia cíclica en la generación de tsunamis; el último evento local importante se desarrolló el 10 de Noviembre de 1922, permitiendo establecer la ausencia de 91 años de un sismo y tsunami de gran envergadura.

El tsunami de Japón del 2011 en el sector de Puerto Viejo, estableció un área de inundación aproximada de 149.121 m². La ola irrumpió en la bahía, principalmente en el sector sur-oeste. La altura máxima de inundación fue de 1,9 m. La línea de inundación tierra adentro fue de 370 m.

Para las otras áreas de estudio, se observa que las viviendas construidas se encuentran bajo la cota 15 m s.n.m, por lo que frente a un tsunami se puede estimar un similar comportamiento al ocurrido en el área de Puerto Viejo (Anexos 16, 17, 18, 19 y 20).

La ausencia de señaléticas y su poca visibilidad, dificulta la evacuación ante un eventual tsunami, debido a la escasez continuidad entre un letrero y otro, la poca visibilidad de aquellos más distantes y a la ausencia total de aquellos que se encuentran más cercanos a la costa.

Los cambios en la normativa de seguridad ante un eventual tsunami, demuestran que si bien los habitantes permanentes de la comuna han desarrollado un mayor número de simulacros de tsunami, la mala instalación y ausencia de señaléticas, acompañado de la falta de promoción educacional y de simulaciones durante las épocas estivales, la comuna de Caldera actualmente no se encuentra preparada ante un catástrofe de tal envergadura.

7.2 Recomendaciones

7.2.1 Caracterización sísmica del suelo

En función a las conclusiones realizadas en este trabajo de titulación se aconseja realizar mediciones de H/V con la técnica de Nakamura (1998) en los distintos periodos del año, pues se ha observado en algunos estudios que la presencia de agua, observada en épocas de mayor humedad o lluvia cambiaría los valores de amplificación para los estratos.

Se recomienda realizar estudios que permitirán correlacionar la estratigrafía con la microsismicidad realizada a nivel detallado, como lo realizado por diversos autores como Soto, 2010; Leyton et al., 2010, 2011, 2012; Baquedano et al., 2012. En base a estos trabajos se ha propuesto una zonificación sísmica más precisa, ya que permitirá conocer la estimación de la frecuencia predominante en lugares donde no se tenga información de la geología en profundidad.

Se recomienda estudios en base a los datos de microsismicidad obtenidos en este trabajo de titulación, acompañado de la perforación de sondajes y calicatas, lo cual permitirá asociar las

formas de las curvas obtenidas con la estratigrafía.

Las normativas de clasificación sísmica de suelos, permite categorizar los suelos en función a la velocidad promedio de la onda S en los primeros 30 m. Por lo que se recomienda realizar una clasificación sísmica de suelos a través de la medición de la velocidad de ondas en perfiles sísmicos de refracción, o por el método SPAC (Spatial Autocorrelation Method) (Aki, 1957). Este método brinda datos más acertados que los métodos empíricos, encontrando una correlación entre los periodos predominantes y la de velocidad de la onda S. Lo cual permitirá establecer un perfil estratigráfico que identificará las distintas capas geológicas.

Se sugiere realizar un estudio de vulnerabilidad sísmica desde la perspectiva de los sistemas constructivos, como lo realizado en la ciudad de Taltal por Oporto (2002). Este estudio permitirá establecer el porcentaje de daños de los sistemas constructivos según las intensidades sísmicas de las unidades geotécnicas del suelo.

Finalmente, se aconseja realizar un mapa de zonificación sísmica con los datos obtenidos en este trabajo de titulación, complementado con alguno de los trabajos recomendados, lo cual permitirá establecer un mapa más detallado.

7.2.2 Tsunami

Se aconseja realizar el modelamiento de un tsunami y su comportamiento para las diferentes playas, en función de las formas de sus bahías y las pendientes del suelo marino, el cual mostrará la amplificación de olas y las zonas de posible inundación de manera más específica.

Además se aconseja que debido a los recientes cambios en el plan de emergencia ante un eventual tsunami, el cual indica que la cota de zona segura corresponde a los 30 m s.n.m, se recomienda establecer una zonificación territorial para aquellos sectores donde no existan construcciones y que permita establecer que la construcción venidera se realice sobre la cota establecida evitando la construcción de nuevas viviendas en sectores de alto riesgo de inundación.

Se sugiere el aumento de señaléticas de evacuación, la continuidad de estas, el ajuste del tamaño de aquellos letreros de difícil visualización, la instalación de sirenas para los sectores periféricos y la instalación de refractantes para facilitar la evacuación nocturna de la población.

Se aconseja realizar campañas de educación ante un eventual tsunami, que abarque desde su generación hasta el significado de los letreros; además de simulacros en épocas estivales, intervenciones semestralmente a los habitantes en las diferentes poblaciones, colegios, clubes y

caletas; y la actualización de la web de la ONEMI como la de la Ilustre Municipalidad de Caldera la cual debe poseer los actuales procedimientos, vías de evacuación, material educativo y la ubicación de las zonas seguras o puntos de encuentro.

En el caso particular de Puerto Viejo, se aconseja reubicar las casas que fueron dañadas durante el tsunami del 2011, evitando la construcción de nuevas viviendas en las áreas de inundación. Además de recomendar a la población que las próximas construcciones se realicen en el sector más alto del balneario, el cual está a una altura que varía desde los 20 a 30 m s.n.m.

Finalmente, se sugiere tener un sistema de comunicación de radio-frecuencia continua con el área y la instalación de un sistema de sirena para comunicar a la población de una emergencia.

REFERENCIAS

- Achurra, L., 2004. Cambios del Nivel del Mar y Evolución Tectónica de la Cuenca Neógena de Caldera, III Región. Tesis de Magister en Ciencias, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Achurra, L.E.; Lacassie, J.P.; Le Roux, J.P.; Marquardt, C.; Belmar, M.; Ruiz-del Solar, J.; Ishman S.E., 2009. Manganese nodules in the Miocene Bahía Inglesa Formation, north-central Chile: Petrography, geochemistry, genesis and palaeoceanographic significance. *Sedimentary Geology* 217: 128–139.
- Alfaro, A.; Navarro, M.; Sánchez, J.; Pujades, L.G. 1999. Microzonificación sísmica de Barcelona utilizando el método de Nakamura ventajas y limitaciones.
- Aki, K. 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 35, 415-456.
- Aki, K. 1965. A note on the use of microseisms in determining the shallow structure's of the Earth's crust, *Geophysics*, 29, 665-666.
- Baquedano, F.; Leyton, L.; Sepúlveda, S. 2012. Frecuencia predominante de los suelos de Valparaíso-Viña del Mar y Propuesta de Microzonificación Preliminar, VII Congreso Chileno de Geotécnica, Concepción, Chile.
- Barajas, C. 2008. Estudio de la deformación cenozoica y sismicidad en la Región de Canatlán, Durango. Tesis para obtener el grado de maestro en ciencias. Centro de Geociencias. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Barrientos, S.; Vidal, M.; Infante, C. 2010. Sismicidad y peligro sísmico. Empresa nacional de minería subgerencia de inversiones.
- Ben-Menahem, A. (2009). *Historical Encyclopedia of Natural and Mathematical Sciences*, Volume 1. Springer. p. 2657. ISBN 9783540688310. Revisado en 28 Agosto 2012.
- Bonnefoy-Claudet, S.; Baize, S.; Bonilla, L. F.; Berge-Thierry, C.; Pasten, C.; Campos, J.; Volant, P.; Verdugo, R. 2008a. Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements, *Geophys. J. Int.*
- Buting, T.; Chapman, C.; Singh, S.; Sledzik, J, 2007. *Oilfield Review*.
- Carreño, C. 2012. Ambiente deposicional de la Formación Bahía Inglesa (Neógeno) en la cuenca de Caldera, III Región, Chile. Tesis para optar al título de Geóloga. Departamento de Geología. Universidad de Chile.
- Cecioni, A.; Pineda, V. 2010. Geology and Geomorphology of Natural Hazards and Human-Induced Disasters in Chile. *Natural hazards and human-exacerbated disasters in latin America*, Vol. 13, No. 18, p. 379-412.

- Chávez-García, F. J.; Dominguez, T.; Rodriguez, M.; Pérez, F. 2007. Site effects in a volcanic environment: a comparison between HVSR and array techniques at Colima, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 97, 591-604.
- Comte, D., Pardo, M., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., Rivera, L., Cisternas, A., Ponce, L., 1994a. Determination of seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile using local data. *Geophys. J. Int.* 116, 553–561.
- Comte, D.; Haessler, H.; Dorbath, L.; Pardo, M.; Monfret, T.; Lavenue, A.; Pontoise, B.; Hello, Y. 2002. Seismicity and stress distribution in the Copiapó, northern Chile subduction zone using combined on-and off-shore seismic observations. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 132, No. 1-3, p. 197-217.
- Comte, D.; Tassara, A.; Farias, M. 2006. Análisis del enjambre sísmico de Copiapó, 2006: sismicidad histórica y contacto interplaca. In Congreso Geológico Chileno, No. 11, Actas, Vol. 2, p. 383-386. Antofagasta.
- Dallmeyer, R.; Brown, M.; Grocott, V.; Taylor, G.; Treolar, P. 1996. Mesozoic magmatic and tectonic events within the Andean plate boundary zone, 26°-27°30'S, North Chile: Constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages. *Journal of Geology*, Vol. 104, p. 19-40.
- Dmowska, R., Lovison, L., 1988. Intermediate-term seismic precursors for some coupled subduction zones. *Pure Appl. Geophys.* 126, 643–664.
- Farrar, E.; Clark, A.; Haynes, J.; Quirt, G.; Conn, H.; Zentilli, M. 1970. K-Ar evidence for the post-paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of northern Chile. *Earth Planetary Science Letters*, Vol. 10, p. 60-66.
- Godoy, E.; Lara, L. 1998. Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería*. Mapas Geológicos, No. 5, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Guzmán, N.; Marquardt, C.; Ortlieb, L.; Frassinetti, D. 2000. La malacofauna neógena y cuaternaria del área de Caldera (27°-28°S): especies y rangos bioestratigráficos. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 9, Actas, Vol. 1, p. 476-481. Puerto Varas.
- Hanks TC, Kanamori H (1979). «A moment magnitude scale» (en inglés). *Journal of Geophysical Research* 84 (B5): pp. 2348-2350. Consultado el 14 de enero de 2009.
- Herm, D. 1969. Marines Pliozan und Pleistozan in Nord und Mittel Chile unter besonderen Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen. *Zittelania*, No. 2, p. 1-159. Munchen.
- Ilustre Municipalidad de Caldera. 2005. “Actualización plan regulador comuna de Caldera: Estudio de riesgos y protección”. 33 pp.
- Ilustre Municipalidad de Caldera. 2009. “Actualización plan regulador comuna de Caldera: Estudio de riesgos y protección”. 33 pp.
- Ilustre Municipalidad de Caldera. 2010. “Actualización plan regulador comuna de Caldera: Estudio de riesgos y protección ambiental”. 37 pp.

- Inamura, A. 1949. List of tsunamis in Japan. *J. Seismol. Soc. Japan*, 2, 23-28 (in Japanese).
- Kanai, K. 1957. The requisite conditions for predominant vibration of ground, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 31, 457.
- Konno, K.; Ohmachi, T. 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88(1), 228-241.
- Lagos, M. 2000. Tsunamis de origen cercano a las costas de Chile. *Revista de Geografía Norte de Chile*, No. 27, p. 93-102.
- Lagos, M.; Cisternas, M. 2008. El nuevo riesgo de tsunami: considerando el peor escenario. *Revista electrónica de geografía y ciencias sociales*, Vol. 12, No. 270, p. 29.
- Lavenu, A. 2005. Fallas cuaternarias de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, No. 62.
- Lay, T.; Wallace, T. 1995. Modern Global Seismology, Volumen 58 (International Geophysics). Editorial Academic Press, 435-437 p., 393-394 p., San Diego, California, Estados Unidos.
- Leyton, F.; Ruiz, S.; Sepúlveda, S. 2010. Reevaluación del peligro sísmico probabilístico en Chile central. *Revista Geológica de Chile*, Vol, 37, No. 2, p. 455-472.
- Leyton, F.; Sepúlveda, S.A.; Astroza, M.; Rebolledo, S.; González, L.; Ruiz, S.; Fonca, C.; Herrera, M.; Lavados, J. 2010. Zonificación Sísmica de la cuenca de Santiago, Chile, X Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Leyton, F.; Montalva, G.; Ramirez, P. 2011. Towards a Seismic Microzonation of Concepción Urban area based on Microtremors, Surface Geology, and Damage observed after the Maule 2010 earthquake. First Results. 4th IASPEI/IAEE International Symposium Effects of Surface Geology on Seismic Motion, August 23-26, Santa Barbara, CA, USA.
- Leyton, F.; Sepúlveda, S.A.; Contreras, J.P.; Rebolledo, S.; Astroza, M.; Ruiz, S. 2012. Microtremors' HVSR and its correlation with surface geology and damage observed after the 2010 Maule earthquake (Mw 8.8) at Curicó and Talca, Central Chile. Enviado a Engineering Geology.
- Madariaga, R. 1998. Sismicidad de Chile. *Revista física de la tierra*, No. 10, p. 221-258.
- Malgrange, M., Deschamps, A., Madariaga, R., 1981. Thrust and extensional faulting under the Chilean coast: 1965 and 1971 Aconcagua earthquakes. *Geophys. J. R. Astronom. Soc.* 66, 313-331.
- Malgrange, M., Madariaga, R., 1983. Complex distribution of large thrust and normal fault earthquakes in the Chilean subduction zone. *Geophys. J. R. Astronom. Soc.* 73, 489-505.

Marchant, M.; Marquardt, C.; Blanco, N.; Godoy, E. 2000. Foraminíferos del área de Caldera (26°45'-28°S) y su utilización como indicadores cronoestratigráficos del Neógeno. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 9, Actas, Vol. 1, p. 499-503. Puerto Varas.

Marquardt, C. 1999. Neotectónica de la franja costera y aportes a la geología regional entre Caldera y Caleta Pajonal (27°-27°45'S), III Región de Atacama, Chile. Tesis de Magister (inédito). *Departamento de Geología, Universidad de Chile*, 297 p.

Marquardt, C.; Lavenu, A.; Ortlieb, L. 2000. Neotectónica costera en el área de caldera (27°-28°s), norte de Chile. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 9, Actas, Vol. 2, p.588-592. Puerto Varas.

Marquardt, C.; Blanco, N.; Godoy, E.; Lavenu, A.; Ortlieb, L.; Marchant, M.; Guzmán, N. 2000a. Estratigrafía del Cenozoico Superior en el área de Caldera (26°45'-28°S). *In Congreso Geológico Chileno*, No. 9, Actas, Vol. 2, p. 588-592. Puerto Varas.

Marquardt, C.; Lavenu, A.; Ortlieb, L. 2000a. Tectónica compresiva neógena en el dominio costero del área de Caldera y Mejillones, norte de Chile. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 9, Actas, Vol. 1, p. 583-587. Puerto Varas.

Morales, F. 2011. Respuesta sísmica local en puntos de la ciudad de Granada. Memoria para optar al Título de Máster Universitario de Estructuras. Universidad de Granada.

Nakamura, Y. (1989) "A method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtremors on the ground surface", Q. Rep. Railway Tech. Res. Inst. Jpn., 30, 25-33.

Nakamura, Y. (2000) "Clear identification of Nakamura's technique and its application", 12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand. NOAA, 2012. March 11, 2011 Japan Earthquake and Tsunami.

Nogoshi, M.; Igarashi, T. 1970. On the propagation characteristics of microtremors (part 2), J. Seismol. Soc. Japan, 23, 264-280 (in Japanese with English abstract).

Nogoshi, M.; Igarashi, T. 1971. On the amplitude characteristics of microtremors (part 2), J. Seismol. Soc. Japan, 24, 26-40 (in Japanese with English abstract). Okada, H. (2003). The Microtremor Survey Method, Society of Exploration Geophysycs, Tulsa, OK, USA.

Oporto, E. 2002. Vulnerabilidad sísmica de la ciudad de Taltal desde la perspectiva de los sistemas constructivos, II Región de Antofagasta, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte.

OSSO, 2011. Terremoto y tsunami de Japón, 11 de marzo de 2011. Informe especial emitido por la Corporación OSSO, Punto Focal de Alerta de Tsunami (TWFP) para Colombia en el Sistema Internacional de Alerta de Tsunami del Pacífico (PTWS).

Parga, V, 2012. Evolución de la construcción social del riesgo frente a amenazas de tsunami en el área urbana de la comuna de Caldera, III Región de Atacama. Tesis para optar al título de Geógrafo. Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile.

- Paskoff, R.; Cuitino, L.; Manríquez, H. 2003. Origen de las arenas dunares de la región de Copiapó, desierto de Atacama, Chile. *Revista Geológica de Chile*, vol. 18, p. 356-361.
- Pontificie Universidad Católica de Chile, 2006. El problema sísmico. Ingeniería Civil, Departamento de Estructuras y Geotécnica.
- Quezada, J.; González, G.; Dunai, T.; Jensen, A.; Juez-Larré, J., 2007. Alzamiento litoral Pleistoceno del norte de Chile: Edades ^{21}Ne de la terraza costera más alta del área de Caldera-Bahía Inglesa. *Revista Geológica de Chile*, 34, 1: 81-96.
- Rojo, M. 1985. Un aporte al conocimiento del Terciario marino: Formación Bahía Inglesa. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 4, Actas, Vol. 1, p. 514-533. Antofagasta.
- Resnick, R.; Halliday, D.; Krane, K. 2001. Física, Vol 1. Cuarta edición, compañía editorial continental, 371 p., México.
- Rodríguez, M. 2005. Caracterización de la Respuesta Sísmica de los Suelos. Aplicación a la ciudad de Barcelona. Tesis para optar al título de Geólogo. Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica. Universitat Politècnica de Catalunya.
- Ruiz, S.; Saragoni, G. 2005. Fórmulas de atenuación para la subducción de Chile considerando dos mecanismos de sismogénesis y los efectos del suelo. IX Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Concepción, Chile.
- Ruiz, S.; Leyton, F. 2010. "Frecuencia fundamental del suelo observado con acelerogramas del terremoto de Valparaíso 1985 y microvibraciones". X Congreso de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Santiago, Chile.
- Shuto, N. 1992. "Tsunami intensity and damage". Tsunami engineering technical report. Tohoku University.
- Soto, V. 2010. Microzonificación Sísmica de Talca, Región del Maule. Memoria para optar al título de Ingeniero en Construcción, Departamento de Ingeniería y Gestión de la Construcción, Universidad de Talca.
- Tarback, E.; Lutgens, F.; Tasa, D. Ciencias de la Tierra. Prentice Hall, 2005. P308-231.
- Trigo, T. 2007. Influencia de la amplificación local de las ondas sísmicas y la interacción suelo-fundación en el puente Marga-Marga. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- Udwadia, F. E.; Trifunac, M. D. 1973. Comparison of earthquake and microtremor ground motion in El Centro, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 1227-1253.
- Veit, H. 1996. Southern Westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological studies in the Norte Chico, Northern Chile (27° - 33°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, No. 123, p. 107-119.

Verdugo, R.; Pastén, C.; Campos, J.; Bonilla, F. 2005. Uso de la razón espectral h/v en superficie para la caracterización sísmica de Santiago. IX Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Concepción, Chile.

Wong, F. L.; Venturato, A. J.; Geist, E. L. 2007. "GIS data for the Seaside, Oregon, tsunami pilot study to modernize FEMA flood hazard maps". U. S. Geological Survey.

REFERENCIAS WEB

Instituto Nacional de Estadísticas, Chile (INE). [En línea]. Actualizada: Diciembre 2014 [Fecha de Consulta: 15 junio 2013]. Disponible en: <http://www.ine.cl/>

National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). [En línea]. Actualizada: Octubre 2013 [Fecha de Consulta: 25 mayo 2013]. Disponible en: <http://nctr.pmel.noaa.gov/Dart/>

Oficina Nacional de Emergencia del Ministerios del Interior (ONEMI). [En línea]. Actualizada: Octubre 2013 [Fecha de Consulta: 17 junio 2013]. Disponible en: <http://www.onemi.cl/>

Servicio Geológico Colombia (SGC). [En línea]. Actualizada: Octubre 2013 [Fecha de Consulta: 13 julio 2013]. Disponible en: <http://www.sgc.gov.co/>

Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA). [En línea]. Actualizada: Octubre 2013 [Fecha de Consulta: 23 Agosto 2013]. Disponible en: <http://www.shoa.cl/index.htm>

Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica (SMIS). [En línea]. Actualizada: Julio 2013 [Fecha de Consulta: 27 Septiembre 2013]. Disponible en: <http://www.smis.org.mx/>

ANEXO 21

Plan comunal de protección civil y emergencia para la comuna de Caldera

La historia nacional ha estado marcada por la ocurrencia de diversos fenómenos naturales los cuales han configurado el espacio físico y social del país, motivando a las autoridades a crear normas, programas y políticas públicas orientadas a prevenir y enfrentar desastres naturales, basados en acontecimientos catastróficos.

El Estado se ha encargado de designar y atribuir funciones específicas a diversas instituciones de la Administración Nacional a través de disposiciones legales, dando paso a la estructuración de un Sistema de Protección Civil cuya misión se centra en la participación efectiva de toda la nación en temas de prevención y respuesta frente a eventos destructivos de variado origen y manifestaciones.

A partir del terremoto del año 1965, se dicta la ley N° 16.282, la cual otorga facultades y medidas especiales en casos de catástrofes exclusivamente al Ministerio del Interior

En el año 1974 a través del Decreto Ley N° 369 se crea la *Oficina Nacional de Emergencia (ONEMI)*, entidad dependiente del Ministerio del Interior cuya misión es la planificación, coordinación y ejecución de las acciones destinadas a prevenir o solucionar los problemas derivados de sismos o catástrofes, a través de las planificaciones a nivel nacional, regional y comunal.

Si bien, se establece a la **ONEMI** como el único ente encargado de la protección civil, la Ley Orgánica Constitucional sobre Gobierno y Administración Regional (Ley N° 19.175) asigna a los Intendentes y Gobernadores la función de adoptar todas las medidas necesarias para prevenir y/o enfrentar situaciones de emergencia o catástrofe, así como también el generar programas de prevención y protección ante situaciones de desastre.

Además, la Ley Orgánica Constitucional de Municipalidades (Ley N° 18.695) autoriza a estas corporaciones autónomas a realizar funciones, de forma directa o en conjunto con otros organismos, de prevención de riesgo y de auxilio en situaciones de emergencia siempre y cuando se encuentren acogidos tanto a los planes nacionales como regionales de protección civil.

Por último cabe destacar que tanto la Ley N° 16.282 y el Decreto Ley N° 369 admiten la constitución de Comités de Emergencia Regionales, Provinciales y Comunales con el fin de crear comisiones de trabajo permanentes en materia de riesgos físicos-naturales así como también el establecimiento de Centros de Operaciones de Emergencias “**C.O.E**”.

Actualmente la preparación para la respuesta ante emergencias y catástrofes naturales en Chile se desarrolla en conformidad a lo expresado en el marco del Plan Nacional de Protección Civil del año 2002 (Decreto Supremo N° 156). Dicho plan busca planificar los lineamientos necesarios para actuar y desarrollar acciones de prevención y respuesta ante desastres y emergencias, sin olvidar que ésta planificación debe ser descentralizada hacia los niveles regionales, provinciales y comunales, ofreciendo la **ONEMI** asesoría y coordinación técnica a estas unidades.

Para el caso de la comuna de Caldera, de acuerdo al Plan Nacional de Protección Civil y Emergencia, se constituye el **Comité de Protección Civil y Emergencia** el cual se compone de las siguientes entidades:

- Ilustre Municipalidad de Caldera.
- Armada de Chile, Gobernación Marítima de Caldera, Capitanía de Puerto de Caldera.
- Carabineros de Chile.
- Cuerpo de Bomberos de Caldera.
- Servicio de Atención Primaria de Urgencia de Caldera (S.A.P.U)
- Dirección de Aeronáutica, Aeródromo Desierto de Atacama.
- Cruz Roja, Filial de Caldera.
- ACHS (Asociación Chilena de Seguridad).
- Establecimientos educacionales.
- Asociación de Industriales Pesqueros y Cultivadores Marinos (Asípec A.G.)
- Emelat S.A (Empresa Eléctrica Atacama).
- Aguas Chañar S.A.
- Unión Comunal de Juntas de Vecinos de Caldera.
- Radioemisoras locales FM.
- Club de Radioaficionados.
- Supermercados de la comuna.
- Farmacias de la comuna.
- CCM Candelaria (Compañía Contractual Minera Candelaria).
- CAP Minería (Compañía Minera del Pacífico).

Dicho comité será el encargado de la prevención, mitigación, preparación y cumplimiento de planes y programas relacionados con el manejo del ciclo de los riesgos, el cual funcionará a través de reuniones mensuales para establecer los protocolos preventivos, siendo participe de este distintos actores sociales, desde las juntas de vecinos hasta la Alcaldía.

Sólo en el momento de la catástrofe, se constituirá el **Comité de Operaciones de Emergencia** para la coordinación del Plan de Respuesta y los procesos de rehabilitación, los cuales se coordinan a su vez con otros actores importantes del borde costero (agencias de naves, empresas de muellaje, empresas bencineras, terminal pesquero, empresas acuícolas, sindicato de pescadores artesanales, etc).

El orden jerárquico en el momento de la catástrofe estará regido en primera instancia por un **Mando Técnico** dirigido por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA).

En esta estructura organizacional, el **Mando de Autoridad Local** es ejercido por la primera Autoridad de la comuna, en este caso por la Autoridad Alcaldicia y la coordinación radicará en el **Encargado Comunal de Protección Civil y Emergencia**.

El Sistema Nacional de Protección Civil indica que será la Autoridad local la encargada de declarar un estado de alerta de la comuna, con el fin de activar el Comité Operativo de Emergencia bajo su coordinación.

En el caso de un tsunami, la alerta la proporcionara el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA) a las siguientes autoridades y organismos:

- Comandancia en Jefe de la Armada
- Dirección General del Territorio Marítimo y Marina Mercante
- Gobernaciones Marítimas y Capitanías de Puerto
- ONEMI

La Gobernación Marítima de Caldera en su calidad de mando técnico es la institución que dará aviso a la autoridad local una vez que reciba la señal por parte del SHOA. A su vez la **ONEMI** tiene la responsabilidad directa de notificar a las Autoridades Civiles de las áreas costeras que serán afectadas por el Tsunami por el intermedio de la red nacional de Protección Civil y Emergencia.

En el caso de un tsunami, se podrían presentar 2 tipos de alerta específica de acuerdo al origen y la magnitud.

De origen externo:

Cuando el tsunami se ha producido en un lugar lejano del Pacífico, se pueden dar de manera progresiva las siguientes alertas:

Alerta verde: Ocurrencia de un sismo de gran magnitud en algún lugar fuera de Chile, dentro de la cuenca del Pacífico, el cual podría provocar un tsunami en nuestras costas. En este caso, la **ONEMI** emite una alerta a las autoridades del Ministerio del Interior, regionales y locales. Sólo el SHOA tendrá la facultad de cancelar dicha alerta, la cual será emitida exclusivamente por la **ONEMI**.

Alerta amarilla: Se activa cuando el SHOA confirma el desarrollo de un tsunami que avanza hacia nuestras costas. La **ONEMI** emite dicha alerta a las autoridades del Ministerio del Interior, Intendencias, Gobernaciones y Municipalidades de las comunas en peligro, para instruir la activación del Comité Operativo de Protección Civil y Emergencia. Se pasa por lo tanto a un estado de vigilancia permanente y de preparación a una eventual evacuación del área de riesgo en la comuna.

Alerta roja: Se activa en un corto plazo cuando se confirma la propagación de las ondas hacia nuestras costas. Esta se declara contemplando las especificaciones de cálculo de horario para cada localidad costera, **lo que deberá en esta etapa ser comunicado a la población** y procederse a las coordinaciones operativas para organizar la evacuación.

De origen cercano o local:

En caso de producirse un sismo local de gran intensidad o un enjambre sísmico local que pueda desembocar en un tsunami se activarán las siguientes alarmas:

Alerta amarilla: Se activa en caso de un enjambre sísmico local que es confirmado por la **ONEMI** e informado a la autoridad local a través del Sistema de Protección Civil. Este es declarado cuando se aprecia una anomalía en la cantidad de sismos perceptibles y no perceptibles. En este caso la autoridad local activa el Comité Operativo de Protección Civil y Emergencia quien deberá permanecer en vigilia. En este caso no existirá tiempo para dar aviso a la alerta roja, la cual se activará solo al presenciar un sismo mayor a grado V.

Alerta roja: Se activa en caso de producirse un sismo local de gran intensidad (grado VII). En este caso de manera natural se declara la alerta roja, apelando a las capacidades de autoseguridad de las personas quienes deberán previamente estar en conocimiento de las vías de evacuación y de las áreas de seguridad de la comuna.

Actualmente en la comuna de Caldera consta de dispositivos de alarmas ubicados en el Hotel Rocas de Bahía, en Bahía Inglesa, y en el edificio de la Gobernación Marítima de Caldera quienes se activaran una vez recibida la instrucción por la Autoridad Alcaldicia o en forma instantánea en caso de un sismo local de alerta roja.

Esta consiste en toques continuos de una duración aproximada de 5 minutos. La cual podrá ser apoyadas por sirenas o aparatos sonoros ubicados en vehículos de seguridad de carabineros de Chile u otros entes, los cuales deberán ser apoyados en terreno por los móviles municipales e institucionales entregando a la comunidad instrucciones de evacuación conforme a lo señalado en el **Plan de Evacuación**.

Si dicha emergencia ocurre durante la noche, la Capitanía del Puerto pondrá luces roja-verde-roja en mástil, mientras que durante el día, se utilizará la bandera BRAVO¹ como señal de alarma.

Debido a la saturación de las líneas telefónicas y móviles el sistema de comunicación interinstitucional comunal será el sistema radial VHF, con una frecuencia exclusiva para emergencias, la cual mantiene contactado la **ONEMI**, Oficina Comunal de Protección Civil y Emergencia, la Clínica Básica de Salud de Caldera, Bomberos de Caldera, Gobernación Marítima de Caldera y Carabineros.

Además de la comunicación interinstitucional comunal, la Oficina de Protección Civil y Emergencia de Caldera deberá mantener una comunicación permanente con la oficina Regional de Protección Civil y Emergencia (**ONEMI**), a través de la cual se canaliza la solicitud de apoyo externo proveniente de la región y/o del resto del país cuando corresponda.

Dicho sistema de comunicación da la alerta hacia la comunidad y será ejecutado por el Cuerpo de Bomberos a través de un sistema de alarma, el cual será reforzado por el personal municipal mediante megáfonos, activando a su vez una red de comunicación social de coordinación con las juntas de vecinos de la comuna.

Las comunidades establecidas en caletas serán notificadas por la Armada, mediante frecuencia radial.

El Comité de Operaciones de Protección Civil y Emergencias al ser activado deberá constituirse en el **Centro de Operaciones de Emergencia (COE)** ubicado dentro del área de

¹ Bandera utilizada en la navegación marítima según el Código internacional de señales de la OMI (Organización Marítima Internacional) para transmitir mensajes entre dos barcos, a tierra o al puerto. Su significado corresponde a la carga, descarga o transporte de sustancias peligrosas.

seguridad Edificio de Carabineros de Chile de Caldera. Para sismos de grado VII o mayores se producirá la convocatoria inmediata en el COE de las entidades pertinentes.

Aquí se presentarán los representantes operativos de las instituciones para la coordinación de actividades en terreno. Paralelamente cada institución deberá actuar bajo sus procedimientos internos con el objetivo de lograr la mayor eficacia en la coordinación de los operativos.

La Municipalidad de Caldera deberá coordinar, organizar y conducir el plan de respuesta establecido por el Comité de Protección Civil y Emergencia de Caldera, que es presidido por la primera autoridad, en quien recaerá la tarea de disponer la evacuación de la población civil, coordinado por el Encargado Comunal de Protección Civil y Emergencia el cual establecerá la comunicación con la ONEMI regional.

La municipalidad contará con el apoyo de la Gobernación Marítima, el Cuerpo de Bomberos, Carabineros de Chile, Clínica Básica de Caldera, Cruz Roja, Junta de vecinos, Emelat y Aguas Chañar, para resguardar a la población y restablecer los servicios básicos.

El plan de evacuación movilizará a la comunidad a un sector, desde las zonas de bajo riesgo hacia las zonas de seguridad, respetando la señalética de evacuación y los procedimientos establecidos, considerando como criterio, riesgos físicos presentes (líneas de alta tensión, construcciones en mal estado, sectores con sustancias peligrosas) dentro del área de riesgo.

Para la planificación y el actuar de los comités y planes de emergencia, se ha trabajado bajo las características geotectónicas de la región, conjuntamente con el factor morfológico de la Bahía de Caldera, los cuales han sido determinantes al momento de evaluar la vulnerabilidad del territorio poblado frente al riesgo de tsunami.

En este sentido la determinación de las áreas inundables por un tsunami extremo constituye un aspecto fundamental que condiciona la efectividad de los planes locales de protección civil y el manejo de las que potencialmente pueden ser afectadas. Para ello, el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA) ha elaborado una cartografía con las áreas de inundación por tsunami de la ciudad de Caldera (Fig. 1). La cual se basa en la aplicación de una metodología de simulación numérica, la que básicamente utiliza datos topográficos, batimétricos y sísmicos, integrando un modelo de simulación mediante un sistema informático, el cual ha sido actualizado durante el 2013.

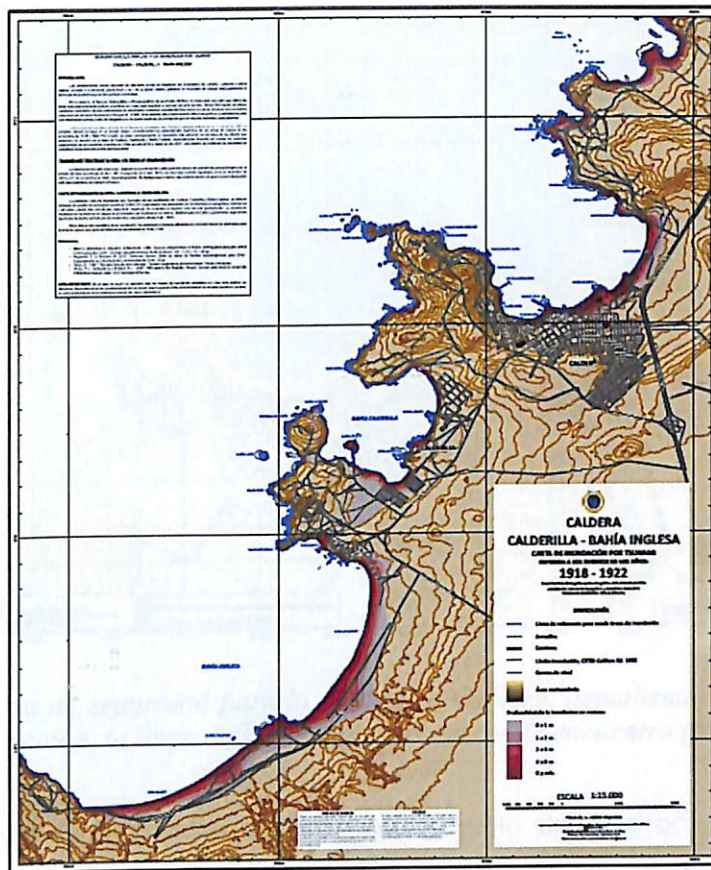


Figura 1. Carta de inundación para la ciudad de Caldera, actualizada al 2013 (Fuente: SHOA).

De acuerdo a los resultados obtenidos para la simulación del tsunami de 1922, se establece la presencia de dos trenes de ondas; el primero y principal del tsunami, que impactó el borde costero al interior de la bahía de Caldera alrededor de 35 minutos después ocurrido el sismo tsunamigénico, registrándose alturas máximas que alcanzan 5,5 m en el sector al sur de la bahía, seguido por un segundo tren con ondas de menor altura (3 m) frente al sector de la punta Fuerte

Considerando la información anterior y las recomendaciones brindadas por la Oficina Nacional de Emergencia, se establece en la Carta de Zonificación de Riesgos de Caldera una cota de seguridad de 20 m sobre el nivel del mar, para el decreto vigente, sin embargo actualmente el SHOA en conjunto a la **ONEMI**, establecen una nueva cota de seguridad de 30 m sobre el nivel del mar, la cual ya está en funcionamiento a pesar de que el nuevo decreto aún está en su elaboración (ver Fig. 2), el cual toma de referente nacional al maremoto más grande registrado en el país, ocurrido en la ciudad de Valdivia el año 1960, que produjo una ola de 19 m de altura.

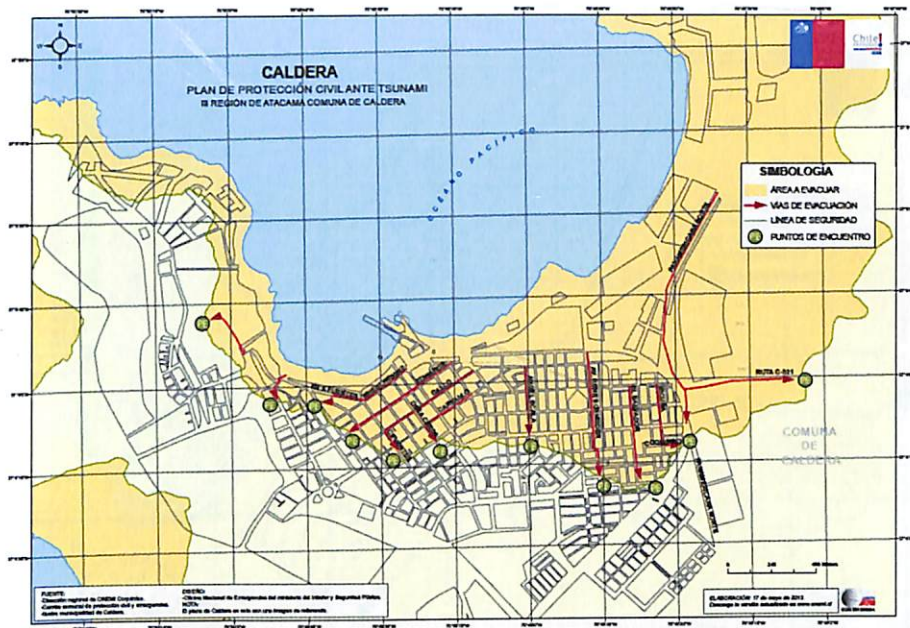


Figura 2. Carta de seguridad para la ciudad de Caldera, actualizada al 2013. En esta se observan las líneas de evacuación, la línea de seguridad y los puntos de encuentro (Fuente: Onemi).

Esta cota de seguridad se extrapoló al resto del territorio para efectos de prevención y respuesta ante un evento, ya que no existen otros antecedentes de áreas inundables en la comuna (Fig., 3, 4, 5 y 6).

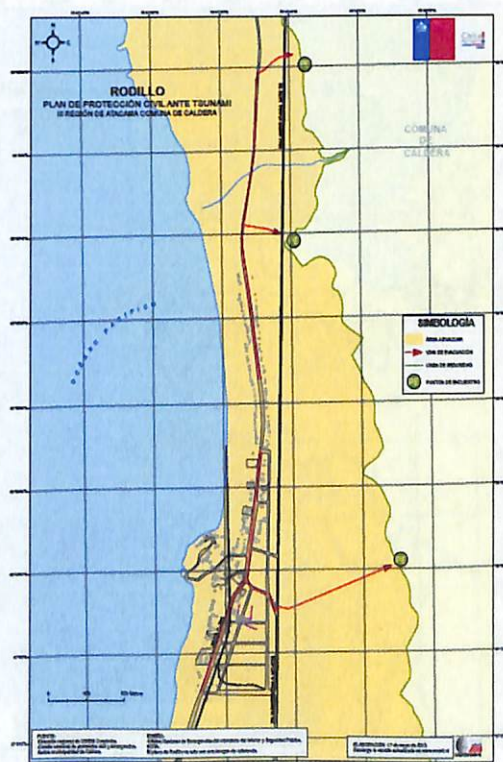


Figura 3. Carta de seguridad para el sector de Rodillo, actualizada al 2013. En esta se observan las líneas de evacuación, la línea de seguridad y los puntos de encuentro (Fuente: Onemi).

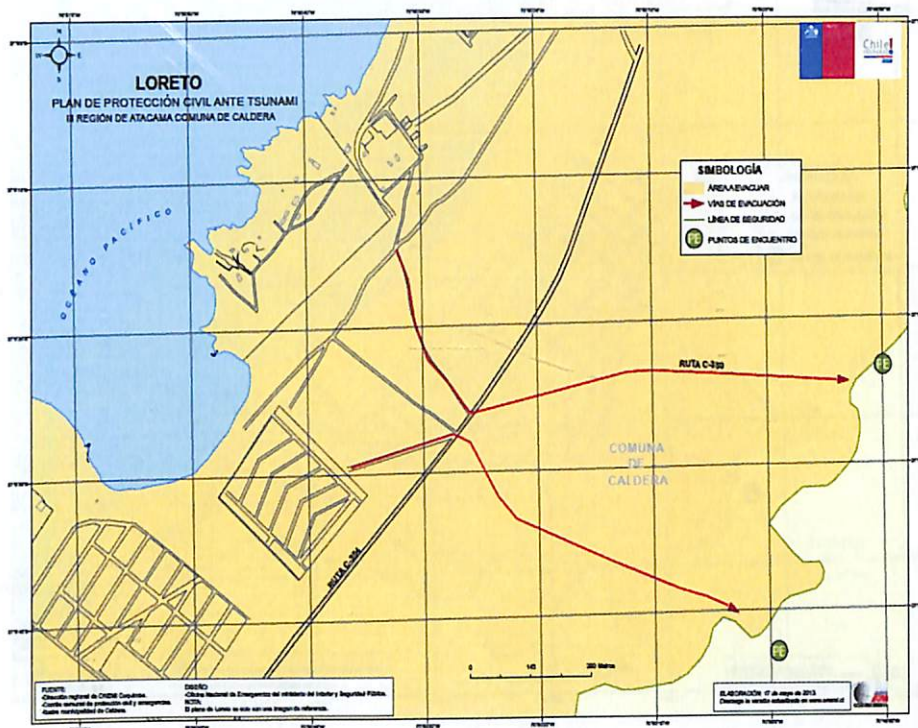


Figura 4. Carta de seguridad para el sector de Loreto, actualizada al 2013. En esta se observan las líneas de evacuación, la línea de seguridad y los puntos de encuentro (Fuente: Onemi).

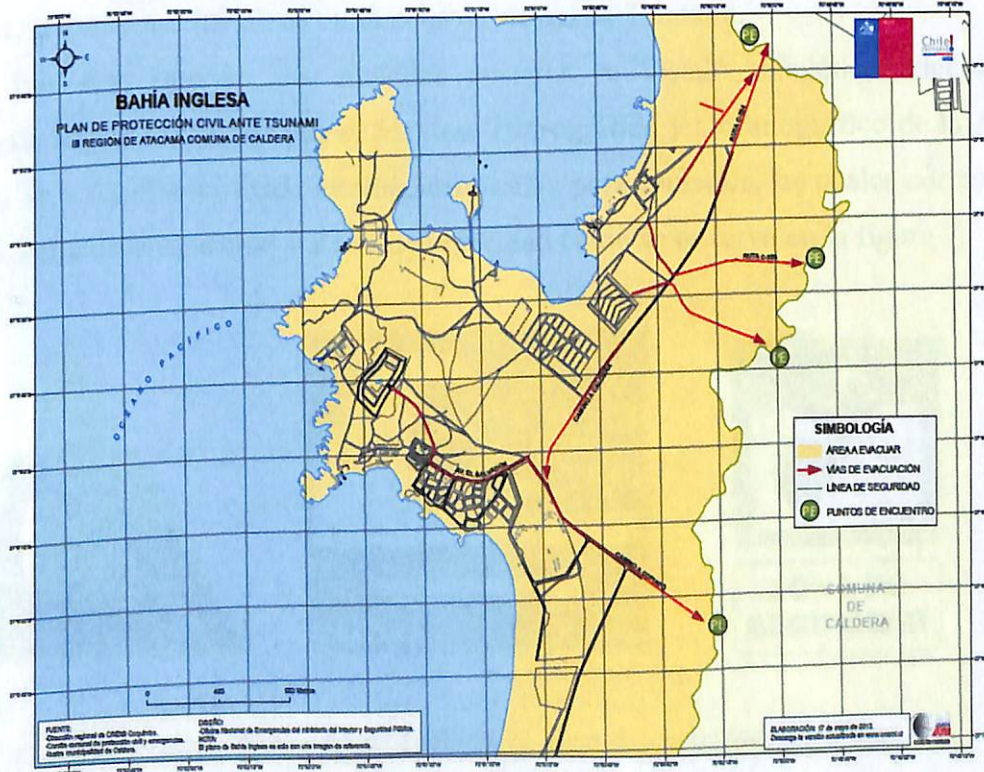


Figura 5. Carta de seguridad para el sector de Bahía Inglesa, actualizada al 2013. En esta se observan las líneas de evacuación, la línea de seguridad y los puntos de encuentro (Fuente: Onemi).

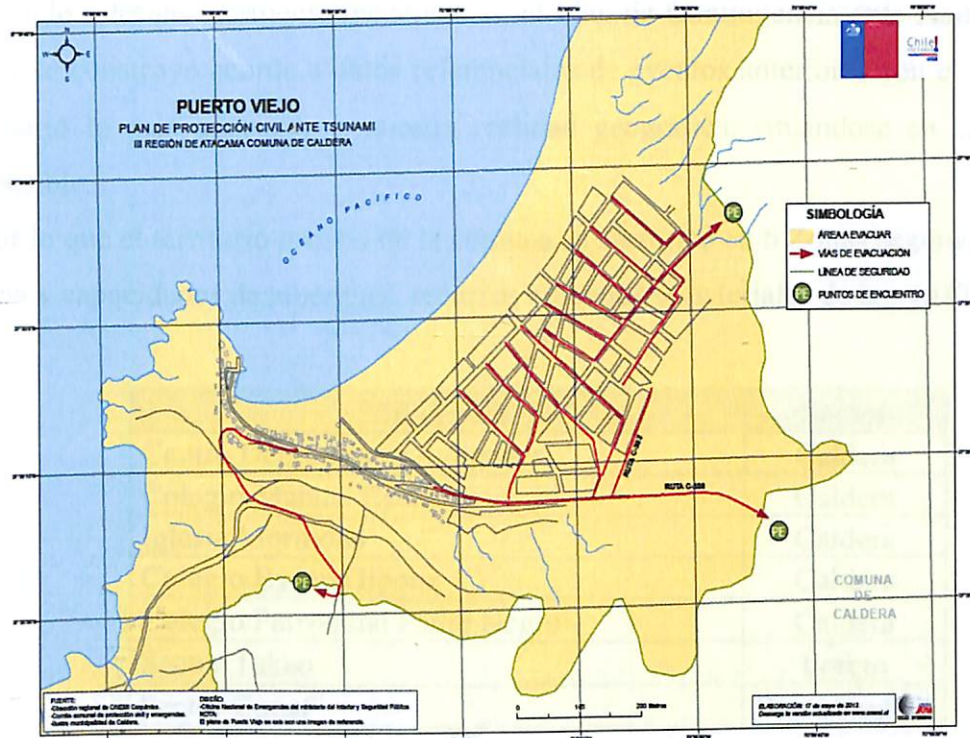


Figura 6. Mapas de zona de seguridad para el sector de Puerto Viejo, actualizada al 2013. En esta se observan las líneas de evacuación, la línea de seguridad y los puntos de encuentro (Fuente: Onemi).

De dichos Mapas de Zona de seguridad se puede observar que la mayor parte de la población se encuentra instalada en la zona de riesgo de Tsunami.

Es por esto que en las ciudades costeras se instaló señalética adecuada para una emergencia, según lo exigido por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada, dicha señalética será aquella normada internacionalmente para tsunamis, las cuales corresponden: Zona de riesgo, Ruta de evacuación y Zona de seguridad como se observa en la figura 7.



Figura 7. a) Zona de riesgo, b) Vía de evacuación, c) Zona de seguridad.

Debido a lo anteriormente mencionado, el Plan de Contingencia ante tsunami de Caldera, se basa y se construye acorde a datos referenciales de eventos anteriores con el fin de proyectar un escenario lo más adecuado a nuestra realidad geográfica, situándose en el escenario más crítico posible.

Por lo que el territorio urbano de la comuna se sectorizó en 6 Zonas seguras de acuerdo a la existencia y capacidades de albergues, recursos humanos y materiales de apoyo (Tabla 1).

Albergues	Sector
Centro Deportivo ex – digeder	Caldera
Colegio Manuel Orella	Caldera
Iglesia Mormona	Caldera
Colegio Byron Gigoux	Caldera
Colegio Parroquial Padre Negro	Caldera
Sector Takeo	Loreto
Sector Conaf	Bahía Inglesa

Tabla 1. Albergues asignados según el sector, ante un eventual Tsunami.

En cada uno de estos, existirá un Encargado el cual llevará las estadísticas del albergue considerando datos personales de los albergados, manteniendo el orden y el buen funcionamiento, informando al **Mando de Coordinación**.

Para las localidades del área rural, como Ramada, Rodillo, Bahía Cisnes, Barranquilla, Caleta Obispo, se considera la referencia de 30 m como cota de seguridad, existiendo señalética indicativa para dicha zona. Esto será reforzado anualmente por el Plan de Instalación en la sociedad Civil para toda la población distribuida en la zona rural del borde costero.

En esta etapa se dará a conocer los trabajos relacionados con las actividades de prevención y mitigación (educación a la comunidad, planes de establecimientos educacionales, obras de mejoramiento, señalización, etc) los cuales se actualizarán anualmente para proporcionar una mayor información y seguridad a las personas ante un evento.

El plan comunal estratégico consistirá en la comunicación dirigida a los distintos actores de la comunidad sobre la base de los medios de comunicación locales existentes del tipo radial, audiovisual e impreso para las distintas acciones a ejecutar en el año o circunstancias ante un evento. Paralelo a esto se ejecutará el plan de sensibilización y educación a la comunidad, el cual

elaborará un programa de difusión y educación apoyándose en instrumentos de información como folletos, cartográficos y señalética.

Cada año, se actualizarán los **Planes de Seguridad Escolar** de los 6 establecimientos educacionales de la comuna de Caldera.

- Escuela Byron Gigoux
- Escuela Villa Las Playas
- Escuela Manuel Orella
- Liceo Manuel Blanco Encalada
- Colegio Caldera
- Colegio Parroquial Padre Negro

Para cada establecimiento se requerirá realizar anualmente una visita a terreno con el fin de revisar las condiciones de instalación e infraestructura para las áreas de evacuación y seguridad, según lo expresado en el plan de seguridad escolar.

Por otra parte el Encargado de Protección Civil y Emergencia en conjunto con otras instituciones asociadas, Bomberos y Carabineros deberán participar en los simulacros escolares para apoyar el proceso y orientar los planes cuando corresponda.

Actualmente se busca presentar un programa de mejoramiento o construcción de obras en los espacios públicos con el objeto de mejorar la infraestructura actual ante un eventual evento mediante un decreto que está siendo elaborado.