



FACULTAD DE INGENIERÍA

Memoria del proyecto para optar al Título de
Ingeniero Civil Oceánico

MODELACIÓN Y ANÁLISIS DE LA INUNDACIÓN POR TSUNAMI EN LA CIUDAD DE VIÑA DEL MAR

JAIR SALEM VIDAL OTEÍZA

Agosto 2017

MODELACIÓN Y ANÁLISIS DE LA INUNDACIÓN POR TSUNAMI EN LA CIUDAD DE VIÑA DEL MAR

JAIR SALEM VIDAL OTEÍZA

COMISIÓN REVISORA

NOTA

FIRMA

MAURICIO REYES GALLARDO

Profesor guía

PATRICIO WINCKLER GREZ

Revisor

ALEJANDRA GUBLER LABAYRU

Revisor

DECLARACIÓN

Este trabajo, o alguna de sus partes, no ha sido presentado anteriormente en la Universidad de Valparaíso, institución universitaria chilena o extranjera u organismo de carácter estatal, para evaluación, comercialización u otros propósitos. Salvo las referencias citadas en el texto, confirmo que el contenido intelectual de este Proyecto de Título es resultado exclusivamente de mis esfuerzos personales.

La Universidad de Valparaíso reconoce expresamente la propiedad intelectual del autor sobre esta Memoria de Titulación. Sin embargo, en caso de ser sometida a evaluación para los propósitos de obtención del Título Profesional de Ingeniero Civil Oceánico, el autor renuncia a los derechos legales sobre la misma y los cede a la Universidad de Valparaíso, la que estará facultada para utilizarla con fines exclusivamente académicos.

Firma Alumno

Firma Profesor Guía

Dedicado al Señor de los Ejércitos Celestiales, mi Dios y amado.

*“Él da esfuerzo al cansado, y multiplica las fuerzas al que no tiene ningunas.
Los muchachos se fatigan y se cansan, los jóvenes flaquean y caen; pero los que
esperan a Jehová tendrán nuevas fuerzas; levantarán alas como las águilas;
correrán, y no se cansarán; caminarán, y no se fatigarán.”*

Isaías 40:29-31

AGRADECIMIENTOS

Agradezco primeramente a Dios por conceder el anhelo de mi corazón de desarrollar este trabajo, como Padre me sostuvo en los momentos difíciles y me levantó con mano poderosa. Reconozco que todo lo que soy, se lo debo a Él; que cumple sus promesas y sus propósitos para aquellos que le aman. Sin su misericordia y amor, ningún esfuerzo hubiese sido suficiente para concluir este estudio. A Dios sea todo honor, gloria y alabanza.

En segundo lugar, a mi familia por apoyarme en todo momento. A mis hermanas (Thamar, Licci y Danka) por cada desvelo que les hice pasar por ayudarme, por el amor que demuestran en todo lo que hacen. A mi amada madre por enseñarme el camino correcto y guiar mi vida, cada uno de sus esfuerzos y oraciones son el reflejo de lo que somos.

A mis cotas, porque a pesar de toda dificultad siempre nos mantuvimos unidas. A mis amigos de la Universidad por su constante disposición a ayudarme.

A mi Profesor Guía, por aceptar este desafío, su comprensión y constante preocupación.

A mis amados líderes de la Voz en el Desierto, la Apostólica Iglesia, por ser un ejemplo de perseverancia y amor a la obra. Por demostrarnos que todo lo que hacemos debe ser para la gloria de Dios.

Y a todo aquel que elevó una oración para que este sueño se concretara.

ÍNDICE

1.	INTRODUCCIÓN.....	1
2.	OBJETIVOS	2
2.1	OBJETIVO GENERAL.....	2
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	2
3.	ALCANCES	3
4.	MARCO TEÓRICO	4
4.1	GENERACIÓN DE TERREMOTOS.....	4
4.1.1	TEORÍA DE TECTÓNICA DE PLACAS	4
4.1.2	ZONA DE SUBDUCCIÓN.....	5
4.1.3	CONTEXTO TECTÓNICO EN CHILE.....	6
4.2	TEORÍA DE TSUNAMIS	7
4.2.1	GENERACIÓN DE TSUNAMIS	7
4.2.2	FENÓMENOS DE PROPAGACIÓN DE UN TSUNAMI	9
4.2.3	INTERACCIÓN DE UN TSUNAMI CON LA COSTA.....	10
4.2.4	GRANDES TERREMOTOS Y TSUNAMIS A NIVEL MUNDIAL.....	14
4.2.5	TERREMOTOS Y TSUNAMIS EN CHILE CENTRAL	15
4.3	MODELACIÓN NUMÉRICA DE TSUNAMIS.....	18
4.3.1	COMCOT	18
4.3.2	MODELO DE GENERACIÓN DE TSUNAMI.....	24
4.3.3	IMPLEMENTACIÓN DEL COEFICIENTE DE RUGOSIDAD DE MANNING.....	27
5.	METODOLOGÍA.....	28
5.1	GENERALIDADES	28
5.1.1	INFORMACIÓN TOPOBATIMÉTRICA	28
5.1.2	GRILLAS DE MODELACIÓN.....	29
5.1.3	TERREMOTO DE DISEÑO	34
5.2	SELECCIÓN DE ESCENARIOS.....	35
5.2.1	CONDICIÓN INICIAL: MODELO DE RUPTURA	35
5.2.2	COEFICIENTE DE RUGOSIDAD DE MANNING.....	37
6.	RESULTADOS	41
6.1	COMPARACIÓN DEL MODELO	41
6.2	PROPAGACIÓN DE LA ONDA DE TSUNAMI	43
6.3	ESCENARIO E1: $n = 0.025 \text{ [m}^{-1/3}\text{s]}$	45
6.4	ESCENARIO E2: $n = 0.08 \text{ [m}^{-1/3}\text{s]}$ EN ZONA EDIFICADA.....	48

6.5	ESCENARIO E3: $n = 0.172$ [$m^{-(1/3)}s$] EN ZONA EDIFICADA	51
6.6	ESCENARIO E4: $n = 1.3$ [$m^{-(1/3)}s$] EN ZONA EDIFICADA	54
6.7	ANÁLISIS COMPARATIVO	56
6.7.1	MÁXIMA INTRUSIÓN HORIZONTAL	57
6.7.2	MÁXIMA PROFUNDIDAD DE FLUJO	58
6.7.3	VELOCIDAD.....	59
6.7.4	ANÁLISIS DEL ENTORNO A ZONAS SEGURAS	65
6.7.5	VÍAS DE EVACUACIÓN.....	68
7.	DISCUSIONES Y RECOMENDACIONES	86
8.	CONCLUSIONES	88
8.1	COMENTARIOS GENERALES	88
8.2	METODOLOGÍA.....	88
8.3	RESULTADOS	88
9.	GLOSARIO.....	91
9.1	ALTURA DE TSUNAMI	91
9.2	PERIODO DEL TSUNAMI	91
9.3	DESNIVELACIÓN.....	92
9.4	LONGITUD DE ONDA.....	92
9.5	TIEMPO ESTIMADO DE ARRIBO.....	92
9.6	INUNDACIÓN HORIZONTAL	92
9.7	RUN-UP	93
9.8	ALTURA DE INUNDACIÓN	93
9.9	PROFUNDIDAD DE INUNDACIÓN	93
10.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	94
11.	ANEXO A: TIPOLOGÍAS DE TSUNAMIS.....	100
11.1	TSUNAMI LOCAL.....	100
11.2	TSUNAMI REGIONAL.....	100
11.3	TELETSUNAMI	102
12.	ANEXO B: GENERALIDADES DE LOS TERREMOTOS	104
12.1	TERREMOTO.....	104
12.1.1	ONDAS SÍSMICAS.....	104
12.1.2	MAGNITUD	106
12.1.3	INTENSIDAD.....	108
12.1.4	SOLUCIÓN DEL MECANISMO FOCAL	110
13.	ANEXO C: GRANDES TERREMOTOS Y TSUNAMIS A NIVEL MUNDIAL.....	112

14.	ANEXO D: SUPERFICIE LIBRE.....	121
14.1	SERIE DE TIEMPO DE LA PROPAGACIÓN.....	121
14.2	SERIE DE TIEMPO DE LA INUNDACIÓN.....	123

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa tectónico de la Tierra.....	5
Figura 2: Movimiento relativo anual de las placas en el continente Sudamericano.	6
Figura 3: Tsunamis de origen sísmico.	7
Figura 4: Tsunami generado por un terremoto.....	8
Figura 5: Plano de Valparaíso levantado en 1803.....	17
Figura 6: Esquema de diferencias finitas "leap-frog".....	22
Figura 7: Deformación inicial del fondo marino.	25
Figura 8: Esquema del plano de falla, Okada (1985).	26
Figura 9: Corrección del nivel medio del mar.	28
Figura 10: Grilla nivel 1.	31
Figura 11: Grilla nivel 2.	32
Figura 12: Grilla nivel 3.	33
Figura 13: Grilla nivel 4.	34
Figura 14: Deformación del fondo marino y fosa del Pacífico, esta última indicada con línea azul continua.	36
Figura 15: Grilla con distribución rugosidades de Manning equivalente.	38
Figura 16: Acercamiento de la distribución de la rugosidad en el territorio.....	39
Figura 17: Máxima profundidad de flujo escenario E0.....	42
Figura 18: CITSU de Viña del Mar.	42
Figura 19: Desplazamiento inicial de la superficie del mar.....	43
Figura 20: Secuencia de la propagación del tsunami en el dominio de modelación.	44
Figura 21: Arribo del primer frente de onda.....	45
Figura 22: Secuencia de la inundación para el Escenario 1.....	46
Figura 23: Máxima profundidad de flujo del escenario E1.....	47
Figura 24: Secuencia de la inundación para el escenario E2.....	49
Figura 25: Máxima profundidad de flujo del escenario E2.....	50
Figura 26: Secuencia de la inundación para el escenario E3.....	52
Figura 27: Máxima profundidad de flujo del escenario E3.....	53
Figura 28: Secuencia de la inundación para el Escenario 4.....	55
Figura 29: Máxima profundidad de flujo del escenario 4.....	56
Figura 30: Puntos de control distribuidos en la ciudad.	57
Figura 31: Máxima intrusión horizontal alcanzada en todos los escenarios.	58
Figura 32: Nuevos puntos de control para perfiles de velocidad.	61
Figura 33: Perfil de velocidad de A, B y desde P08 a P15 (Arriba) y ubicación (Abajo)...	62
Figura 34: Perfil de velocidad desde P16 a P25 (Arriba) y ubicación (Abajo).....	63
Figura 35: Perfil de velocidad desde P26 a P34 (Arriba) y ubicación (Abajo).....	64
Figura 36: Nuevos puntos de control para evaluación de áreas.....	65
Figura 37: Ejemplo de las áreas que se analizaron.....	66
Figura 38: Vías de evacuación analizadas.....	68
Figura 39: Perfil de velocidades vía de evacuación calle 2 Norte.....	69
Figura 40: Perfil de velocidades vía de evacuación calle 3 Norte.....	70
Figura 41: Perfiles de velocidades vías de evacuación calle 4 Norte.	71
Figura 42: Perfiles de velocidades vías de evacuación calle 6 Norte.	72
Figura 43: Perfiles de velocidades vías de evacuación calle 8 Norte.	73
Figura 44: Perfiles de velocidades vías de evacuación calle 10 Norte.	74
Figura 45: Perfiles de velocidades vías de evacuación calle 12 Norte.	75

Figura 46: Perfiles de velocidades vías de evacuación calle 13 Norte.	76
Figura 47: Perfil de profundidad de flujo vía de evacuación calle 2 Norte.	77
Figura 48: Perfil de profundidad de flujo vía de evacuación calle 3 Norte.	78
Figura 49: Perfil de profundidad de flujo vía de evacuación calle 4 Norte.	79
Figura 50: Perfil de profundidad de flujo vía de evacuación calle 6 Norte.	80
Figura 51: Perfil de profundidad de flujo vía de evacuación calle 8 Norte.	81
Figura 52: Perfil de profundidad de flujo vía de evacuación calle 10 Norte.	82
Figura 53: Perfil de profundidad de flujo vía de evacuación calle 12 Norte.	83
Figura 54: Perfil de profundidad de flujo vía de evacuación calle 13 Norte.	84
Figura 55: Parámetros de una onda de tsunami.	91
Figura 56: Ondas de cuerpo P y S.	105
Figura 57: Ondas superficiales.	105
Figura 58: Diagramas de pelotas de playa o beach balls.	111
Figura 59: Ángulos de deslizamiento del plano de falla.....	111
Figura 60: Extensión de la falla del terremoto de 1960, Valdivia.	112
Figura 61: Algunas de las localidades afectadas por el evento de 1960.	113
Figura 62: Localidades afectadas por el evento de 1960, en la Región de Los Lagos. ..	114
Figura 63: Imagen aérea con el antes y después del puerto de Corral.	116
Figura 64: Propagación y tiempos de arribo del terremoto de 1960, Valdivia.	117
Figura 65: Daños presentados luego del terremoto de 1964, Alaska.	118
Figura 66: Propagación y tiempos de arribo del terremoto de 2004, Sumatra.	119
Figura 67: Elevación de la superficie para los puntos de control en mar abierto.	121
Figura 68: Elevación de la superficie para los puntos de control frente a las costas de Viña del Mar.....	122
Figura 69: Puntos de control en mar abierto.	123
Figura 70: Puntos de control frente a las costas de Viña del Mar.....	124
Figura 71: Elevación de la superficie para los puntos de control dentro de la ciudad.	125

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Terremotos más grandes de la historia.	15
Tabla 2: Parámetros de entrada del modelo de Okada (1985).....	27
Tabla 3: Parámetros de relación entre las grillas y la condición de estabilidad numérica. 30	
Tabla 4: Características del dominio de modelación.	30
Tabla 5: Escenario de ruptura para terremoto de magnitud M 8.5 de acuerdo a la formulación propuesta por Papazachos et al. (2004).	34
Tabla 6: Características del plano de ruptura con magnitud M 9.0.....	35
Tabla 7: Coeficientes de rugosidad de Manning equivalente escenarios E1, E2, E3 y E4.	38
Tabla 8: Tiempos de arribo escenario E1.....	47
Tabla 9: Tiempos de arribo escenario E2.....	48
Tabla 10: Tiempos de arribo escenario E3.....	51
Tabla 11: Tiempos de arribo escenario E4.....	54
Tabla 12: Ubicación de los puntos de control de la Figura 30.	57
Tabla 13: Máximas profundidades de flujo de P05 a P09, para cada escenario.....	59
Tabla 14: Porcentaje de error de las máximas profundidades de flujo en relación al escenario E1.....	59
Tabla 15: Velocidades máximas de P08 a P15, para cada escenario.	60

Tabla 16: Áreas de inundación.	66
Tabla 17: Velocidades A1.	67
Tabla 18: Velocidades A2.	67
Tabla 19: Velocidades A3.	67
Tabla 20: Tsunamis locales y regionales que han dejado más de 4.000 víctimas fatales.	101
Tabla 21: Recuento de los 14 teletsunamis producidos durante los últimos 200 años. ...	103
Tabla 22: Escala de intensidad de Mercalli modificada.	109
Tabla 23: Elevación de la superficie para los puntos de control en mar abierto.	122
Tabla 24: Elevación de la superficie para los puntos de control frente a las costas de Viña del Mar.	123
Tabla 25: Ubicación de los puntos de control de la Figura 35 y 36.	124
Tabla 26: Máximas elevaciones de la superficie en P08 a P15, para cada escenario. ...	126
Tabla 27: Porcentaje de error de las máximas elevaciones de la superficie en relación al Escenario 1.	126

ÍNDICE DE ECUACIONES

Ecuación 1: Conservación de masa, en su versión lineal.	19
Ecuación 2: Conservación de momentum componente P, en su versión lineal.	19
Ecuación 3: Conservación de momentum componente Q, en su versión lineal.	19
Ecuación 4: Conservación de masa, en su versión no lineal.	20
Ecuación 5: Conservación de momentum componente P, en su versión no lineal.	20
Ecuación 6: Conservación de momentum componente Q, en su versión no lineal.	20
Ecuación 7: Fricción de fondo en la componente P.	20
Ecuación 8: Fricción de fondo en la componente Q.	20
Ecuación 9: Conservación de masa lineal, expresada en su forma explícita.	21
Ecuación 10: Conservación de momentum componente P lineal, expresada en su forma explícita.	21
Ecuación 11: Conservación de momentum componente Q lineal, expresada en su forma explícita.	21
Ecuación 12: Conservación de masa no lineal, expresada en su forma explícita.	23
Ecuación 13: Conservación de momentum componente P no lineal, expresada en su forma explícita.	23
Ecuación 14: Conservación de momentum componente Q no lineal, expresada en su forma explícita.	23
Ecuación 15: Fricción de fondo discretizado en la componente P.	23
Ecuación 16: Fricción de fondo discretizado en la componente Q.	23
Ecuación 17: Término ν_x para la evaluación de la formulación de Manning.	23
Ecuación 18: Término ν_y para la evaluación de la formulación de Manning.	24
Ecuación 19: Factor que relaciona los cambios del fondo marino con la superficie libre del agua.	25
Ecuación 20: Condición de estabilidad numérica de Courant.	29

RESUMEN

Para este estudio se ha simulado el terremoto de 1730 que se desarrolló frente a las costas de Valparaíso y cuya magnitud se estima en torno a Mw 9.0. Los parámetros geométricos de la ruptura se establecieron mediante formulaciones determinadas en la literatura.

La modelación del mecanismo de generación, propagación e inundación del tsunami, se ha efectuado con el modelo hidrodinámico COMCOT en su versión 1.7. Para ello se han definido 4 niveles de grillas anidadas, con un coeficiente de rugosidad de Manning constante hasta el tercer nivel, incorporando en el cuarto nivel de grilla distribuciones de rugosidad variable en las zonas inundables de Viña del Mar.

Se definieron cuatro escenarios para analizar el comportamiento de la inundación por tsunami en la ciudad Viña del Mar, mediante la sensibilización de la distribución espacial de las rugosidades en la zona inundable de la ciudad.

El escenario E1 se construyó con un coeficiente de rugosidad de Manning constante de $0.025 \text{ [m}^{-1/3}\text{s]}$, constituyendo el modelo base para el análisis comparativo. El escenario E2 consideró una rugosidad de $0.08 \text{ [m}^{-1/3}\text{s]}$ determinada empíricamente y que se aplicó como un aumento de rugosidad en las manzanas construidas. Por su parte, el escenario E3 toma en cuenta un coeficiente que alcanza un valor de $0.172 \text{ [m}^{-1/3}\text{s]}$ para la rugosidad en las manzanas construidas. Finalmente, en el escenario E4 se aumentó el valor de “n” a $1.3 \text{ [m}^{-1/3}\text{s]}$ para mostrar el impacto que tienen las estructuras en la inundación por tsunami en la ciudad de Viña del Mar.

Los resultados obtenidos muestran que al aumentar la rugosidad en las zonas edificadas de la ciudad de Viña del Mar, se produce una reducción significativa de la máxima inundación horizontal y los valores de la máxima profundidad de flujo, que se registran en la simulación de cada uno de los escenarios.

1. INTRODUCCIÓN

La actividad sísmica de la zona central de Chile destaca por la ocurrencia de terremotos de subducción con un alto potencial tsunamigénico. A lo largo de la historia, la región de Valparaíso ha sido sacudida por los terremotos de 1575, 1647, 1730, 1822, 1906, 1985 y 2010 (Carvajal, 2015).

Investigaciones recientes han demostrado que uno de los eventos que sobresalen en la historia sísmica de Chile central corresponde al terremoto de 1730, cuya magnitud se estima entre Mw 8.5 y 9.0 (Carvajal, 2015). Las particularidades que presentó este terremoto lo transforman en un evento clave para la investigación del riesgo sísmico en la zona central de Chile.

Las ciudades costeras deben concentrar sus esfuerzos en la investigación y estudio de terremotos y tsunamis que pudieran afectarles. Para ello se utilizan modelos hidrodinámicos que emplean diferentes tipos de formulaciones. La base teórica que sustenta este tipo de modelos numéricos corresponde a las ecuaciones de conservación de masa y de momentum. A pesar de la dificultad que representa estudiar este tipo de fenómenos, es imperativo analizar las condiciones que puedan contribuir a la disminución de los efectos de un tsunami, una vez que arriba a las costas.

En el presente estudio se utiliza el modelo numérico COMCOT en su versión 1.7, para desarrollar la simulación de la generación, propagación e inundación del tsunami asociado al terremoto de 1730 para la ciudad de Viña del Mar.

Las condiciones geométricas de ruptura se establecen mediante las formulaciones de Papazachos et al. (2004), mientras que los escenarios de distribución de rugosidades se construyen a partir de valores estimados empírica y teóricamente. Además, se establece un caso teórico utilizando el método de Cowan (Chow, 1959).

A partir de los resultados obtenidos en las modelaciones, se efectúa un análisis comparativo para caracterizar el comportamiento de la inundación por tsunami en la ciudad de Viña del Mar, junto con un análisis de sensibilidad respecto a la rugosidad equivalente con la que se modelan las edificaciones rígidas y semi-rígidas presentes en la ciudad.

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GENERAL

Analizar el comportamiento de la inundación por tsunami en Viña del Mar, mediante la sensibilización de la distribución de rugosidades en las zonas inundables.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Construir un modelo de propagación e inundación por tsunami, asociado a un terremoto de magnitud 9.0 frente a la zona central de Chile.
- Definir y construir distribuciones de rugosidad en las zonas inundables de Viña del Mar.
- Realizar las simulaciones numéricas de la inundación por tsunami para cada uno de los escenarios propuestos.
- Examinar los efectos que genera la distribución de rugosidades en la máxima intrusión horizontal, máxima profundidad de flujo y velocidades, en particular de las vías de evacuación.

3. ALCANCES

Para representar la distribución urbana de la ciudad se asumió que las calles de Viña del Mar tienen un ancho promedio de 32 [m], en tanto que el modelo cuenta con una resolución de 8 [m] aproximadamente. Dado lo anterior, se consideró un ancho mínimo para que se genere escurrimiento en las calles, sin embargo, este es un ancho mayor al real. Con ello, el programa reconoce las diferentes propiedades hidráulicas en las zonas inundables de la ciudad. En atención al grado de precisión que se propone en este estudio, la sensibilización del ancho mínimo queda fuera del alcance de este trabajo.

Durante el desarrollo de este estudio no se logró acceder a datos de marea de la ciudad de Viña del Mar, ni de Valparaíso, razón por la cual se utilizaron datos extraídos de Quintero para el cálculo del nivel medio del mar.

El escenario E4 que se establece en el Capítulo 5, se construye como un caso teórico donde se asume que el valor del coeficiente de rugosidad de Manning establecido con el método de Cowan (Chow, 1959) adquiere un valor unitario, para luego ser multiplicado por un factor que mide la frecuencia de meandros. Esto, bajo la suposición de que las calles y avenidas son curvas por las cuales se propaga el flujo.

Es importante señalar que la distribución de rugosidades se introduce solo al Norte del estero Marga-Marga; es decir desde la calle Uno Norte hasta 15 Norte. Dicha zona corresponde al área de interés para este estudio.

Dentro de las simulaciones que se desarrollan en este trabajo, no se consideran cambios en las propiedades del flujo por la presencia de sedimentos, desprendimiento de elementos, el arrastre o transporte de escombros, ni daños por socavación.

4. MARCO TEÓRICO

El desarrollo de un tsunami se puede resumir en tres etapas: generación de la onda, propagación en mar abierto y su interacción con la costa (SHOA, 2000).

Para comprender el mecanismo de generación se debe conocer la teoría de los terremotos y el contexto tectónico de Chile.

La segunda etapa considera los fenómenos que se desarrollan durante la propagación de un tsunami desde su fuente generadora hacia las costas.

En la tercera etapa se describen los daños que produce un tsunami al arribar a las costas y los fenómenos disipativos por la presencia de obstáculos propios del contexto urbano costero.

Cada una de estas etapas se detallan a continuación.

4.1 GENERACIÓN DE TERREMOTOS

Los terremotos son provocados por la dinámica de la corteza terrestre. A partir de la interacción entre las placas, se genera el deslizamiento de un segmento de la corteza, que causa una súbita liberación de energía en forma de ondas sísmicas que se propagan en todas direcciones desde un punto de origen y que sacuden la superficie terrestre. El mecanismo de generación de este fenómeno natural puede ser explicado a través de la teoría de tectónica de placas (Tarbuck & Lutgens, 2005).

4.1.1 TEORÍA DE TECTÓNICA DE PLACAS

Esta teoría indica que grandes segmentos de la corteza terrestre o placas, se encuentran en constante movimiento paulatino, que es provocado por fuerzas dinámicas al interior de la Tierra. En las zonas de contacto donde las placas interactúan se produce una tensión que comienza a acumularse, y una vez que la energía es liberada mediante un súbito deslizamiento se pueden originar fracturas en la corteza terrestre (Tarbuck & Lutgens, 2005).

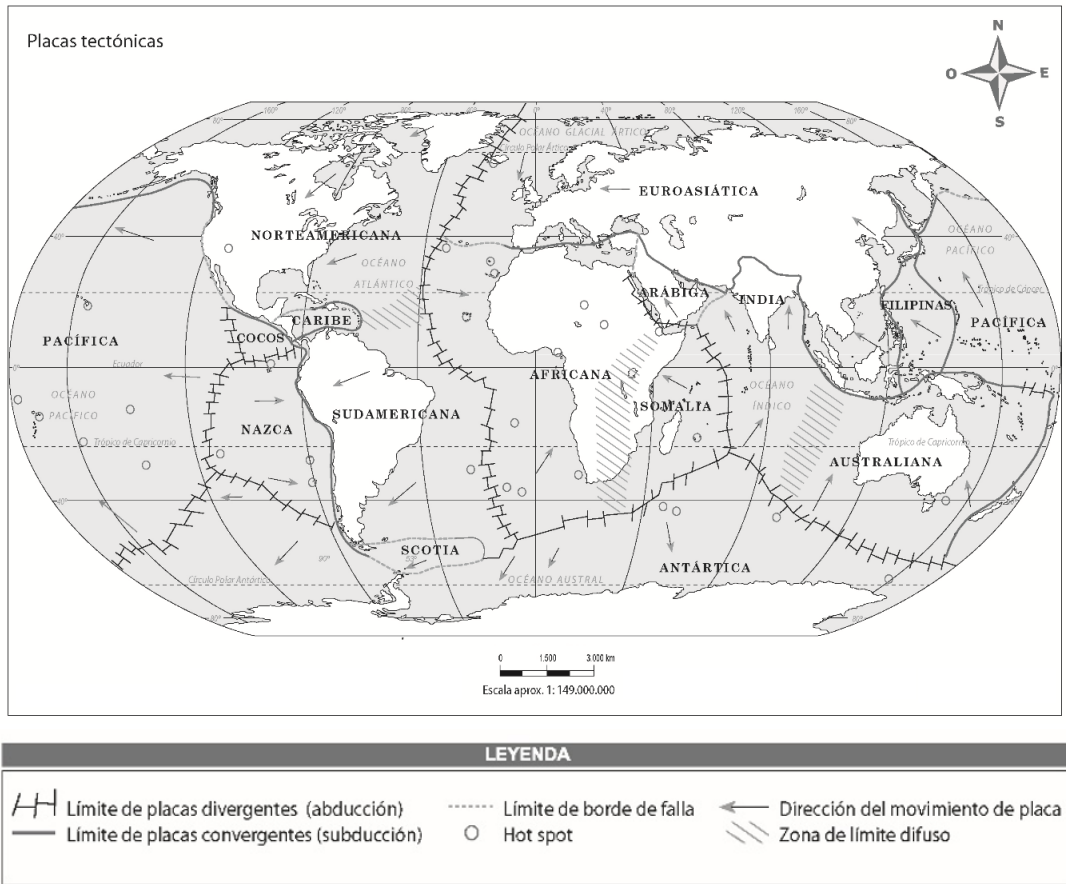


Figura 1: Mapa tectónico de la Tierra.

Fuente: Adaptado del Instituto Geográfico Militar (2010).

Las principales placas, por su tamaño, son las placas Norteamericana, Sudamericana, del Pacífico, Africana, Euroasiática, Indo-Australiana y Antártica. La placa que abarca la mayor porción del globo es la placa del Pacífico y que comprende casi en su totalidad la cuenca del Océano Pacífico. Además se encuentran placas de tamaño pequeño a intermedio, tales como la placa de Nazca, Caribeña, Filipina, Arábica, Cocos, Scotia y la de Juan de Fuca (Figura 1) (Tarbuck & Lutgens, 2005).

4.1.2 ZONA DE SUBDUCCIÓN

Los bordes convergentes o también denominados zonas de subducción, hacen referencia a dos placas que convergen, siendo la litósfera quien desciende (es subducida) hacia la astenosfera. Dicha subducción se produce porque la densidad de la placa litosférica es mayor que la de la astenosfera subyacente. En general, la litósfera oceánica es más densa que la astenosfera subyacente, mientras que la litósfera continental es menos densa y resiste la subducción.

Dicha interacción entre placas puede causar la deformación de la corteza terrestre aledaña. Es común que el plano de falla formado por ambas placas se encuentre acoplado, entorpeciendo el deslizamiento. Con el tiempo la tensión comienza a acumularse hasta que se produce un súbito deslizamiento en los puntos más débiles (el hipocentro), que se propaga a lo largo de la falla, liberando gran parte de la energía elástica acumulada y dando origen a un evento telúrico (Tarbuck & Lutgens, 2005).

4.1.3 CONTEXTO TECTÓNICO EN CHILE

Chile es una de las naciones con mayor actividad sísmica del globo. Esto se debe a que el país se encuentra ubicado sobre una extensa zona de subducción conformada por la subductante corteza oceánica (Placa de Nazca) que se introduce bajo la placa continental (Placa Sudamericana), a una tasa de 8-10 [cm/año] (Figura 2). Debido a la alta velocidad de convergencia entre estas placas, la sismicidad en esta zona genera grandes terremotos (Gusiakov, 2005; Lomnitz, 2004; Pararas- Carayannis, 2010).

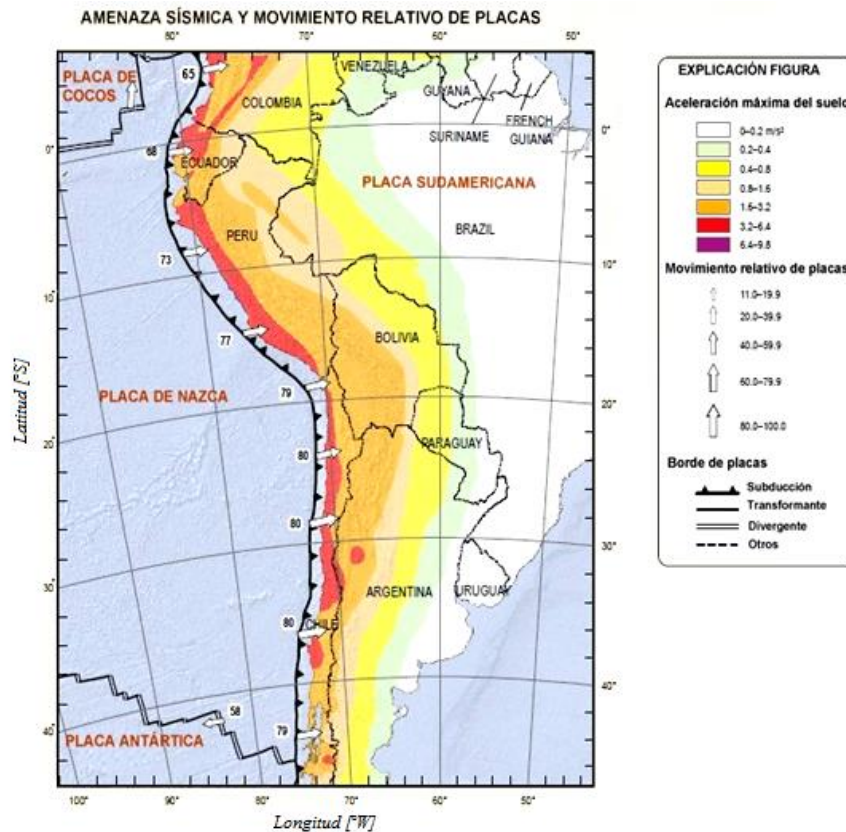


Figura 2: Movimiento relativo anual de las placas en el continente Sudamericano.

Fuente: Adaptado de Rhea (2010).

4.2 TEORÍA DE TSUNAMIS

La palabra tsunami proviene de la lengua japonesa, donde “tsu” significa puerto y “nami” significa ola. Se refiere a un tren de ondas con periodos largos que pueden abarcar desde varios minutos hasta 1 hora, con capacidad de viajar a grandes velocidades en el océano en todas las direcciones. Asimismo, la longitud de onda alcanzada puede extenderse inclusive hasta los 100 [km] o más. En su condición de aguas profundas, la altura puede ser desde centímetros a escasos metros, por lo que en alta mar es prácticamente imperceptible para las embarcaciones. Cuando se aproxima hacia la costa comienza a incrementar la altura, convirtiéndose de esta manera en una amenaza para las poblaciones costeras (Figura 3). Por otra parte, las velocidades con las que se desplazan en el océano abierto pueden llegar a los 800 kilómetros por hora (Lagos, 2000; SHOA, 2000).

Cabe señalar que un tsunami es un fenómeno destructivo de corto plazo, el cual depende de las condiciones geográficas, meteorológicas y sísmicas que posea el lugar. Esto implica que las consecuencias y efectos que se generan son únicos para cada localidad (Winckler, 2002).

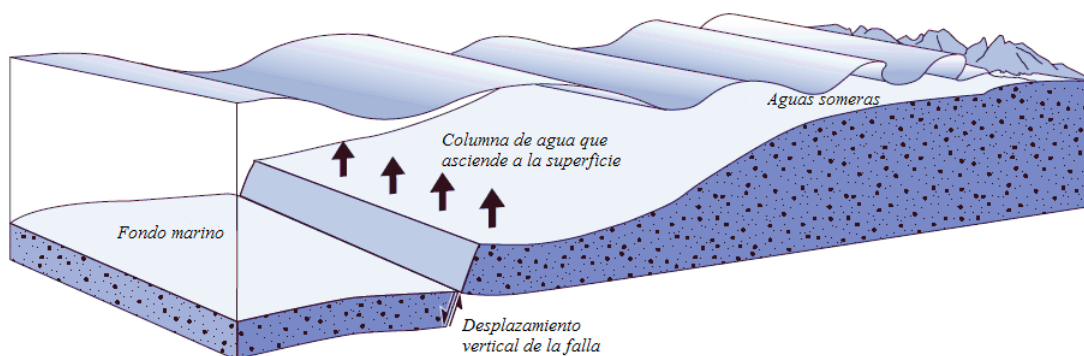


Figura 3: Tsunamis de origen sísmico.

Fuente: Adaptado de Gates & Ritchie (2007).

4.2.1 GENERACIÓN DE TSUNAMIS

Un tsunami tiene diversas fuentes de generación, tales como deslizamiento de laderas (remoción en masa), erupciones volcánicas submarinas, caída de meteoritos en el océano, deslizamiento marino y perturbaciones en el lecho marino provocadas por un terremoto (SHOA, 2000).

De estas fuentes de generación, se destacan los terremotos y las remociones en masa, siendo el primer mecanismo aquel que ha originado un 72%¹ de los tsunamis registrados históricamente según Gusiakov (2005), mientras que el segundo corresponde a la siguiente causa frecuente con un 10%².

¹ Porcentaje referido a los 2180 eventos de tsunami ocurridos entre los años 1628 A.C y 2005 D.C

² Porcentaje referido a los 2180 eventos de tsunami ocurridos entre los años 1628 A.C y 2005 D.C

En la Figura 4, se presenta el mecanismo de generación de un tsunami producto de un terremoto de subducción.

Los tsunamis generados por terremotos ocurren en zonas de subducción donde la litósfera se desliza bajo la astenosfera (Figura 4 A), la cual desciende a unos ángulos de pocos grados o puede caer casi en vertical (90°), pero el ángulo medio es de unos 45° . En virtud de esto, la placa descendente tiene una mayor densidad que la placa subyacente (SHOA, 2000).

Cabe mencionar que no todos los movimientos telúricos generan tsunamis. Sin embargo, si se reúnen todas las características necesarias, es posible que se produzca un repentino desplazamiento vertical del lecho oceánico de algunos metros (Figura 4 B) y que se prolongue en una extensa área del orden de miles de kilómetros cuadrados, lo que acarrea una gran transferencia de energía a la masa de agua. La deformación en el lecho marino puede ser reflejada en la superficie del mar con una sobreelevación de su nivel (Figura 4 C). A partir de su fuente generadora, las ondas se propagan a gran velocidad y en todas las direcciones (Figura 4 D) (SHOA, 2000; Kajiura, 1963).

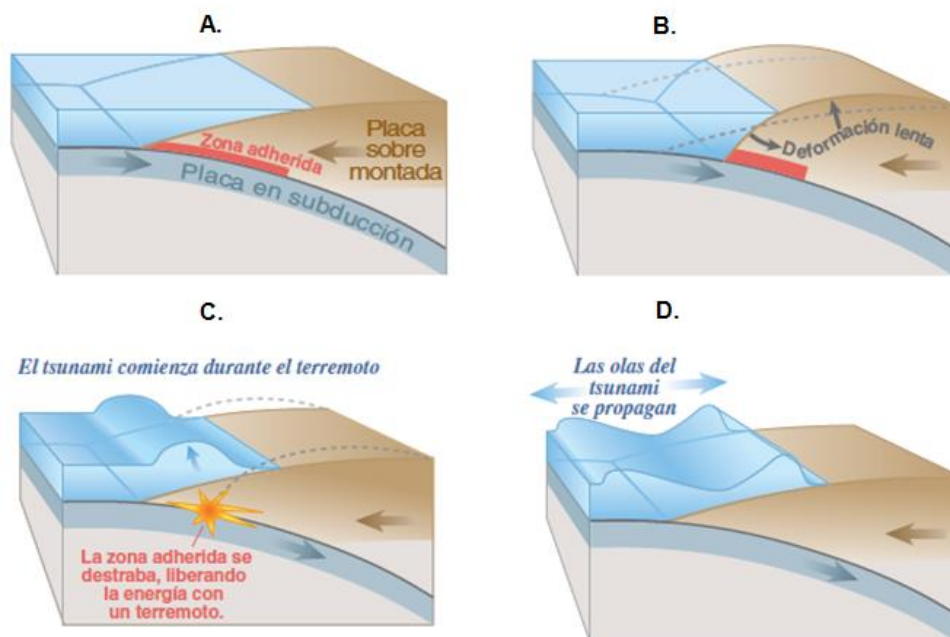


Figura 4: Tsunami generado por un terremoto.

Fuente: Adaptado de USGS (2009).

Los terremotos son clasificados como una de las fuerzas naturales más destructivas y temidas del planeta, que provocan serios daños y consecuencias sobre las personas. Una vez que se desencadena un movimiento telúrico es posible que existan heridos, víctimas fatales, destrucción o daños estructurales, deslizamientos de terreno, incendios, tsunamis,

epidemias, etc. La complejidad del fenómeno en todas sus fases resulta ser un reto para la ciencia (Winckler, 2002).

4.2.2 FENÓMENOS DE PROPAGACIÓN DE UN TSUNAMI

Una vez generado un tsunami se inicia el proceso de propagación a través del océano. En general este fenómeno sólo afecta de manera local o regional, sin embargo, existen excepciones donde la onda ha viajado y destruido localidades que se encuentran a más de 1000 [km] de distancia desde el origen de la catástrofe (UNESCO, 2013).

Los tsunamis en el océano abierto presentan longitudes de onda que pueden alcanzar hasta los 650 [km], periodos entre 5 [min] y 2 [hr] y alturas menores a 1 [m] (Winckler, 2002).

A medida que los tsunamis se propagan a través del océano, se ven afectados por una serie de fenómenos de convergencia o divergencia de energía, ganancia o pérdida de energía, entre otros (Winckler, 2002). Los principales fenómenos son la refracción, la difracción, la reflexión y el asomeramiento, las pérdidas de energía debido a la rotura y fricción de fondo. Otros efectos que se pueden hacer presente en la propagación de un tsunami son la dispersión de frecuencia, la dispersión angular y la dispersión por amplitud.

4.2.2.1 REFRACCIÓN

Corresponde al cambio de dirección que sufre el tsunami a medida que se propaga en aguas poco profundas. Este cambio se asocia tanto a la incidencia oblicua con la que llegan los tsunamis a la costa como a la irregularidad de la batimetría. Conforme las secciones del tsunami perciben el fondo, experimentan una desviación progresiva que tiende a alinearse con los veriles, provocando así un decrecimiento en la celeridad. Por lo tanto, la refracción es un fenómeno que afecta tanto la celeridad como la dirección de propagación (Silva, 2005).

4.2.2.2 REFLEXIÓN

Esta tiene relación con la presencia de obstáculos tanto naturales como artificiales a medida que el frente de onda avanza hacia la costa. Un tsunami puede ser reflejado producto de los bruscos cambios que presenta la batimetría, como las cordilleras submarinas, o producto de una barrera artificial al propagarse hacia la costa (Dean & Darlymple, 1991).

4.2.2.3 DIFRACCIÓN

Proceso en el que la energía del tsunami se transfiere lateralmente (en forma perpendicular a la dirección de propagación). Producido por la presencia de obstáculos, este fenómeno se aprecia cuando el tsunami llega al cabezo de un rompeolas o cuando se encuentra con barreras naturales como islotes o taludes (Dean & Darlymple, 1991).

4.2.2.4 ASOMERAMIENTO

Este fenómeno también conocido como shoaling, describe el comportamiento de un tsunami a medida que se aproxima a la costa. Una vez que comienza a disminuir gradualmente su longitud y celeridad es que incrementa su altura, es decir, se produce un aumento en la energía potencial gravitatoria de la onda de tsunami volviéndose cada vez más esbelta. De esta manera, cuando un tsunami arriba a la costa su longitud de onda comienza a decrecer gradualmente, su altura se incrementa y su celeridad disminuye (Dean & Darlymple, 1991).

4.2.2.5 PÉRDIDA DE ENERGÍA POR ROTURA

Se genera para condiciones de profundidades bajas. Se asocia con un aumento en el peralte de la ola y se produce cuando las velocidades orbitales horizontales de las partículas de agua son mayores a la celeridad de la onda, provocando una inestabilidad que termina por colapsar el tsunami. La rotura se caracteriza por una alta turbulencia y la entrada de aire, siendo este mecanismo uno de los disipadores de energía más importantes. La importancia que tiene el mecanismo de rotura radica en el nivel de daño que genera el arribo de un tsunami a la costa, asociado básicamente a la velocidad y energía que tenga la onda (Winckler, 2002).

4.2.2.6 PÉRDIDA DE ENERGÍA POR FRICCIÓN DE FONDO

Cuando un tsunami se propaga a través del océano desplaza toda la columna de agua, efecto que genera esfuerzos de corte en el fondo marino. Estos esfuerzos provocan una disipación de energía, que juega un rol importante sólo en los sectores cercanos a la costa, puesto que en zonas donde la profundidad es mayor las pérdidas de energía producto de la fricción de fondo son menores (Winckler, 2002).

4.2.3 INTERACCIÓN DE UN TSUNAMI CON LA COSTA

En general, el ciclo de vida de un tsunami culmina cuando arriba a las costas. Los mayores efectos destructivos se generan en esta etapa (UNESCO, 2013).

Cuando un tsunami se acerca a las costas, el nivel del mar comienza a presentar una serie de anomalías, tales como, el avance o retroceso de la columna de agua. La dinámica de un tsunami al ingresar a una zona costera en general es poco predecible, debido a los diversos factores que intervienen, como el periodo, altura de ola, batimetría y topografía del sector (UNESCO, 2013).

Narayan et al. (2005) comprobaron que el grado de inundación está directamente relacionado con la morfología costera y el nivel del run-up. Esto implica que la pendiente que tenga el sector costero junto con la variabilidad de la batimetría serán factores determinantes en la intensidad de un tsunami, puesto que en áreas con pendiente suave y batimetría plana (que no presente grandes variaciones), la violencia del impacto y run-up será mayor, mientras que una batimetría con pendientes más pronunciadas la intensidad y el run-up tenderán a ser menor.

Es importante destacar que tanto la presencia de ríos y/o esteros, como la forma y orientación que tenga una bahía pueden modificar la respuesta e interacción que tenga un tsunami con la costa, llegando en algunos casos a disminuir o amplificar los efectos de este tipo de eventos (Winckler, 2002).

Los daños que se generan producto de este fenómeno pueden ser clasificados en tres categorías: daños por impacto, daños por inundación y daños por socavación (Winckler, 2002).

Cabe destacar que las características de distribución de los elementos urbanos en una localidad costera, constituyen un factor preponderante en la inundación horizontal. En efecto, los elementos que componen una ciudad, tales como vegetación, edificaciones, protecciones costeras, entre otros, influyen en la disipación de energía del tsunami durante la inundación. Por ello, en este estudio se analizan investigaciones que se han efectuado durante los últimos años, para desarrollar grillas computacionales con distribución de rugosidades que permitan modelar de forma más precisa la inundación.

4.2.3.1 DAÑOS PROVOCADOS POR LA FUERZA HIDRODINÁMICA

Conforme el tsunami arriba a la costa, el flujo se desarrolla en dirección hacia las zonas bajas, donde las fuerzas hidrodinámicas tienen la capacidad de destruir todo a su paso. El impacto de la masa de agua sobre el espacio urbanizado y su entorno demuestra la descomunal fuerza destructiva que tiene este tipo de fenómeno (Winckler, 2002).

La magnitud del impacto puede provocar que algunas construcciones, árboles, barcos, automóviles u otros objetos, sean derribados generando escombros que son arrastrados por la corriente. Estos desechos flotantes pueden amplificar la fuerza del tsunami (UNESCO, 2013).

Una vez que la masa de agua comienza a retirarse, lleva consigo los escombros dejados por la colisión, los que contribuyen a destruir las estructuras que quedaron debilitadas o parcialmente destruidas con el primer impacto (Winckler, 2002; UNESCO, 2013).

Cabe señalar que en este documento no se considera el desprendimiento de elementos, tampoco el arrastre o transporte de escombros por efectos del tsunami, ni los efectos de daño por socavación.

4.2.3.2 DAÑOS PROVOCADOS POR INUNDACIÓN

La inundación corresponde a uno de los efectos más analizados de los tsunamis. Esto se debe a que se puede extender a más de 300 [m] tierra adentro desde la línea de costa (SHOA, 2000). Además las consecuencias que se presenten en cada sector costero tienen características únicas, que deben ser estudiadas localmente. De acuerdo a lo anterior, el grado de inundación depende de la morfología costera y el nivel de run-up. Por tanto, cuando el tsunami emprende el arribo a ciudades que se encuentran altamente expuestas, el flujo penetra cubriendo grandes extensiones con agua y escombros (Narayan, et al., 2005).

La inundación de un tsunami en el borde costero tiene la capacidad de trasladar todo tipo de construcciones elaboradas con material liviano que no se encuentren eficazmente fijadas a sus fundaciones. Es frecuente que en esta etapa se produzcan pérdidas de vidas por inmersión y/o por impacto físico cuando personas y animales son alcanzados por las olas de un tsunami, las que pueden ser turbulentas y estar saturadas de desechos. Además, es posible que algunas embarcaciones menores sean arrastradas a tierra y situadas a grandes distancias desde su posición original (Winckler, 2002; UNESCO, 2013).

4.2.3.3 DAÑOS PROVOCADOS POR SOCAVACIÓN

Los daños causados por la socavación pueden ser apreciados cerca de la costa, donde la corriente del tsunami tiene la capacidad de remover el fango y arena ubicada en las profundidades del mar; esta remoción afecta principalmente a las fundaciones de muelles y puertos. El efecto erosivo es amplificado una vez que el tsunami comienza a retirarse, puesto que el flujo es altamente turbulento y se encuentra saturado de escombros. Este efecto puede provocar que algunas estructuras colapsen producto de la socavación de sus fundaciones (Winckler, 2002).

4.2.3.4 USO DE DISTRIBUCIÓN DE RUGOSIDADES EN ZONAS INUNDABLES

- *GENERALIDADES*

En 1889, Robert Manning logró establecer formulaciones que describen las irregularidades que posee una superficie y la acción disipadora que tiene sobre un flujo, proponiendo el coeficiente de rugosidad de Manning “n”, cuyo valor es muy variable para diferentes tipos de canales. La determinación de este valor depende de una serie de factores (Yépez, et al., 2000), tales como:

- Rugosidad de la superficie: se determina el valor de “n” dependiendo del tamaño y forma del grano de material que forma el perímetro mojado.
- Vegetación: en este caso “n” dependerá de la altura, densidad, distribución y tipo de vegetación.
- Material en suspensión y carga de lecho: la determinación de “n” dependerá de la turbulencia y la pérdida de altura que causa el material en suspensión.

Sin embargo, este coeficiente no sólo es aplicado para la hidráulica de canales, sino que además se emplea en la modelación de tsunamis, mediante el uso de mallas computacionales de distribución de rugosidades que pueden representar elementos presentes en una ciudad. Un ejemplo de esto es el estudio desarrollado por Kaiser et al. (2011), en donde se evaluó la influencia que tiene la rugosidad de la cubierta vegetal en los resultados de modelos de inundación de alta resolución, aplicado al tsunami ocurrido en 2004 en Tailandia (Kaiser, et al., 2011).

Por otra parte, durante las últimas décadas este coeficiente ha adquirido relevancia dentro de la modelación de tsunamis, ya que permite considerar el uso de los suelos de una localidad, aplicando grillas con distribución de rugosidades (Kaiser, et al., 2011).

A continuación se describen estudios que avalan el uso del coeficiente de rugosidad de Manning dentro de los modelos de inundación por tsunami.

- *ESTUDIOS RELACIONADOS CON MODELOS DE INUNDACIÓN*

Los sistemas de defensas costeras como protección ante los efectos de un tsunami, han sido el centro de las investigaciones y han generado amplias discusiones sobre el uso de elementos provenientes de la naturaleza, o aquellos que han sido desarrollados por la ingeniería (Levin & Nosov, 2008).

Tras el tsunami del Océano Índico de 2004, gran parte de la comunidad científica se avocó al estudio de la rugosidad de la cubierta vegetal como medida de protección. Danielsen et al. (2005) llevaron a cabo un estudio acerca del rol que cumplió la vegetación en la mitigación de los efectos del tsunami en las costas del distrito de Cuddalore en Tamil Nadu, India. Los resultados sugirieron que los manglares existentes en el lugar ayudaron a mitigar los daños provocados por el tsunami. Los pueblos que se encontraban ubicados detrás de la vegetación sufrieron daños menores respecto de otros pueblos que no tenían una amplia densidad de vegetación.

Sin embargo, los investigadores no solo avalan el uso de vegetación como defensa costera, sino que además consideran el uso de bloques de disipación, rompeolas compuestos por rocas y edificaciones (Levin & Nosov, 2008; Gayer, et al., 2010; Kaiser, et al., 2011; Ohira, et al., 2012; Bricker, et al., 2015).

Gayer et al. (2010), desarrollaron un estudio en tres localidades que se encontraban densamente pobladas en Indonesia. El objetivo de la investigación era demostrar que los mapas con rugosidad equivalente generan cambios en la propagación de manera considerable. Para ello asignaron valores del coeficiente de rugosidad de Manning equivalente, considerando los diferentes usos de suelo de los lugares analizados.

Logrando detectar hasta 43 tipos de edificaciones tanto rurales como urbanas. Los mapas con distribución de rugosidades se construyeron a partir de información disponible en la literatura. Estos investigadores demostraron que el uso de mapas de rugosidad detallada para el modelado de inundaciones de tsunamis es aplicable a áreas relativamente grandes como las ciudades.

En definitiva, es importante analizar las condiciones locales para evaluar el desempeño que tendría un sistema de defensa en una localidad en particular, considerando los elementos existentes y su rugosidad, puesto que su presencia podría aportar a la protección del borde costero (Levin & Nosov, 2008; Gayer, et al., 2010; Kaiser, et al., 2011; Ohira, et al., 2012; Bricker, et al., 2015).

En particular para este estudio la manera de incorporar el coeficiente de rugosidad al modelo se puede revisar en el punto 4.3.3.

- *EDIFICACIONES COMO PROTECCIÓN COSTERA*

Como fue mencionado, gran parte de los elementos que conforman una ciudad pueden aportar en cierta medida a la reducción de la inundación y efectos de un tsunami, donde grandes obstáculos como casas y edificios pueden ser eficaces para aminorar los daños (Levin & Nosov, 2008).

Una evidencia teórica fue presentada por Harada et al. (2002), los que llevaron a cabo un experimento para investigar la interacción entre estructuras costeras permeables y los efectos de un tsunami. Estos utilizaron diferentes modelos de manglares, bosques costeros, bloques de disipación, rompeolas y casas. Los resultados arrojaron que la tasa de variación máxima de elevación, la corriente y la presión se reduce en casi todos los casos modelados, destacando los manglares como uno de los elementos más efectivos.

Posterior al terremoto que afectó al centro y sur de Chile en 1960, se generó un tsunami de campo lejano que afectó a la ciudad de Kushiro, Hokkaido, Japón. Algunos registros indican que en aquellas zonas con mayor densidad de estructuras residenciales, la distancia horizontal de inundación fue sólo de 20 [m]. Mientras que en zonas con amplias avenidas la inundación superó los 100 [m] (Khazai, et al., 2007). Del mismo modo Dalrymple y Kriebel (2005), constataron que posterior al tsunami de 2004, al suroeste de Sri Lanka la inundación alcanzó 3.2 [m] en aquellos lugares donde las edificaciones sufrieron daños menores, mientras que en otros sectores donde las casas se derrumbaron por completo, la inundación fue de 4.8 [m].

Durante la última década, las investigaciones acerca de la influencia que tendrían las edificaciones durante la inundación de un tsunami han sido diversas. Autores como Gayer et al. (2010) recomiendan el uso de mapas de rugosidad equivalentes a los usos de suelo de una localidad, mientras que Muhari et al. (2011) aconsejan utilizar una rugosidad equivalente al porcentaje de ocupación de las edificaciones de un poblado. Ambas investigaciones advierten que si se desconoce la altura de las edificaciones, el uso de grilla con distribución de rugosidades de alta resolución, resulta ser eficaz para modelar el comportamiento de la inundación en una zona poblada y edificada.

4.2.4 GRANDES TERREMOTOS Y TSUNAMIS A NIVEL MUNDIAL

Durante las últimas décadas la ocurrencia de terremotos y tsunamis ha despertado el interés mundial por investigar este tipo de fenómenos. El objetivo de estudiar este tipo de catástrofes es ayudar a la población a enfrentar y comprender los diversos desastres naturales ligados a terremotos y tsunamis, con sus distintas fuentes de generación.

Luego de las catástrofes que se han desarrollado en Indonesia en 2004, Chile en 2010 y Japón en 2011, ha aumentado la implementación de sistemas de alarmas, marcos regulatorios, normas sísmicas, redes sismológicas, cartas de inundación de tsunamis y nuevas tecnologías para la investigación del fenómeno (Rabinovich, et al., 2015).

En la Tabla 1, se presenta una compilación de los terremotos que tuvieron una magnitud superior a los 8.5 alrededor del mundo.

Tabla 1: Terremotos más grandes de la historia.

Fecha (dd/mm/aa)	Lugar	Magnitud Ms-Mw
22-05-1960	Valdivia, Chile	9.5
28-03-1964	Alaska, Estados Unidos	9.2
26-12-2004	Sumatra, Indonesia	9.1
11-03-2011	Honshu, Japón	9
04-11-1952	Kamchatka, Rusia	9
13-08-1868	Arica, Chile	9
26-01-1700	Cascadia, Estados Unidos	9
27-02-2010	Biobío, Chile	8.8
31-01-1906	Esmeralda, Ecuador	8.8
04-02-1965	Islas Rat, Alaska	8.7
01-11-1755	Lisboa, Portugal	8.7
08-07-1730	Valparaíso, Chile	8.7
11-04-2012	Norte de Sumatra, Indonesia	8.6
28-03-2005	Norte de Sumatra, Indonesia	8.6
09-03-1957	Islas Andreanof , Alaska	8.6
15-08-1950	Assam, Tíbet	8.6
12-09-2007	Sur de Sumatra, Indonesia	8.5
13-10-1963	Islas Kuriles, Rusia	8.5
01-02-1938	Banda Sea, Indonesia	8.5
03-02-1923	Kamchatka, Rusia	8.5
11-11-1922	Norte de Chile	8.5

Fuente: (USGS, 2013).

En el Anexo 13, se desarrolla una breve revisión de los tres terremotos que alcanzaron las magnitudes más importantes a lo largo de la historia.

4.2.5 TERREMOTOS Y TSUNAMIS EN CHILE CENTRAL

Los registros históricos de la zona de Chile central demuestran que la secuencia sísmica comienza en 1575, seguido por los eventos de 1647, 1730, 1822, 1906 y 1985 (Carvajal, 2015).

Debido al registro histórico y la aparente regularidad temporal entre un evento y otro, es que diversos autores proponen un periodo de recurrencia cercano a 83 ± 9 años. Sin embargo, estudios realizados durante los últimos años indican que a pesar de la aparente regularidad temporal, los eventos no coinciden en las dimensiones y localización de las zonas de ruptura (Comte, 1986; Madariaga, 1998).

Dentro de la serie histórica de los terremotos que se han desencadenado en Chile central, destaca por su magnitud el ocurrido en 1730. A pesar de que no se tiene claridad sobre la

extensión de la zona total de ruptura, se estima que varía entre 450 [km] (Lomnitz, 1971) y 550 [km] (Comte, 1986). No cabe duda que este evento rompió la zona de contacto entre las placas desde 30° S hasta 36.6° S (Cisternas, et al., 2011).

4.2.5.1 REGISTROS HISTÓRICOS DEL TERREMOTO DE 1730

El 8 de Julio de 1730 se desencadenó un terremoto de gran magnitud que afectó a toda la zona de Chile central. Se estima que el área de ruptura se extendió desde la ciudad de La Serena (30° S) hasta Chillán (36.6° S) (Cisternas, et al., 2011), afectando especialmente a Valparaíso y Concepción (Udías, et al., 2012). La magnitud alcanzada por este terremoto se estima entre M 8.5- 9.0 (Lomnitz, 2004), siendo Carvajal (2015) quien sostiene que la magnitud del terremoto fue de Mw 9.0, y cuyo epicentro se situó frente a las costas de Valparaíso (Udías, et al., 2012). Este movimiento generó un tsunami de grandes proporciones que produjo severos daños en todo el borde costero del país y que posteriormente afectó a países como Japón (Soloviev & Go, 1984).

Los efectos del terremoto se extendieron por 1000 [km] desde Copiapó hasta Concepción (Udías, et al., 2012). Algunas de las localidades afectadas fueron: Copiapó, La Serena, Coquimbo, Quillota, Valparaíso, Santiago, Malloa, Alcántara, Illapel, Petorca, Tiltil, Curicó, Santa Rosa, Chillán, Concepción e inclusive a la ciudad de Mendoza (Argentina) que está ubicada a 260 [km] al oeste de Valparaíso (Ballore, 1916; Udías, et al., 2012).

Montessus de Ballore (1916), describe que los efectos del posterior tsunami se extendieron desde Coquimbo hasta Valdivia. En la ciudad de Concepción las primeras olas llegaron cuatro horas después de sentirse en Valparaíso. A pesar del potencial destructivo del tsunami que se generó, se registraron bajos índices de víctimas fatales, ya que las personas se refugiaron en sectores de mayor altura (Greve, 1964).

En el contexto histórico de Valparaíso, el evento de 1730 es considerado como el mayor terremoto desde el asentamiento de los españoles en 1541 (Udías, et al., 2012). En el momento que ocurrió el terremoto, Valparaíso era una ciudad pequeña (Figura 5) que se situaba sobre suelos blandos (Lomnitz, 2004).



Figura 5: Plano de Valparaíso levantado en 1803.

Fuente: (Carvajal, 2015)

A pesar de la escasa población que habitaba en Valparaíso, se dispone de relatos acerca del terremoto. Allí se indica que casas que se encontraban en las laderas fueron destruidas. De igual manera sucedió con relatos escritos por algunas congregaciones cuyos conventos se ubicaban en Valparaíso, señalando los severos daños que sufrió la ciudad. Posterior al evento telúrico, los registros indican que la parte baja de la ciudad fue arrasada por el tsunami (Lomnitz, 1971). Distintas fuentes mencionan que el tsunami inundó gran parte del sector bajo del Almendral (Carvajal, 2015), destruyendo edificaciones y almacenes que se encontraban en la zona (Soloviev & Go, 1984).

Carvajal (2015) reveló mediante una investigación de registros históricos que la inundación en el sector de los Mercedarios y la colina de La Matriz alcanzó aproximadamente 9 [msnm], mientras que en Agustinos y la playa registraron una profundidad de inundación aproximada de 11 y 8 [msnm], respectivamente.

En referencia a Viña del Mar, donde se centra el estudio, no se registran reportes debido a que la ciudad fue fundada el 29 de diciembre de 1874 (Biblioteca Nacional de Chile, 2017).

4.3 MODELACIÓN NUMÉRICA DE TSUNAMIS

El creciente desarrollo tecnológico durante las últimas décadas ha permitido la generación de herramientas capaces de representar fenómenos físicos. Posterior al tsunami ocurrido en Sumatra (2004), diversos países aportaron importantes fondos para la investigación de este fenómeno, permitiendo la instalación de cientos de nuevos instrumentos de alta precisión, el desarrollo de nuevas tecnologías y el establecimiento de sistemas de comunicación más modernos (Rabinovich, et al., 2015).

Las técnicas que se utilizan para resolver las ecuaciones que gobiernan el fenómeno difieren dependiendo del esquema de resolución numérica. Los modelos que utilizan el método de elementos finitos permiten resolver ecuaciones geométricas complejas e irregulares, con un grado de resolución variable, sin embargo requieren de poderosos recursos computacionales (Cardesa, 2014; Carvajal, 2015; Zambra, 2014).

Los modelos que utilizan el método de diferencias finitas permiten resolver ecuaciones diferenciales sobre una superficie discretizada. Esta técnica se caracteriza por la simplicidad teórica y el uso de mallas estructuradas, lo que se traduce en una menor capacidad para representar la compleja topo-batimetría, pero reduce los requerimientos computacionales (Cardesa, 2014; Carvajal, 2015; Zambra, 2014).

Por otra parte, existen modelos que utilizan el método de los volúmenes finitos, en el cual se utilizan volúmenes de control en cada celda numérica. La principal ventaja de esta técnica es que la discretización espacial se lleva a cabo directamente en el espacio físico del problema. A diferencia de los dos métodos anteriores, los volúmenes infinitos permiten el uso de mallas flexibles, sin embargo, y aunque es menos común las diferencias finitas también permiten el uso de este tipo de mallas (Cardesa, 2014; Carvajal, 2015; Zambra, 2014).

El presente estudio adopta el método de diferencias finitas como medio para la resolución de las ecuaciones de aguas someras. A continuación se describen las ecuaciones y funcionamiento general del modelo (Wang, 2009).

4.3.1 COMCOT

COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami model), es un modelo desarrollado por investigadores de la Universidad de Cornell en New York (EE.UU). Este adopta el método de diferencias finitas (leap-frog scheme) para resolver las ecuaciones de aguas someras (Shallow Water Equations), tanto en coordenadas esféricas, como en coordenadas cartesianas. Las ecuaciones que utiliza este código están implementadas tanto en su versión lineal, válida en aguas profundas, como no lineal, usada cuando un tsunami se acerca a zonas de aguas poco profundas (Wang, 2009).

Este modelo posee la capacidad de simular todo el desarrollo de un tsunami, desde su generación, a la inundación costera. Además utiliza un sistema de grillas anidadas de forma dinámica de hasta 12 niveles, lo que permite modelar el fenómeno a diferentes escalas y resoluciones (Wang, 2009).

A continuación se describen las ecuaciones que utiliza el modelo en coordenadas esféricas.

4.3.1.1 ECUACIONES DE GOBIERNO

Las ecuaciones lineales de aguas someras, en coordenadas esféricas que implementa el modelo COMCOT en su versión 1.7 son (Wang, 2009):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right\} = - \frac{\partial h}{\partial t}$$

Ecuación 1: Conservación de masa, en su versión lineal.

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0$$

Ecuación 2: Conservación de momentum componente P, en su versión lineal.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP = 0$$

Ecuación 3: Conservación de momentum componente Q, en su versión lineal.

La Ecuación 1 representa la conservación de masa, mientras que la Ecuación 2 y Ecuación 3 describen la conservación de momentum en las componentes ortogonales P y Q (Wang, 2009), donde:

$\eta(\varphi, \psi, t)$: elevación de la superficie del agua.

$P, Q(\varphi, \psi, t)$: flujo de volumen en dirección φ e ψ .

(φ, ψ) : latitud y longitud de la Tierra.

R : radio de la Tierra.

g : aceleración de la gravedad.

h : profundidad del agua.

$\frac{\partial h}{\partial t}$: tasa de movimiento del fondo marino, usado para modelar tsunamis producidos por remoción en masa.

$f = \Omega \sin \varphi$: coeficiente de Coriolis

Ω : velocidad de rotación de la Tierra.

Una vez que un tsunami se acerca a una zona costera las ecuaciones lineales dejan de ser válidas. Esto implica que cuando un tsunami se propaga en aguas poco profundas, comienza a sufrir cambios en su longitud de onda y amplitud. Por lo tanto, la fuerza de inercia convectiva no lineal y los términos asociados a la fricción de fondo son cada vez más relevantes, mientras que la fuerza de Coriolis y los términos de la dispersión de frecuencia tienden a ser menos significativos. Finalmente las ecuaciones no lineales de aguas someras que incluyen los efectos de la fricción de fondo son adecuadas para describir el movimiento del flujo en zonas costeras (Wang, 2009).

Las ecuaciones no lineales de aguas someras en coordenadas esféricas, que implementa COMCOT en su versión 1.7 son descritas a continuación (Wang, 2009):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right\} = - \frac{\partial h}{\partial t}$$

Ecuación 4: Conservación de masa, en su versión no lineal.

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left\{ \frac{P^2}{H} \right\} + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{gH}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ + F_x = 0$$

Ecuación 5: Conservación de momentum componente P, en su versión no lineal.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{Q^2}{H} \right\} + \frac{gH}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} - fP + F_y = 0$$

Ecuación 6: Conservación de momentum componente Q, en su versión no lineal.

Donde:

$H(\varphi, \psi, t)$: profundidad total del agua, es decir, $H = \eta + h$.

$F_x, F_y(\varphi, \psi, t)$: fricción de fondo en ambos ejes coordenados.

Los términos de la fricción de fondo se evalúan a través de la formulación de Manning (Ecuación 7 y Ecuación 8) (Wang, 2009):

$$F_x = \frac{gn^2}{H^3} P(P^2 + Q^2)^{1/2}$$

Ecuación 7: Fricción de fondo en la componente P.

$$F_y = \frac{gn^2}{H^3} Q(P^2 + Q^2)^{1/2}$$

Ecuación 8: Fricción de fondo en la componente Q.

Donde:

n : es el coeficiente de rugosidad de Manning.

P, Q : flujo de volumen en dirección φ e ψ .

Cabe destacar que estos términos permiten utilizar superficies con rugosidad constante y variable (Wang, 2009).

4.3.1.2 MÉTODO NUMÉRICO

COMCOT adopta el método de diferencias finitas explícitas mediante un esquema numérico denominado "leap-frog scheme", para resolver las ecuaciones de gobierno. La evaluación de la elevación de la superficie (η) y el volumen de flujo en sus componentes P y Q , se escalonan en el tiempo y el espacio. El esquema "leap-frog" de diferencias finitas para las ecuaciones de aguas someras lineales en coordenadas esféricas se describe a continuación:

$$\frac{\eta_{i,j}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n-1/2}}{\Delta t} + \left\{ \frac{1}{R \cos \varphi} \right\}_{i,j} \frac{P_{i+1/2,j}^n - P_{i-1/2,j}^n}{\Delta \psi} + \left\{ \frac{1}{R \cos \varphi} \right\}_{i,j} \frac{(\cos \varphi_{i,j+1/2}) Q_{i,j+1/2}^n - (\cos \varphi_{i,j-1/2}) Q_{i,j-1/2}^n}{\Delta \varphi} = - \frac{h_{i,j}^{n+1/2} - h_{i,j}^{n-1/2}}{\Delta t}$$

Ecuación 9: Conservación de masa lineal, expresada en su forma explícita.

$$\frac{P_{i+1/2,j}^{n+1} - P_{i+1/2,j}^n}{\Delta t} + \left\{ \frac{gh}{R \cos \varphi} \right\}_{i+1/2,j} \frac{\eta_{i+1,j}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta \psi} - f Q_{i+1/2,j}^n = 0$$

Ecuación 10: Conservación de momentum componente P lineal, expresada en su forma explícita.

$$\frac{Q_{i,j+1/2}^{n+1} - Q_{i,j+1/2}^n}{\Delta t} + \left\{ \frac{gh}{R} \right\}_{i,j+1/2} \frac{\eta_{i,j+1}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta \varphi} + f P_{i,j+1/2}^n = 0$$

Ecuación 11: Conservación de momentum componente Q lineal, expresada en su forma explícita.

Donde:

$\eta(\varphi, \psi, t)$: elevación de la superficie del agua.

$P, Q(\varphi, \psi, t)$: flujo de volumen en dirección φ e ψ .

(φ, ψ) : denota la latitud y longitud de la Tierra.

R : radio de la Tierra.

g : aceleración de la gravedad.

h : profundidad del agua.

$f = \Omega \sin \varphi$: coeficiente de Coriolis

Ω : velocidad de rotación de la Tierra.

En la Figura 6, es posible apreciar el esquema leap-frog de diferencias finitas que emplea el modelo COMCOT para resolver las ecuaciones de gobierno.

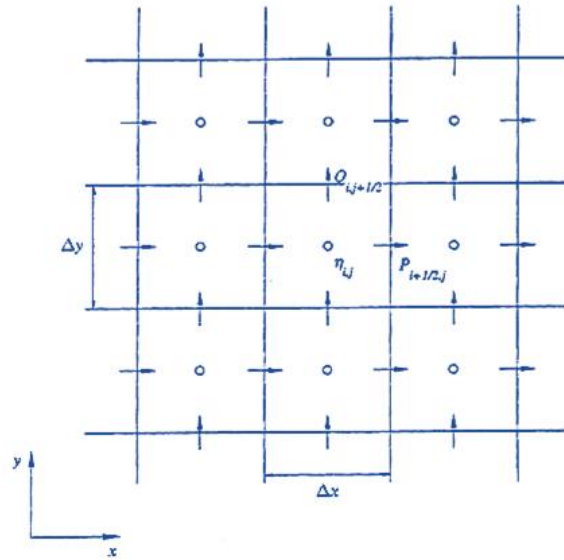


Figura 6: Esquema de diferencias finitas "leap-frog".

Fuente: Adaptado de Wang (2009).

La Figura 6 presenta un sistema de grilla, donde el desplazamiento de la superficie libre (η) se evalúa en el centro de la celda, mientras que las componentes del volumen de flujo (P y Q) se obtienen en el centro de los cuatro ejes de la misma celda, es decir $P_{i-1/2, j}$, $P_{i+1/2, j}$, $Q_{i, j-1/2}$ y $Q_{i, j+1/2}$.

A partir de la ecuación de conservación de masa, el esquema leap-frog de diferencias finitas calcula la elevación de la superficie libre (η) en el punto de grilla (i, j) -ésimo y en el $(n + 1/2)$ -ésimo paso del tiempo o "time-step". Estos cálculos son totalmente explícitos y requieren información sobre las componentes del volumen de flujo (P y Q) y el desplazamiento de la superficie libre del paso del tiempo o "time-step" anterior. Las componentes del volumen de flujo no son evaluadas en el mismo lugar que el desplazamiento de la superficie libre. Las ecuaciones de momentum, son utilizadas para calcular las componentes del volumen de flujo $P_{i+1/2, j}$ y $Q_{i, j+1/2}$. Cabe destacar que tanto la elevación de la superficie y las componentes del volumen de flujo, se escalonan en el tiempo.

Las ecuaciones no lineales de aguas someras son discretizadas mediante el uso del mismo esquema leap-frog de diferencias finitas que se emplea para las ecuaciones lineales de aguas someras. Los términos no lineales de convección se discretizan con un esquema upwind.

La elevación de la superficie libre se evalúa en niveles de tiempo $t = (n - 1/2)\Delta t$ y $t = (n + 1/2)\Delta t$, sin embargo, las componentes del volumen de flujo son calculadas en el tiempo $t = n\Delta t$ y $t = (n + 1)\Delta t$, donde n es un número natural.

El esquema “leap-frog” de diferencias finitas para las ecuaciones de aguas someras no lineales en coordenadas esféricas se describe a continuación:

$$\eta_{i,j}^{n+1/2} = \eta_{i,j}^{n-1/2} - \frac{1}{R \cos \varphi_{i,j}} \frac{\Delta t}{\Delta \psi} (P_{i+1/2,j}^n - P_{i-1/2,j}^n) - \frac{1}{R} \frac{\Delta t}{\Delta \varphi} (Q_{i,j+1/2}^n - Q_{i,j-1/2}^n)$$

Ecuación 12: Conservación de masa no lineal, expresada en su forma explícita.

$$P_{i+1/2,j}^{n+1} = f_x \left\{ (1 - v_x \Delta t) P_{i+1/2,j}^n - \left\{ \frac{gH}{R \cos \varphi} \right\}_{i+1/2,j}^{n+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta \psi} (\eta_{i+1,j}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n+1/2}) \right\} \\ - \frac{f_x}{R \cos \varphi_{i,j}} \frac{\Delta t}{\Delta \psi} \left\{ \lambda_{11} \frac{(P_{i+3/2,j}^n)^2}{H_{i+3/2,j}^n} + \lambda_{12} \frac{(P_{i+1/2,j}^n)^2}{H_{i+1/2,j}^n} + \lambda_{13} \frac{(P_{i-1/2,j}^n)^2}{H_{i-1/2,j}^n} \right\} \\ - \frac{f_x \Delta t}{R \Delta \varphi} \left\{ \lambda_{21} \frac{(PQ)_{i+1/2,j+1}^n}{H_{i+1/2,j+1}^n} + \lambda_{22} \frac{(PQ)_{i+1/2,j}^n}{H_{i+1/2,j}^n} + \lambda_{13} \frac{(PQ)_{i+1/2,j-1}^n}{H_{i+1/2,j-1}^n} \right\}$$

Ecuación 13: Conservación de momentum componente P no lineal, expresada en su forma explícita.

$$Q_{i,j+1/2}^{n+1} = f_y \left\{ (1 - v_y \Delta t) Q_{i,j+1/2}^n - \frac{gH_{i,j+1/2}^{n+1/2}}{R} \frac{\Delta t}{\Delta \psi} (\eta_{i,j+1}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n+1/2}) \right\} \\ - \frac{f_y \Delta t}{R \Delta \varphi} \left\{ \lambda_{31} \frac{(PQ)_{i+1,j+1/2}^n}{H_{i+1,j+1/2}^n} + \lambda_{32} \frac{(PQ)_{i,j+1/2}^n}{H_{i,j+1/2}^n} + \lambda_{33} \frac{(PQ)_{i-1,j+1/2}^n}{H_{i-1,j+1/2}^n} \right\} \\ \frac{f_y}{R \cos \varphi_{i,j+1/2}} \frac{\Delta t}{\Delta \psi} \left\{ \lambda_{41} \frac{(Q_{i,j+3/2}^n)^2}{H_{i,j+3/2}^n} + \lambda_{42} \frac{(Q_{i,j+1/2}^n)^2}{H_{i,j+1/2}^n} + \lambda_{43} \frac{(Q_{i,j-1/2}^n)^2}{H_{i,j-1/2}^n} \right\}$$

Ecuación 14: Conservación de momentum componente Q no lineal, expresada en su forma explícita.

Por otra parte, los términos de la fricción de fondo son discretizados como:

$$F_x = v_x (P_{i+1/2,j}^{n+1} + P_{i+1/2,j}^n)$$

Ecuación 15: Fricción de fondo discretizado en la componente P.

$$F_y = v_y (Q_{i,j+1/2}^{n+1} + Q_{i,j+1/2}^n)$$

Ecuación 16: Fricción de fondo discretizado en la componente Q.

Donde v_x y v_y para la evaluación de la fórmula de Manning se describen como:

$$v_x = \frac{1}{2} \frac{gn^2}{(H_{i+1/2,j}^n)^{7/3}} \left[(P_{i+1/2,j}^n)^2 + (Q_{i+1/2,j}^n)^2 \right]^{1/2}$$

Ecuación 17: Término v_x para la evaluación de la formulación de Manning.

$$v_y = \frac{1}{2} \frac{gn^2}{(H_{i,j+1/2}^n)^{7/3}} \left[(P_{i,j+1/2}^n)^2 + (Q_{i,j+1/2}^n)^2 \right]^{1/2}$$

Ecuación 18: Término v_y para la evaluación de la formulación de Manning.

Mientras que el coeficiente, λ , se determina a partir de:

$$\begin{cases} \lambda_{11} = 0, & \lambda_{12} = 1, & \lambda_{13} = -1, & \text{si } P_{i+1/2,j}^n \geq 0 \\ \lambda_{11} = 1, & \lambda_{12} = -1, & \lambda_{13} = 0, & \text{si } P_{i+1/2,j}^n < 0 \end{cases}$$

$$\begin{cases} \lambda_{21} = 0, & \lambda_{22} = 1, & \lambda_{23} = -1, & \text{si } Q_{i+1/2,j}^n \geq 0 \\ \lambda_{21} = 1, & \lambda_{22} = -1, & \lambda_{23} = 0, & \text{si } Q_{i+1/2,j}^n < 0 \end{cases}$$

$$\begin{cases} \lambda_{31} = 0, & \lambda_{32} = 1, & \lambda_{33} = -1, & \text{si } P_{i,j+1/2}^n \geq 0 \\ \lambda_{31} = 1, & \lambda_{32} = -1, & \lambda_{33} = 0, & \text{si } P_{i,j+1/2}^n < 0 \end{cases}$$

$$\begin{cases} \lambda_{41} = 0, & \lambda_{42} = 1, & \lambda_{43} = -1, & \text{si } Q_{i,j+1/2}^n \geq 0 \\ \lambda_{41} = 1, & \lambda_{42} = -1, & \lambda_{43} = 0, & \text{si } Q_{i,j+1/2}^n < 0 \end{cases}$$

Además,

$$f_x = \frac{1}{1 + v_x \Delta t}$$

$$f_y = \frac{1}{1 + v_y \Delta t}$$

Cabe destacar que el esquema “leap-frog” de diferencias finitas para las ecuaciones de aguas someras no lineales en coordenadas cartesianas se encuentran descritas en el manual de COMCOT V1.7, y se ha omitido su presentación ya que no son utilizadas en el desarrollo de este trabajo.

4.3.2 MODELO DE GENERACIÓN DE TSUNAMI

Una de las principales ventajas que posee COMCOT en su versión 1.7, es la implementación de distintos mecanismos de generación de la onda inicial, como: el modelo de falla que utiliza las formulaciones de Okada (1985), modelo de generación de una onda incidente por alguna de las fronteras del dominio, el ingreso de una onda inicial previamente estimada y la generación por remoción en masa (Wang, 2009).

4.3.2.1 CONDICIÓN INICIAL

Para calcular la condición inicial de la superficie libre del mar a partir de las características geofísicas de un terremoto, se requieren formulaciones matemáticas que consideren una solución analítica para la deformación del lecho marino (Zambra, 2014).

El modelo COMCOT en su versión 1.7, establece que si la duración del movimiento en el fondo marino es mucho menor que el periodo de la onda de tsunami generado, entonces el movimiento se puede suponer instantáneo. De esta manera la superficie libre del mar se supone que sigue exactamente la misma forma que la elevación del fondo marino (Figura 7) (Wang, 2009).

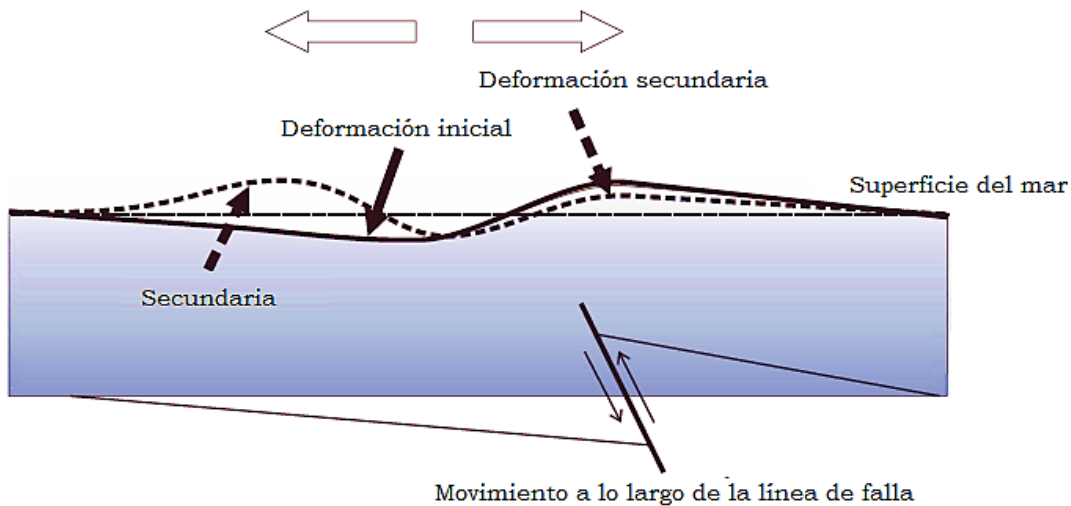


Figura 7: Deformación inicial del fondo marino.

Fuente: Adaptado de Davidson-Arnott (2010).

Kajiura (1963), comprobó que la deformación en el fondo marino se relaciona con los cambios en la superficie libre del mar a través de un factor F (Ecuación 19).

$$F = \frac{1}{\cosh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)}$$

Ecuación 19: Factor que relaciona los cambios del fondo marino con la superficie libre del agua.

Donde:

L : corresponde a la longitud de onda de deformación del fondo marino.

d : profundidad del agua.

Cuando la longitud de onda de deformación del fondo marino es mucho mayor que la profundidad ($L \gg 2\pi d$), F tiende a ser 1. Esto implica que el desplazamiento de la superficie libre del agua es igual al desplazamiento del fondo marino, lo cual sucede con la mayoría de los terremotos con potencial tsunamigénico, siendo de esta manera la componente

vertical del desplazamiento del fondo marino el único mecanismo de generación del tsunami (Kajiura, 1963).

4.3.2.2 FORMULACIÓN DE OKADA

El modelo de ruptura de Okada (1985) se utiliza para simular las deformaciones que sufre un área por acción de un terremoto, el cuál puede ser utilizado como fuente generadora de un tsunami. Para ello supone que la superficie del agua imita la deformación del fondo marino (Okada, 1985; Wang, 2009).

El desplazamiento del fondo marino causado por un terremoto, se calcula a través de la teoría finita del plano de falla elástica propuesta originalmente por Mansinha y Smylie (1971) y luego mejorada por Okada en 1985 (Wang, 2009).

La dislocación que ocurre en el plano de falla deforma la superficie del medio semi-infinito, que se considera como el desplazamiento del fondo marino durante el terremoto. Los parámetros que se requieren para la generación de la condición inicial se presentan en la Figura 8 (Wang, 2009).

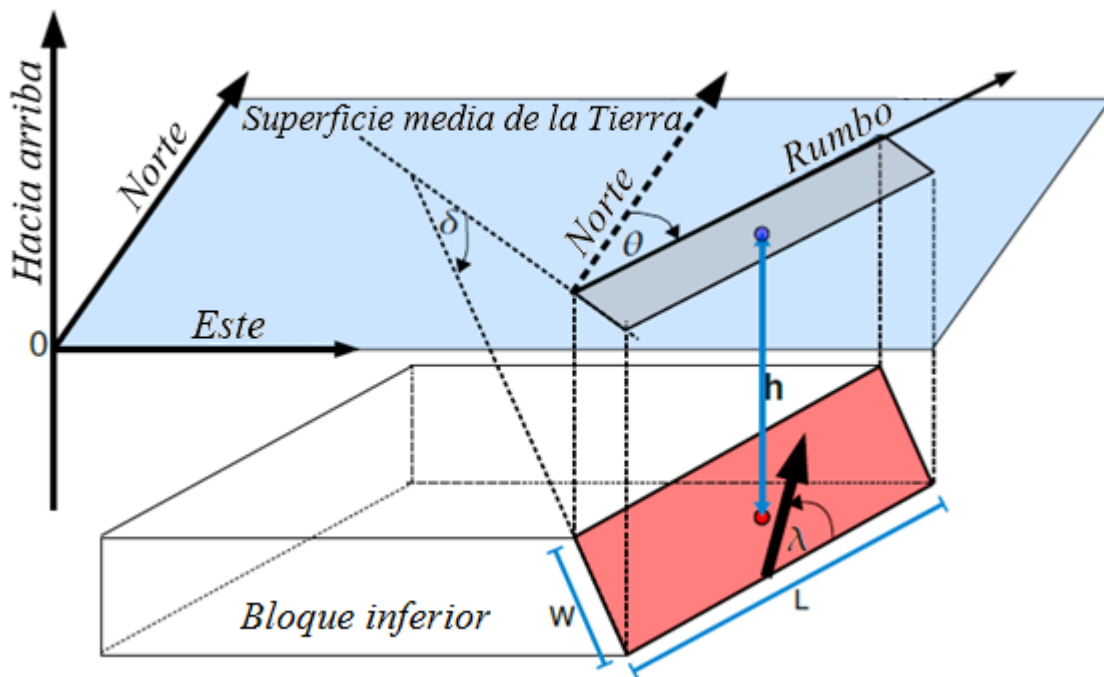


Figura 8: Esquema del plano de falla, Okada (1985).

Fuente: Adaptado de Wang (2009).

Para calcular la deformación son necesarios los siguientes parámetros de falla:

Tabla 2: Parámetros de entrada del modelo de Okada (1985)

Parámetros	Unidad	Descripción
Latitud	[°]	Latitud del centro geométrico de la ruptura
Longitud	[°]	Longitud del centro geométrico de la ruptura
Profundidad focal (h)	[m]	Profundidad del centro de la ruptura
Largo de la ruptura (L)	[m]	Longitud del plano de ruptura
Ancho de la ruptura (W)	[m]	Ancho del plano de ruptura
Dislocación	[m]	Deslizamiento co-sísmico relativo entre las placas
Manteo (δ)	[°]	Ángulo de inclinación del plano de la ruptura, respecto de la horizontal
Rumbo (θ)	[°]	Dirección del eje mayor del plano de ruptura con respecto a la dirección Norte
Ángulo de deslizamiento (λ)	[°]	Dirección de deslizamiento entre las placas con respecto al eje mayor del plano de ruptura

Fuente: (Wang, 2009).

4.3.3 IMPLEMENTACIÓN DEL COEFICIENTE DE RUGOSIDAD DE MANNING

El modelo COMCOT V1.7 posee la capacidad de utilizar grillas computacionales que contienen una distribución de rugosidades, a través de la evaluación de las componentes P y Q del volumen de flujo.

En la Ecuación 5 y Ecuación 6 de conservación de momentum, los términos F_x y F_y , representan la fricción de fondo, los cuales son evaluados a través de la formulación de Manning (Ecuación 7 y Ecuación 8).

A través del método numérico se discretiza la fricción de fondo en sus componentes P y Q (Ecuación 15: Fricción de fondo discretizado en la componente P. Ecuación 15 y Ecuación 16). Dentro de estas formulaciones se disponen las variables v_x y v_y para la evaluación de la fórmula de Manning.

Finalmente, la fricción de fondo es estimada a través de la formulación de Manning mediante las componentes del flujo P y Q , las cuales son evaluadas en el centro de los cuatro ejes de la celda como se ilustra en la Figura 6.

5. METODOLOGÍA

En el presente capítulo se describen las consideraciones realizadas para la determinación de la inundación por tsunami para la ciudad de Viña del Mar a través de modelaciones numéricas implementadas con el modelo COMCOT v1.7, así como las fuentes de información utilizadas para la generación de los dominios computacionales de modelación.

5.1 GENERALIDADES

5.1.1 INFORMACIÓN TOPOBATIMÉTRICA

La información batimétrica y topográfica de la zona de estudio a utilizar en la generación de los modelos numéricos proviene de tres fuentes distintas. Las bases de datos de GEBCO (*General Bathymetric Chart of the Oceans*), cartas náuticas del SHOA (Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada) y algunas topografías de detalle de diversas fuentes. Se consideran cuatro niveles de malla computacional anidadas que aumentan su resolución a medida que disminuye el dominio que abarcan.

Cabe destacar que la base de datos de GEBCO se encuentra referida al nivel medio del mar (NMM), mientras que los datos de batimetría provenientes de las cartas náuticas del SHOA adoptan el nivel de reducción de sonda (NRS). Para homogenizar los datos de ambas fuentes, se deben calcular ambos niveles de referencia, mediante un análisis armónico de la marea. Para ello se utilizaron datos extraídos de la Bahía de Quinteros, ya que durante el desarrollo de este trabajo no se logró acceder a datos de marea de la ciudad de Viña del Mar, ni de Valparaíso.

Dado lo anterior, se realiza la corrección del nivel de referencia de los datos batimétricos de las cartas náuticas, considerando que el NRS se ubica a 0.98 [m] bajo el NMM (Figura 9). Al sumar este valor a la información batimétrica, todo el dominio queda referido al NMM como referencia altimétrica.



Figura 9: Corrección del nivel medio del mar.

Además, se efectuaron correcciones de la base de datos de GEBCO, comparando los valores extraídos de las cartas náuticas, junto con Google Earth para obtener el dominio de modelación.

Para consolidar la información topobatimétrica de las tres fuentes, se efectuó un montaje y se procedió a utilizar la "Guía práctica: Curso elaboración CITSU del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada, eliminando los datos de GEBCO que estaban cubiertos por

las cartas náuticas y la topografía de detalle. Con ello se obtuvo un gran dominio de información topobatimétrica con mayor resolución en el área de interés.

5.1.2 GRILLAS DE MODELACIÓN

El modelo numérico se construye a partir de grillas rectangulares equiespaciadas, que pueden ser desarrolladas con diferentes resoluciones, con el fin de conocer el comportamiento del fenómeno en todas sus fases. El modelo COMCOT v1.7 utiliza un sistema de anidados que se acoplan de forma dinámica con hasta 12 niveles de grilla (Wang, 2009).

Para la construcción de los niveles de grilla se debe tener en cuenta la restricción que establece el modelo numérico, donde la relación entre la resolución de las grillas anidadas, debe ser un número entero mayor o igual que 1. Sin embargo, se sugiere que la razón entre los niveles de cuadrícula sea menor a 10, tal como se define en la Tabla 3 en la columna "Razón entre grillas" (Wang, 2009).

Respecto de la estabilidad numérica, la condición de Courant establece que debe ser menor a 1, sin embargo, COMCOT en su versión 1.7 posee la capacidad de ajustar automáticamente el paso del tiempo (time step) para satisfacer la condición de Courant, asegurando de esta manera la estabilidad numérica del modelo. La Ecuación 20, describe la restricción que incorpora el código (Wang, 2009):

$$\Delta t < \frac{0.5 \Delta x}{\sqrt{g h_{m\acute{a}x}}}$$

Ecuación 20: Condición de estabilidad numérica de Courant.

Donde:

Δt : paso del tiempo (time step).

Δx : resolución de la grilla.

$h_{m\acute{a}x}$: profundidad máxima del océano dentro del dominio de la grilla.

g : aceleración de gravedad.

En el archivo de control, se definen todos los parámetros necesarios para la simulación. Si el valor del paso del tiempo no cumple con los requerimientos de la condición de Courant, el código lo corrige automáticamente. No obstante las salidas del modelo son generadas con el intervalo de tiempo establecido en la configuración del archivo de control de COMCOT (Wang, 2009).

De esta manera, la construcción de los niveles de grilla presenta requerimientos básicos que son descritos en la Tabla 3.

Tabla 3: Parámetros de relación entre las grillas y la condición de estabilidad numérica.

Nivel de grilla	$\Delta x = \Delta y$	Razón entre grillas	Δt [s]	C_r	$C_r < 1$
1	104''	-	1.00	0.085	OK
2	10.4''	10	0.50	0.384	OK
3	1.3''	8	0.10	0.263	OK
4	0.325''	4	0.05	0.172	OK

Fuente: Elaboración propia.

El dominio de modelación que se emplea en este estudio se encuentra constituido por cuatro niveles de grillas anidadas. En la Tabla 4 se exponen las características de cada cuadrícula.

Tabla 4: Características del dominio de modelación.

Nivel de grilla	Resolución	Latitud [°S]	Longitud [°W]	Referencia
1	104''	26.5614 - 36.4992	70.6919 - 74.5919	GEBCO_2014 versión 20141103
2	10.4''	32.0033 - 33.9967	71.0000 - 72.9933	GEBCO_2014 versión 20141103
3	1.3''	32.6483 - 33.1106	71.4317 - 71.7494	Carta SHOA N° 4320
4	0.325''	32.9633 - 33.0500	71.5106 - 71.6550	Carta SHOA N° 5111

Fuente: Elaboración propia.

En la Figura 13, Figura 11, Figura 12 y Figura 13, se presenta el dominio de modelación y las grillas anidadas.

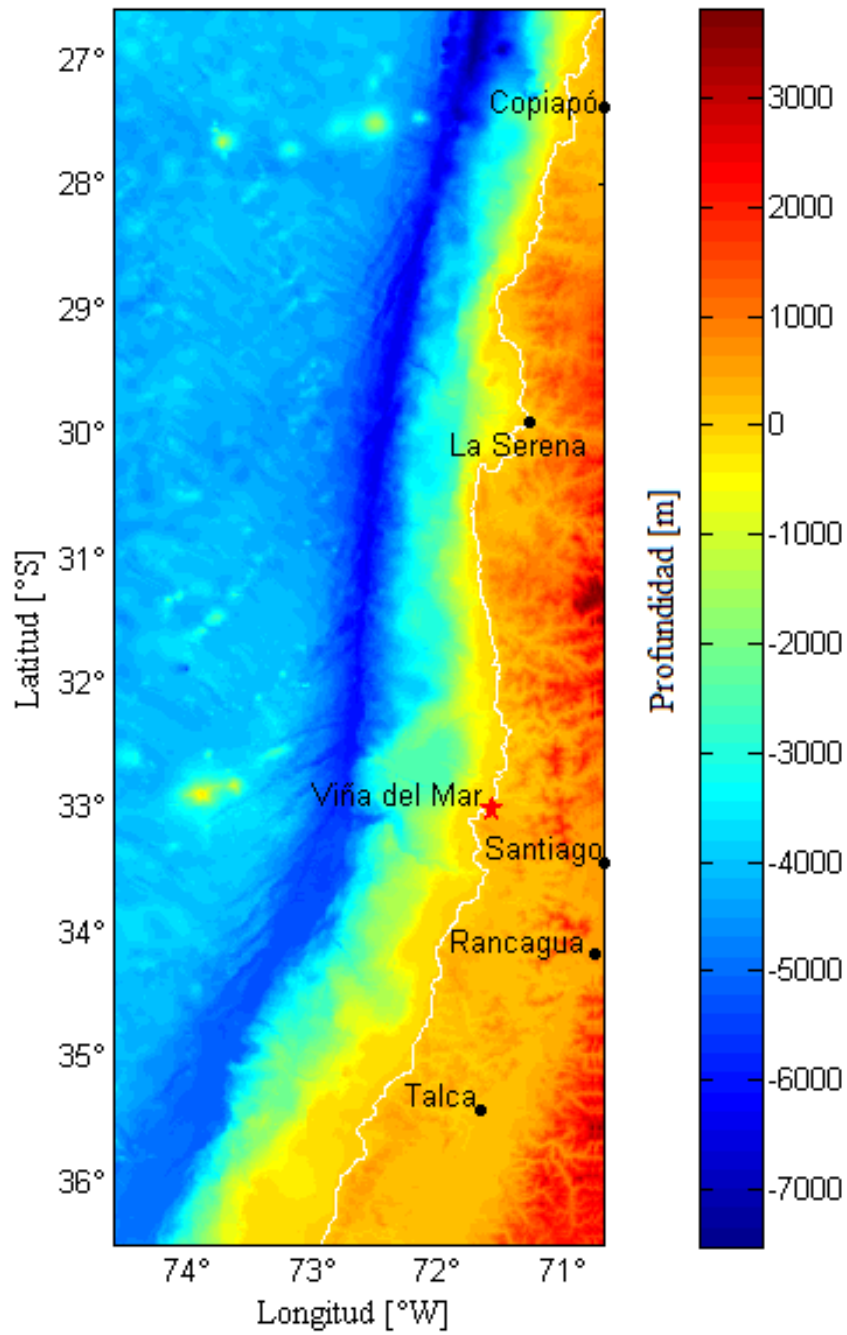


Figura 10: Grilla nivel 1.

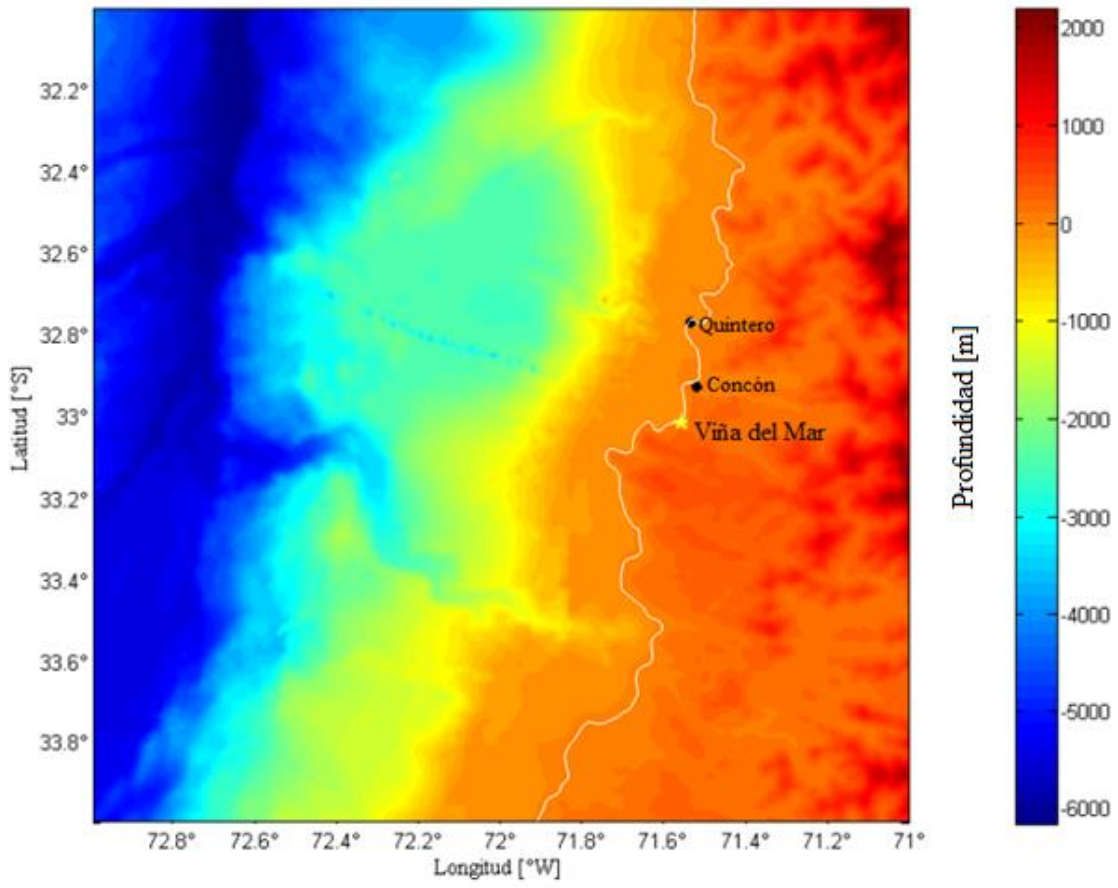


Figura 11: Grilla nivel 2.

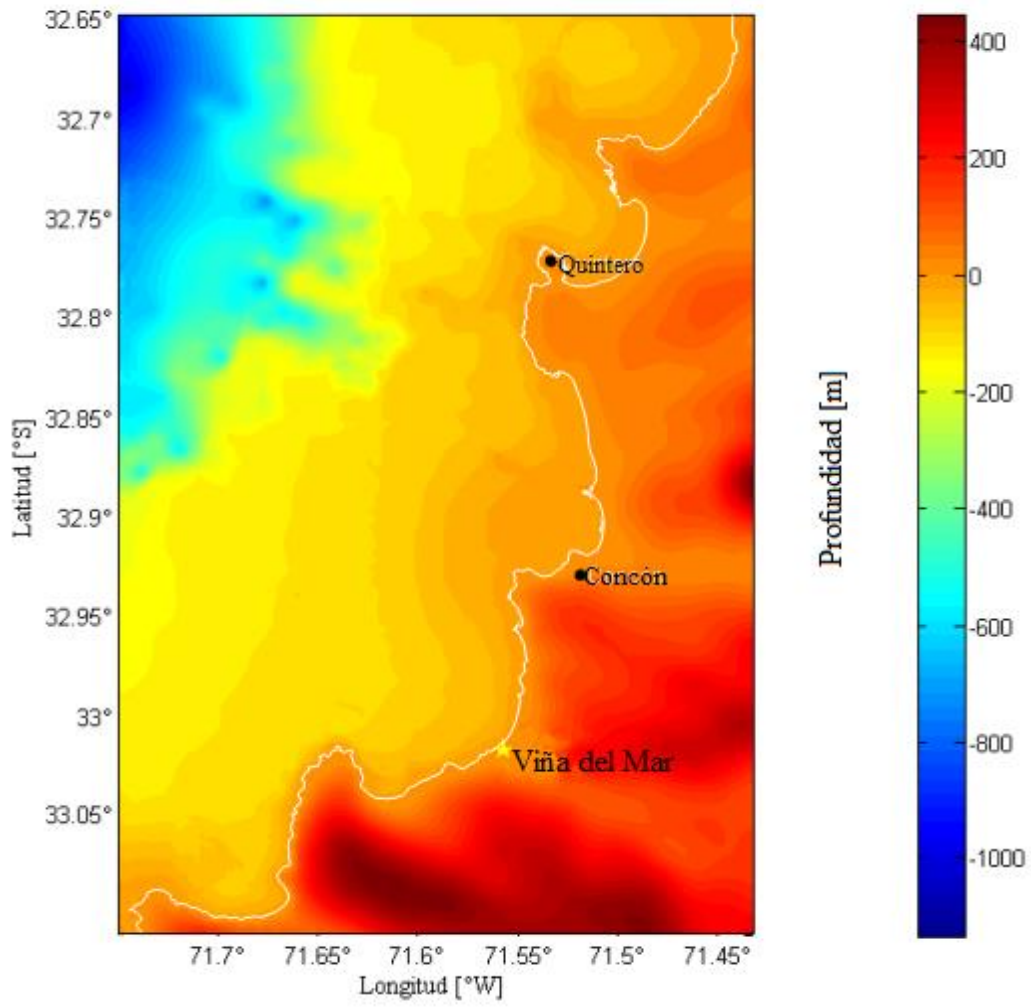


Figura 12: Grilla nivel 3.

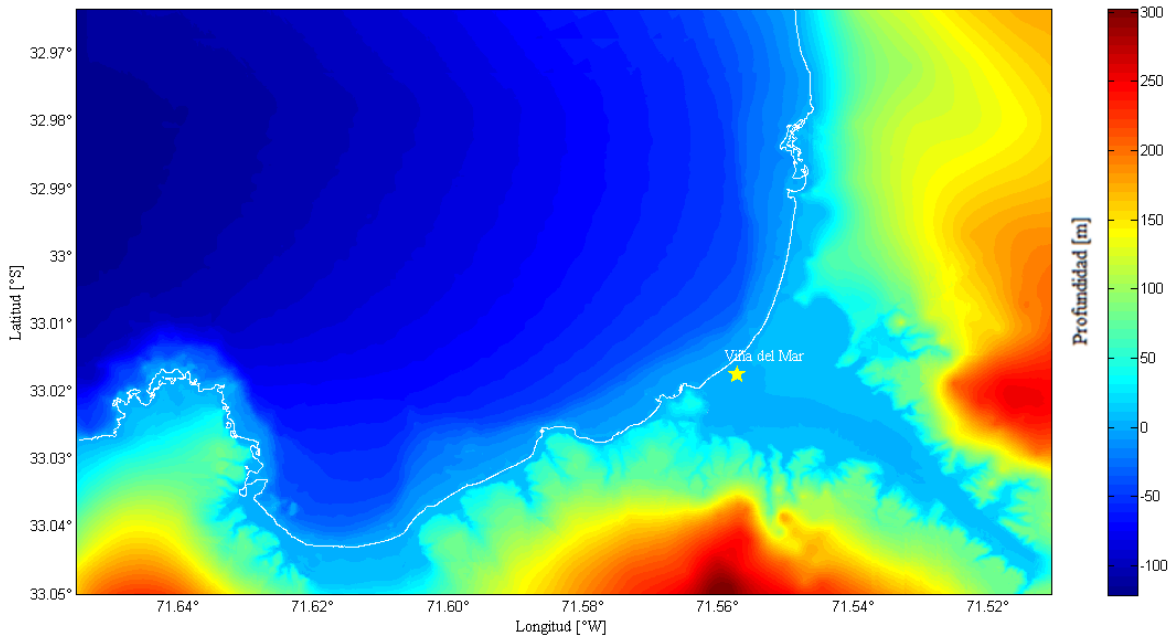


Figura 13: Grilla nivel 4.

5.1.3 TERREMOTO DE DISEÑO

Dado que el evento de 1730 ocurrió antes de la fundación de Viña del Mar, no se dispone de información específica de los niveles alcanzados por el tsunami.

El modelo se efectuó utilizando parámetros de la zona de ruptura obtenidos mediante las formulaciones de Papazachos et al. (2004) (Tabla 5).

Para establecer el modelo de ruptura caracterizado por Papazachos et al. (2004), se consideró la investigación realizada por Lomnitz (2004), el cual estimó que la magnitud del evento de 1730 varío entre M 8.5-9.0.

Tabla 5: Escenario de ruptura para terremoto de magnitud M 8.5 de acuerdo a la formulación propuesta por Papazachos et al. (2004).

Escenario	M	L [km]	W [km]	d [m]	h [km]	Rumbo [°]	Manteo [°]	Deslizamiento [°]
E0	8.5	305	101	4.6	27	10	18	90

Cabe destacar que para este escenario se utilizó un coeficiente de rugosidad de Manning constante de $n = 0.025 \text{ [m}^{-1/3}\text{s]}$.

El resultado obtenido se comparó con la Carta de Inundación por Tsunami (CITSU) de Viña del Mar.

5.2 SELECCIÓN DE ESCENARIOS

A continuación se establecen las características de los cuatro escenarios teóricos que considera este trabajo, de los cuales se desprenderá la estimación de la inundación en la ciudad de Viña del Mar para el evento de 1730.

5.2.1 CONDICIÓN INICIAL: MODELO DE RUPTURA

El escenario se construye sobre la base de un modelo de dislocación uniforme, donde los parámetros geométricos de la ruptura son caracterizados mediante las formulaciones de Papazachos et al. (2004).

Para establecer el escenario teórico de ruptura, se consideró que la magnitud con la que se desarrolló el evento de 1730 fue de M 9.0 (Carvajal, 2015; Madariaga, 1998)

Cabe destacar que el centroide de la ruptura fue ubicado frente a Valparaíso. Los ángulos de manto y rumbo que se utilizan son propuestos por Gica et al. (2008). Por otra parte, se considera un ángulo de deslizamiento conservador de 90° (Carvajal, 2015). La profundidad focal se establece en 27 [km], considerando que los terremotos más superficiales producen tsunamis de mayor envergadura (Carvajal, 2015).

En la Tabla 6 se presentan los parámetros que se requieren para estimar la dislocación que ocurre en el plano de falla mediante las formulaciones de Okada (1985).

Tabla 6: Características del plano de ruptura con magnitud M 9.0.

Escenario	M	L [km]	W [km]	d [m]	h [km]	Rumbo [°]	Manto [°]	Deslizamiento [°]
E1	9.0	575	145	9.5	27	10	18	90

Fuente: Elaboración propia.

Las características descritas en la Tabla 6, son empleadas en el escenario E1, que constituye el modelo base para el análisis comparativo.

Dado lo anterior, es importante mencionar que el plano de ruptura es similar al que consideró el SHOA (2012) para definir las cartas de inundación del evento de 1730, cuya alineación al eje de la fosa no se logra completamente (Quiroz, et al., 2014).

Al ingresar estos parámetros al archivo de control de COMCOT, se obtiene la deformación del fondo marino a partir del terremoto. De esta manera, si dicha deformación ocurre de manera instantánea, entonces el software considera que la superficie del océano asciende a una magnitud equivalente, generando la onda inicial del tsunami.

La Figura 14 ilustra la deformación del fondo marino producto de un terremoto con las características establecidas en la Tabla 6, donde la máxima deformación y subsidencia alcanzan valores de 4.30 [m] y 1.51 [m], respectivamente.

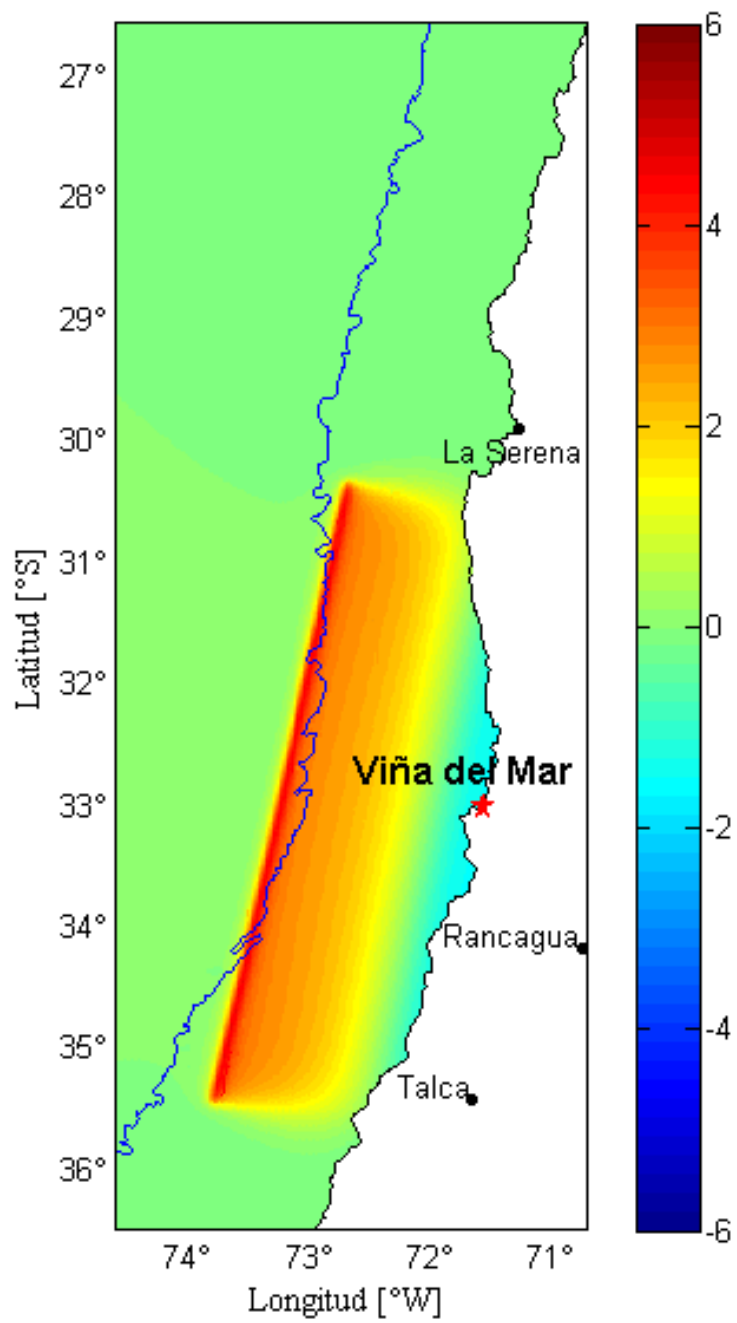


Figura 14: Deformación del fondo marino y fosa del Pacífico, esta última indicada con línea azul continua.

5.2.2 COEFICIENTE DE RUGOSIDAD DE MANNING

En este punto se realiza un análisis de los efectos que produce la distribución de rugosidad en el territorio, y que es determinante en el comportamiento de la inundación en la ciudad. Cabe destacar que cada uno de los escenarios propuestos se evalúa con las mismas condiciones del modelo de ruptura descrito.

5.2.2.1 ESCENARIO CON COEFICIENTE DE RUGOSIDAD DE MANNING CONSTANTE

Con el fin de conocer las variaciones que presenta la inundación al modificar las condiciones de rugosidad equivalente, se establece un escenario base que no considera variaciones espaciales. De esta manera, el escenario E1 se construye con un coeficiente de rugosidad de Manning constante de $n = 0.025 \text{ [m}^{-1/3}\text{s]}$. Dicha rugosidad es ampliamente utilizada en zonas acuáticas y en sectores donde se desconoce el uso de suelo o si se espera que gran parte de las edificaciones sean removidas por el tsunami en estudio (JICA/SATREPS, 2016).

Considerando el tipo de edificaciones de Viña del Mar (nuevas y antiguas), no se tiene certeza de los posibles derrumbes provocados por un terremoto y posterior tsunami, sin embargo, se puede suponer que gran parte de estas construcciones resistirán el impacto, por lo que no se generaría tanto derrumbe.

5.2.2.2 ESCENARIOS CON COEFICIENTE DE RUGOSIDAD DE MANNING CON VARIACIONES EN EL ESPACIO

Los escenarios están constituidos por una grilla con coeficientes de rugosidad de Manning equivalente " n ", que varían en el espacio. Para ello se considera la distribución de las edificaciones presentes en la ciudad de Viña del Mar.

En la Tabla 7 se presentan los coeficientes de rugosidad equivalentes empleados en cada uno de los escenarios.

Tabla 7: Coeficientes de rugosidad de Manning equivalente escenarios E1, E2, E3 y E4.

Escenarios	Cuerpos de agua [$m^{-(1/3)}s$]	Calles y avenidas [$m^{-(1/3)}s$]	Sitios vacíos (topografía general) [$m^{-(1/3)}s$]	Manzanas [$m^{-(1/3)}s$]	Fuentes
E1	0.025	0.025	0.025	0.025	JICA/SATREPS (2016)
E2	0.025	0.025	0.025	0.08	Kotani et al. (1998)
E3	0.025	0.025	0.025	0.172	Koshimura et al. (2009)
E4	0.025	0.025	0.025	1.3	Método de Cowan (Chow, 1959)

A modo de ejemplo, la Figura 15 ilustra la grilla con coeficiente de rugosidad de Manning equivalente con variaciones en el espacio para las características establecidas en el escenario E4, descrito en la Tabla 7.

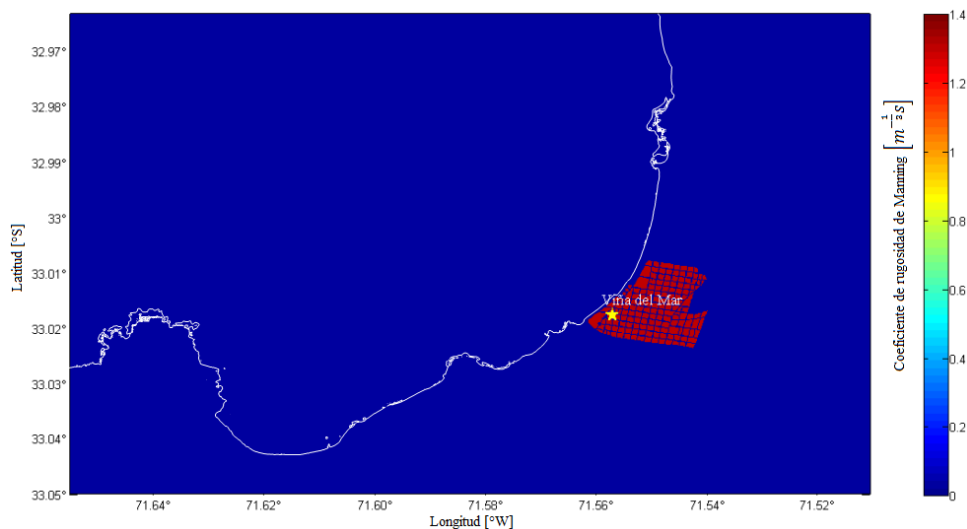


Figura 15: Grilla con distribución rugosidades de Manning equivalente.

En la Figura 16, se expone un acercamiento de la distribución de la rugosidad en el territorio de Viña del Mar para el escenario E4.

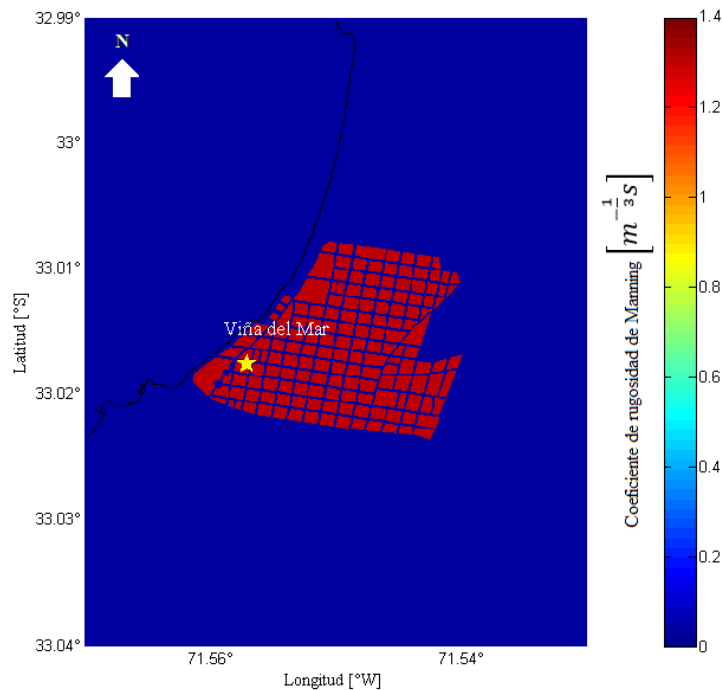


Figura 16: Acercamiento de la distribución de la rugosidad en el territorio.

De los resultados experimentales a pequeña escala obtenidos por Kotani et al. (1998), se establece que para zonas que se encuentran densamente pobladas, el coeficiente de rugosidad de Manning equivalente es de $n = 0.08 \text{ [m}^{-1/3}\text{s]}$, que es utilizado en sectores donde la tasa de ocupación por estructuras es de un 60 %. Siendo este el valor asignado para las edificaciones en el escenario E2.

Para el escenario E3, se establece un coeficiente de rugosidad de Manning equivalente de $n = 0.172 \text{ [m}^{-1/3}\text{s]}$, que fue determinado en el estudio teórico desarrollado por Koshimura et al. (2009), basado en Petryk y Bosmajian (1975). Dicho valor es utilizado en zonas donde la tasa de ocupación por estructuras es de un 60%.

El Plano Regulador de la comuna establece que para los usos de suelos donde se emplaza la zona urbana edificada de Viña del Mar la tasa de ocupación es de un 50%, es por esto que se considera que la ciudad se encuentra densamente poblada.

El escenario E4 se construye a partir de la teoría empleada en la hidráulica de canales, utilizando el método de Cowan (Chow, 1959). Para ello, se asume que la adición de los valores que determinan "n" es equivalente a 1, esto quiere decir que para un canal recto, uniforme, prismático y con rugosidad homogénea, la corrección por irregularidades, obstrucciones, vegetación, variación de forma y dimensión de la sección adquieren un valor unitario. Dicha cifra debe ser corregida por un factor que mide la frecuencia de meandros o curvas. De esta manera, se establece que el factor de corrección es el que posee mayor cantidad de curvas, adquiriendo un valor de 1.3. Finalmente, el valor de "n" que se utiliza para este escenario teórico es de $n = 1.3 \text{ [m}^{-1/3}\text{s]}$.

Es importante aclarar que se aumentó el valor de n para mostrar el impacto que tienen las estructuras en la inundación por tsunami en la ciudad de Viña del Mar.

Para representar la distribución urbana de la ciudad se asumió que las calles de Viña del Mar tienen un ancho equivalente de 32 [m], valor que asegura el reconocimiento espacial de áreas con propiedades diferentes en la zona inundable.

6. RESULTADOS

A continuación se presentan los resultados derivados de la metodología descrita en el Capítulo 5, incluyendo la comparación del modelo.

Con el fin de representar el comportamiento hidráulico del tsunami, se describe la propagación producto del modelo de ruptura descrito en la Tabla 6.

Posterior a esto, se exponen los resultados detallados de los cuatro escenarios, para finalizar con un análisis comparativo del comportamiento de la inundación respecto de la distribución de la rugosidad en el territorio.

6.1 COMPARACIÓN DEL MODELO

Para la comparación del modelo numérico se consideraron las formulaciones de Papazachos et al. (2004) expuestas en la Tabla 5. Dicho escenario se analizó sobre la base de la máxima profundidad de flujo alcanzada. Estos valores fueron comparados con los resultados de la Carta de Inundación por Tsunami (CITSU) del SHOA para la ciudad de Viña del Mar.

En la Figura 17, se exhiben los resultados del escenario E0.



Figura 17: Máxima profundidad de flujo escenario E0.

En la Figura 18, se presenta la CITSU de Viña del Mar.



Figura 18: CITSU de Viña del Mar.

Fuente: Adaptación SHOA (2012).

De la Figura 17: Máxima profundidad de flujo escenario E0.Figura 17 y Figura 18 se desprende que la intrusión horizontal del escenario E0 presenta un descenso de 2.03% respecto al área de inundación de la CITSU de Viña del Mar.

6.2 PROPAGACIÓN DE LA ONDA DE TSUNAMI

El desplazamiento inicial de la superficie del mar provocado por el terremoto, induce un frente de onda que se propaga en dirección a las costas de Chile central.

En la Figura 19, se ilustra el desplazamiento inicial de la superficie del mar para un terremoto de magnitud Mw 9.0 que corresponde a las características del plano de ruptura del escenario E1, cuya máxima elevación alcanza un valor de 4.30 [m], mientras que el mínimo es de 1.51 [m].

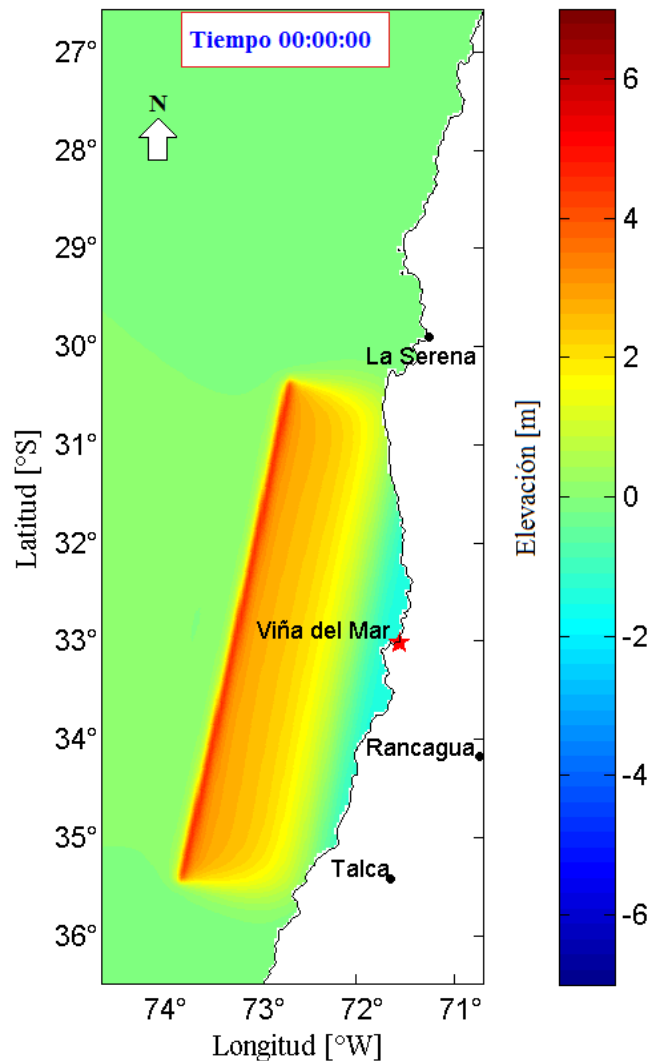


Figura 19: Desplazamiento inicial de la superficie del mar.

La Figura 20, es una secuencia de la propagación del tsunami desde su mecanismo de generación para la grilla de nivel 1.

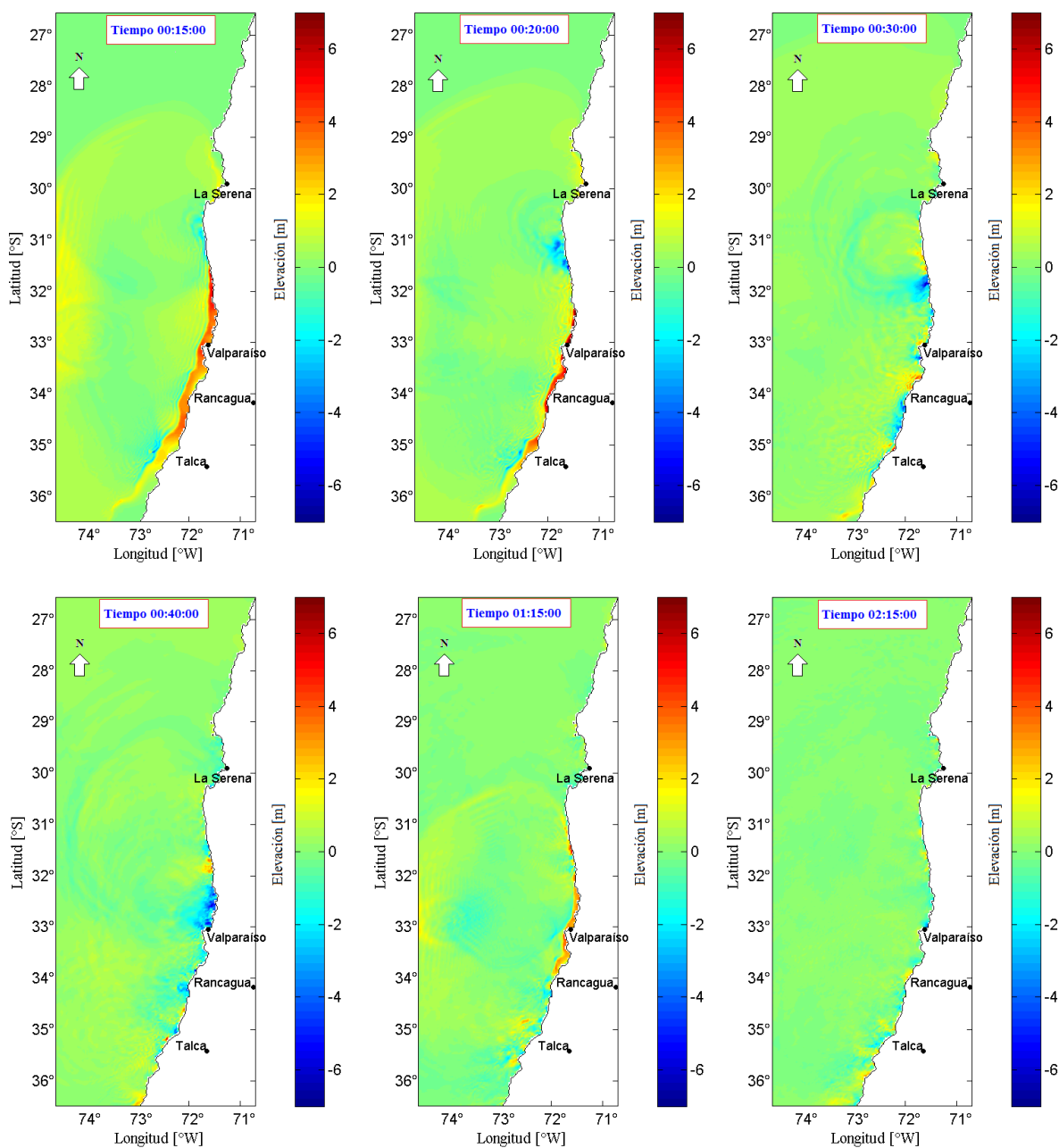


Figura 20: Secuencia de la propagación del tsunami en el dominio de modelación.

De la secuencia expuesta, se infiere que el tsunami arriba a las costas de Viña del Mar aproximadamente en los primeros 15 minutos, con elevaciones que varían entre los 4 y 5 [m], a los 20 minutos oscila entre los 5 y 6 [m]. Entre el minuto 30 y 40, la elevación presenta un retroceso, alcanzando cifras negativas que fluctúan entre 1 y 5 [m]. A la 01:15 [hrs] aproximadamente se despliega un frente de onda con variaciones de 2 a 4 [m]. En esta

misma secuencia es posible apreciar el spreading direccional de la onda. Posterior a esto sólo se presentan cambios locales y disminución gradual de la altura del frente de onda propagado.

Cabe destacar que todos los escenarios que se describen a continuación poseen el mismo plano de ruptura, que corresponde al escenario E1, descrito en la Tabla 6.

6.3 ESCENARIO E1: $n = 0.025 \text{ [m}^{-1/3}\text{s]}$

Los resultados obtenidos en el escenario E1, son una base para la comparación de los escenarios E2, E3 y E4.

A medida que el tsunami se propaga desde su fuente generadora hacia la costa, la longitud de onda y celeridad comienzan a disminuir gradualmente, mientras que la altura presenta un ascenso.

A los 14 minutos se registra el acercamiento de un frente de onda con una elevación de 2 [m] aproximadamente (Figura 21).

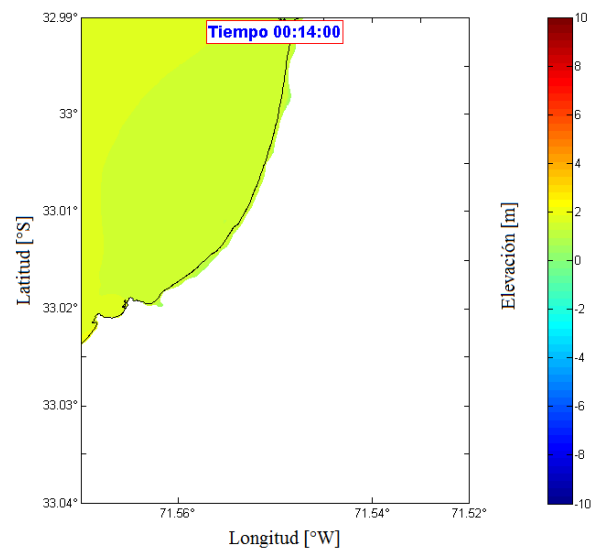


Figura 21: Arribo del primer frente de onda.

En la Figura 22 se presenta una secuencia de la inundación que se genera en la ciudad de Viña del Mar para el escenario E1.

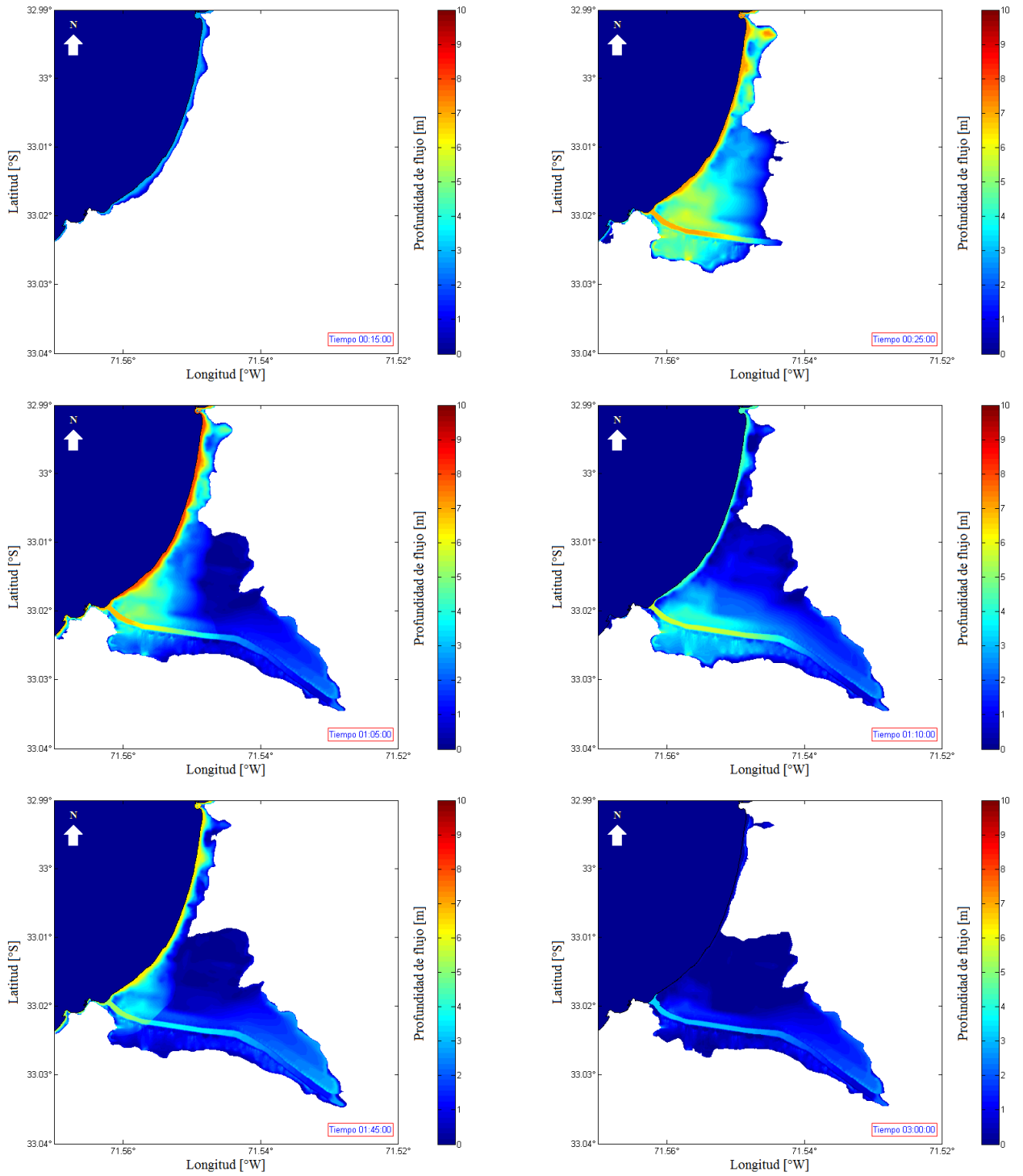


Figura 22: Secuencia de la inundación para el Escenario 1.

En la Tabla 8, se presenta los arribos del escenario E1.

Tabla 8: Tiempos de arribo escenario E1.

Arribo	Tiempo de arribo [hr]	Profundidad de flujo [m]
1	00:15	0 a 4
2	01:05	0 a 8
3	01:45	0 a 6
4	02:15	0 a 4
5	02:50	0 a 2

A los 25 [min], se aprecia la propagación del primer frente de onda en la ciudad, con profundidades de flujo de hasta 7 [m] aproximadamente, que afectan hasta la calle Libertad aproximadamente.

Luego de esto se genera el segundo arribo, donde la profundidad de flujo alcanza valores de hasta 8 [m] aproximadamente. En el tercer arribo, se registra un aumento de los valores de la profundidad de flujo en el sector aledaño al estero Marga-Marga, mientras que en los alrededores de avenida 15 Norte presentan un retroceso de la inundación.

Ya que la magnitud del cuarto y quinto arribo es menor, solo se inundan sectores localizados en el borde costero. Posterior a estos arribos las magnitudes registradas comienzan a descender, presentando un retroceso de la inundación.

En la Figura 23, se despliega la máxima profundidad de flujo alcanzada durante toda la simulación.

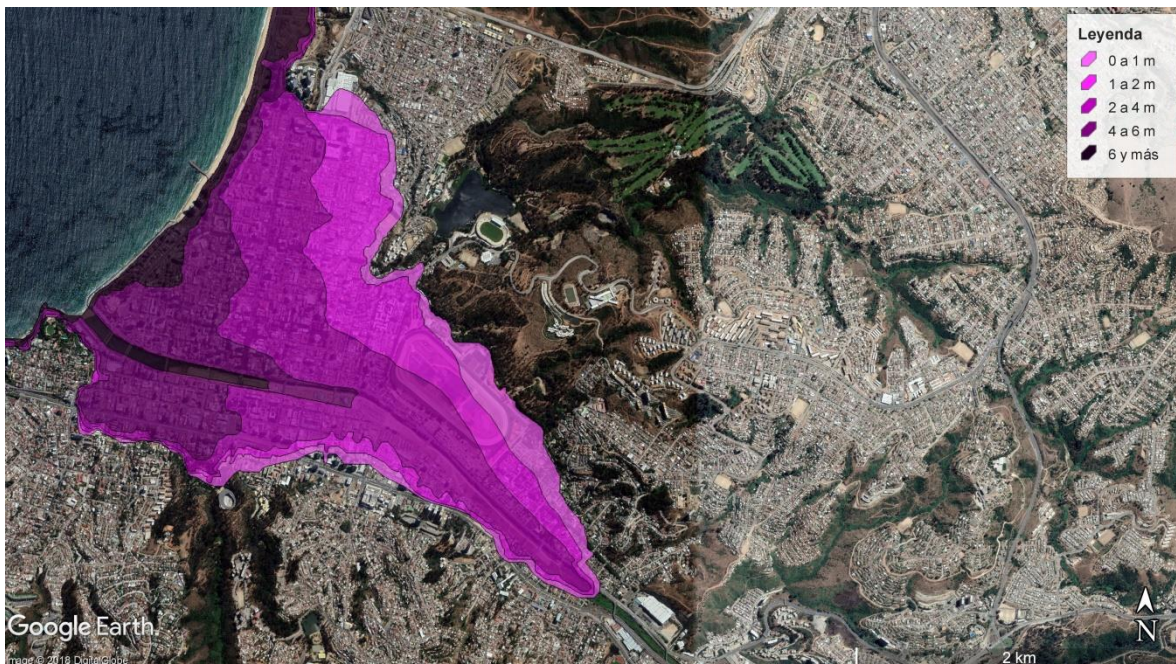


Figura 23: Máxima profundidad de flujo del escenario E1.

De la Figura 23, se desprende que en el borde costero se registran profundidades de flujo superiores a 6 [m]. Esto abarca toda la extensión de Avenida Perú y San Martín.

Se evidencia que en el sector Norte de la ciudad de Viña del Mar las profundidades de flujo son inferiores a las alcanzadas en la zona posterior al estero Marga-Marga, cuyos registros son superiores a los 4 [m].

Los rangos de profundidad de flujo obtenidos para un terremoto con magnitud de Mw 9.0, son superiores a los establecidos en la CITSU de Viña del Mar, destacándose el sector del Sporting Club, que alcanza valores cercanos a los 4 [m].

6.4 ESCENARIO E2: $n = 0.08 \text{ [m}^{-1/3}\text{s]}$ EN ZONA EDIFICADA

Los resultados obtenidos en el escenario 2 se ilustran en la Figura 24, que contiene una secuencia de la inundación que se produce en Viña del Mar.

Ya que las condiciones del plano de ruptura no se modificaron, el proceso de propagación tiene el mismo comportamiento descrito con anterioridad.

En la Tabla 9, se registran los tiempos de arribo y los rangos de profundidades de flujo alcanzadas.

Tabla 9: Tiempos de arribo escenario E2.

Arribo	Tiempo de arribo [hr]	Profundidad de flujo [m]
1	00:15	0 a 4
2	01:05	0 a 8
3	01:45	0 a 6
4	02:15	0 a 4
5	02:50	0 a 2

Las diferencias entre los escenario E1 y E2 se comienzan a manifestar desde los primeros 25 minutos, hasta finalizar la simulación.

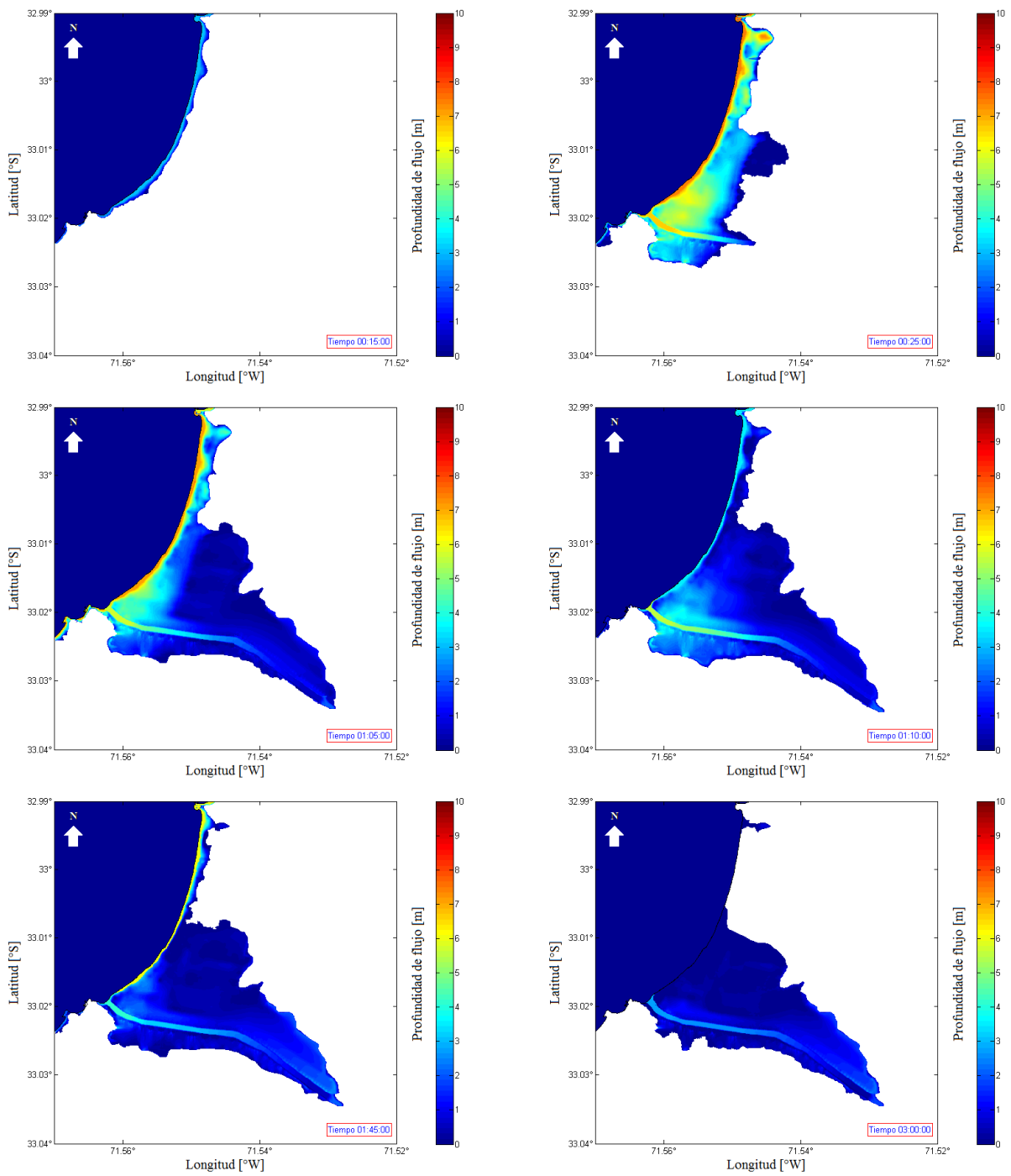


Figura 24: Secuencia de la inundación para el escenario E2.

Luego del segundo arribo se aprecia una disminución de los rangos de profundidad de flujo alcanzados respecto al escenario E1, producto de la distribución de rugosidades equivalentes, lo cual se aprecia en la Figura 24.

Posterior al tercer arribo se percibe que la inundación afecta principalmente al sector contiguo al estero Marga-Marga, sin embargo, en la ciudad comienza a presentar un descenso de la inundación. Mientras que los últimos arribos solo afectan sectores localizados en el borde costero.

La máxima profundidad de flujo se exhibe en la Figura 25, donde las cifras con mayor magnitud se producen en el borde costero y en la zona colindante al estero Marga-Marga.

Es posible apreciar que los rangos de la profundidad de flujo alcanzados en el escenario E1, presentan una disminución en el escenario E2, producto del cambio espacial del coeficiente de rugosidad de Manning equivalente asignado. Donde la mayor diferencia se percibe en el sector del Sporting Club registrando profundidades de flujos inferiores a los 2 [m].

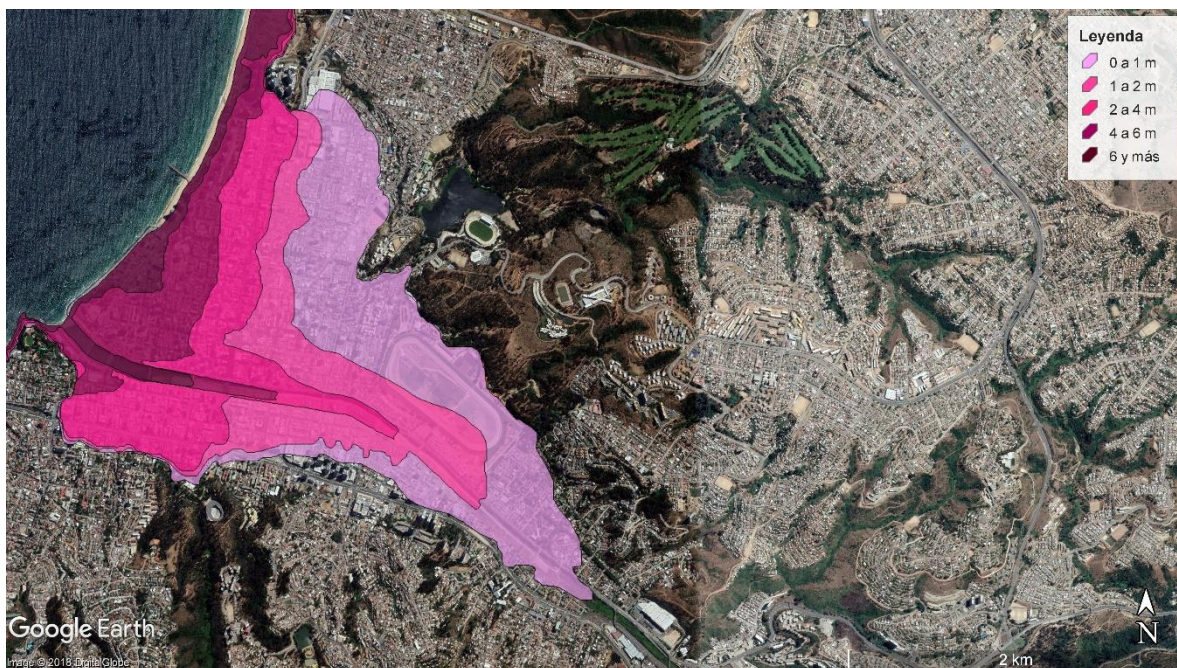


Figura 25: Máxima profundidad de flujo del escenario E2.

6.5 ESCENARIO E3: $n = 0.172 \text{ [m}^{-1/3}\text{s]}$ EN ZONA EDIFICADA

De la secuencia presentada en la Figura 26, se desprende que la inundación horizontal registra grandes variaciones respecto de los escenarios descritos con anterioridad.

En la Tabla 10, se presenta los arribos y rangos de las profundidades de flujo alcanzadas en el escenario E3.

Tabla 10: Tiempos de arribo escenario E3.

Arribo	Tiempo de arribo [hr]	Profundidad de flujo [m]
1	00:15	0 a 4
2	01:05	0 a 8
3	01:45	0 a 6
4	02:15	0 a 4
5	02:50	0 a 2

Al igual que en el escenario E2, las diferencias se producen mediante el desarrollo de la inundación, ya que el comportamiento de los arribos se genera de igual manera.

Posterior al primer arribo, se exhiben los efectos obstaculizadores de la distribución de rugosidades, dada la forma que presenta la inundación.

A las 03:00 [hrs] de simulación, se evidencia un importante retroceso de la inundación horizontal, respecto de los dos escenarios descritos con anterioridad.

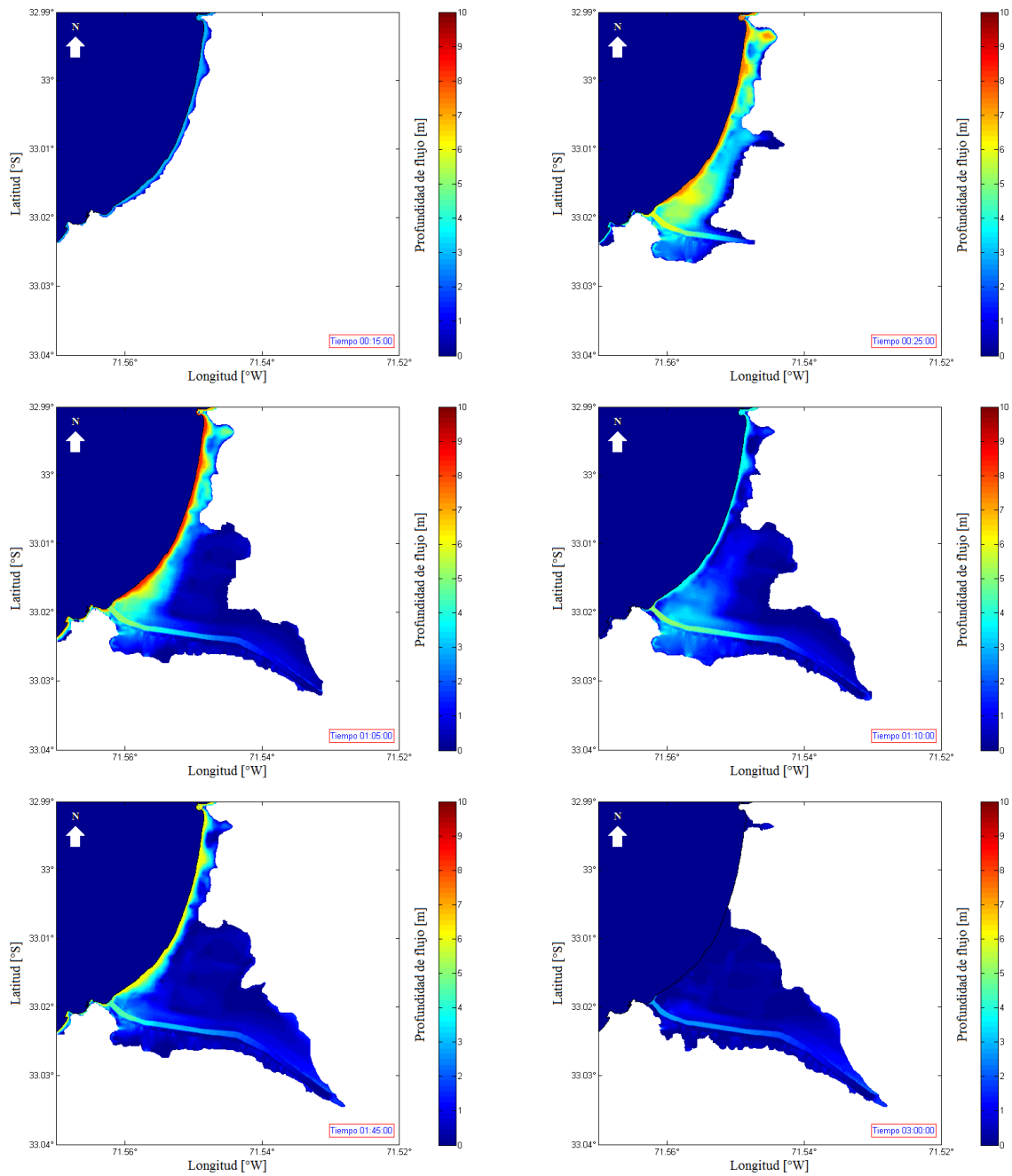


Figura 26: Secuencia de la inundación para el escenario E3.

Se evidencia que a partir de los 25 [min] la inundación presenta una reducción considerable producto del coeficiente de rugosidad de Manning equivalente asignado a cada manzana de la ciudad, respecto de los escenarios E1 y E2.

La profundidad de flujo registrada a lo largo de la Avenida Perú y San Martín alcanzó cifras superiores a los 6 [m]. Lo que se evidencia en la Figura 27.

Al utilizar el coeficiente de rugosidad de Manning equivalente determinado teóricamente por Koshimura et al. (2009), se tiene que el efecto obstaculizador es superior respecto de los escenarios E1 y E2, y que no sólo afecta a la inundación horizontal sino que además presenta una reducción en los rangos de profundidad de flujo en toda la ciudad.

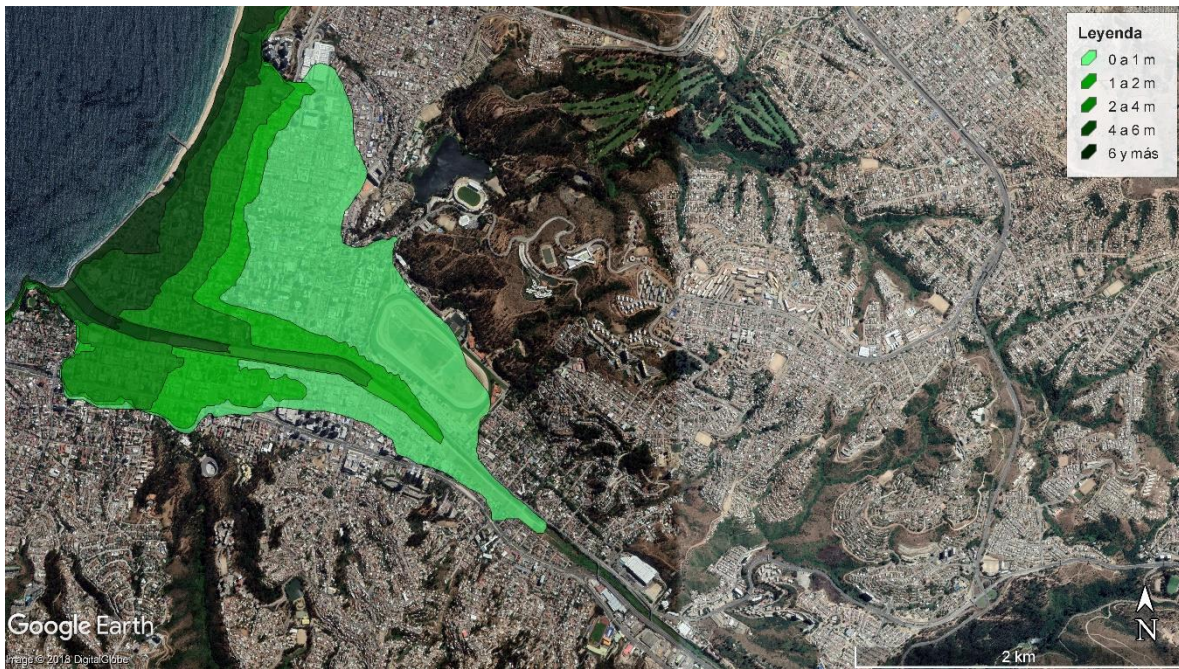


Figura 27: Máxima profundidad de flujo del escenario E3.

6.6 ESCENARIO E4: $n = 1.3 \text{ [m}^{-1/3}\text{s]}$ EN ZONA EDIFICADA

El máximo valor del coeficiente de rugosidad de Manning equivalente se asignó al escenario E4; los resultados de las modelaciones son presentados en la Figura 28, la cual despliega una secuencia de la inundación. En la Tabla 11 se presentan los arribos y profundidades de flujo alcanzadas en el escenario E4.

Tabla 11: Tiempos de arribo escenario E4.

Arribo	Tiempo de arribo [hr]	Profundidad de flujo [m]
1	00:15	0 a 4
2	01:05	0 a 8
3	01:45	0 a 6
4	02:15	0 a 4
5	02:50	0 a 2

Las diferencias en la inundación se comienzan a manifestar a partir de los primeros 25 [min] y hasta finalizar la simulación.

Es posible apreciar los efectos obstaculizadores de la distribución de rugosidades empleadas para este escenario, generando una disminución evidente de la inundación horizontal y los rangos de la profundidad de flujo alcanzada en los escenarios descritos anteriormente.

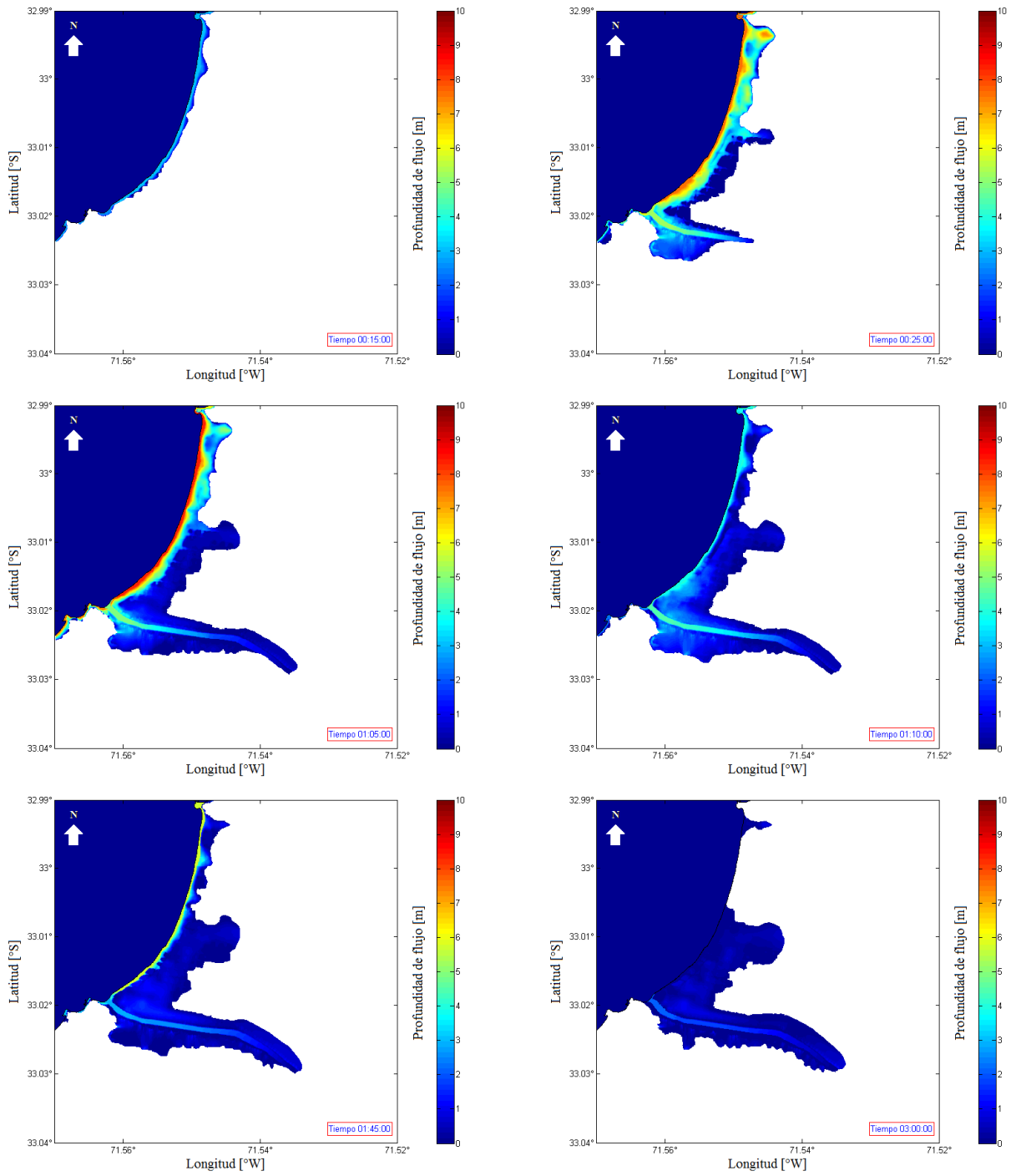


Figura 28: Secuencia de la inundación para el Escenario 4.

Este escenario hipotético presenta los efectos obstaculizadores que percibe el flujo al considerar una distribución de rugosidades equivalentes de mayor magnitud para cada manzana de la ciudad, en relación a los escenarios E1, E2 y E3. Se evidencia que tanto la inundación horizontal como la profundidad de flujo manifiestan una reducción significativa; además se logra apreciar que el flujo se propaga a través de las calles y que las manzanas no exhiben una inundación importante, lo cual se aprecia en la Figura 29.



Figura 29: Máxima profundidad de flujo del escenario 4.

6.7 ANÁLISIS COMPARATIVO

En esta sección se realiza un análisis comparativo de los resultados obtenidos en las simulaciones de los escenarios E1, E2, E3 y E4 definidos en el Capítulo 5.

Con el fin de caracterizar la sensibilidad de la inundación por tsunami, ante diferentes valores de distribución de rugosidad en la ciudad de Viña del Mar, se evalúan la máxima inundación horizontal, máxima profundidad de flujo registrada en cada punto de control solicitado en los diferentes escenarios, junto con las velocidades y áreas de inundación con mayor relevancia para la ciudad de Viña del Mar.

La Figura 30 ilustra los puntos de salida en la ciudad de Viña del Mar solicitados para cada simulación.



Figura 30: Puntos de control distribuidos en la ciudad.

En la Tabla 12 se encuentran las ubicaciones de cada punto ilustrado en la Figura 30.

Tabla 12: Ubicación de los puntos de control de la Figura 30.

Ubicación	Longitud	Latitud
P08	-71.556288	-33.020825
P09	-71.556056	-33.019798
P10	-71.555868	-33.018767
P11	-71.555425	-33.016684
P12	-71.553750	-33.014825
P13	-71.550918	-33.013088
P14	-71.549192	-33.011246
P15	-71.548935	-33.010186

6.7.1 MÁXIMA INTRUSIÓN HORIZONTAL

Para cada uno de los escenarios modelados se generaron áreas de la máxima intrusión alcanzada. En la Figura 31 se ilustra el área inundada en el escenario E1 que alcanza un valor de 5.32 [km²], mientras que en el escenario E2 presenta un área de 5.09 [km²], lo que implica una reducción de 4.32% aproximadamente, respecto al área obtenida por el escenario E1.

El área de la inundación del escenario E3 fue de 4.54 [km²], presentando una disminución de un 14.67% aproximadamente en relación al área del escenario E1.

Finalmente, el escenario E4 despliega un área de inundación de 3.22 [km²], generando una caída del 39.47% aproximadamente, con respecto a la máxima área de inundación alcanzada en el escenario E1.

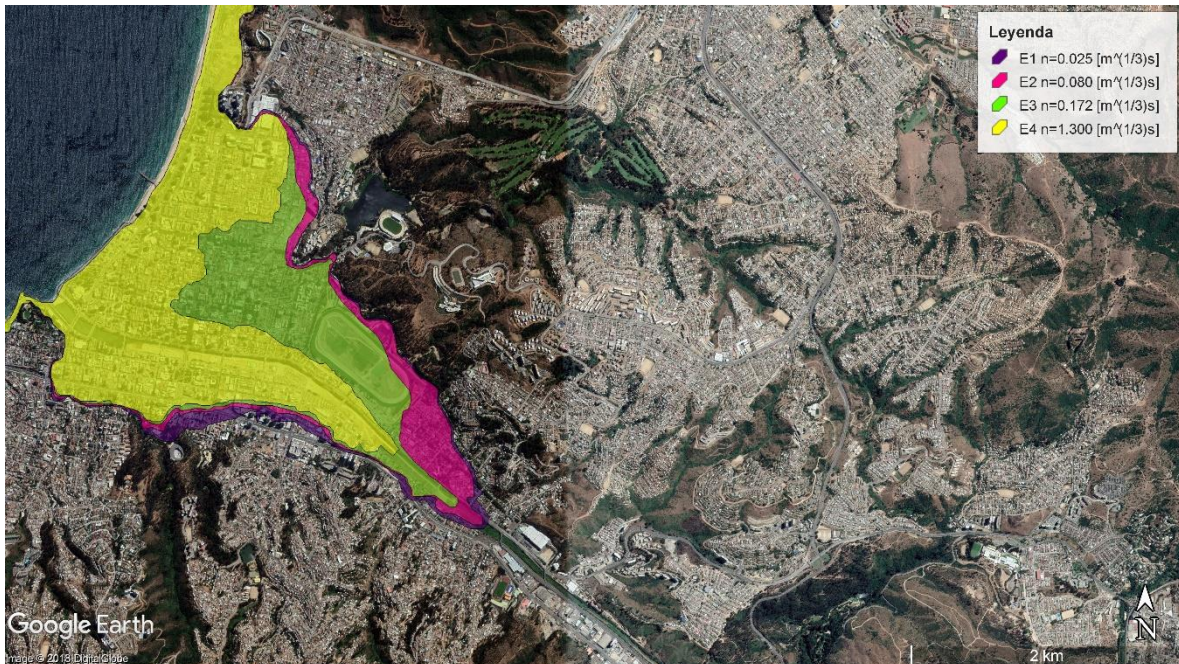


Figura 31: Máxima intrusión horizontal alcanzada en todos los escenarios.

Para evaluar la máxima inundación horizontal alcanzada en los 4 escenarios, se determinó la distancia hasta donde se propagó el tsunami entre las calles Tres Norte y Nueve Norte.

El escenario E2, presentó una diferencia promedio de 1.77 [km], reduciéndose un 1.11% respecto del escenario E1.

El escenario E3 despliega una reducción promedio de 1.70 [km], presentando una disminución del 5.02% respecto del primer escenario E1.

E4 es el que posee la mayor diferencia, ya que la inundación horizontal promedio alcanzó un 0.73 [km], constituye un descenso del 59.2% aproximadamente, en relación a E1.

6.7.2 MÁXIMA PROFUNDIDAD DE FLUJO

Dentro del dominio de modelación se dispusieron 15 puntos de control, de los cuales 8 están ubicados en la ciudad de Viña del Mar. En cada uno de estos puntos se extrajo la máxima profundidad de flujo registrada. En la Tabla 13 se presentan las máximas profundidades registradas en cada escenario y puntos de control.

Tabla 13: Máximas profundidades de flujo de P05 a P09, para cada escenario.

Puntos de Control	Escenario 1 [m]	Escenario 2 [m]	Escenario 3 [m]	Escenario 4 [m]
P08	5.95	5.12	3.91	2.21
P09	5.62	5.19	4.1	1.6
P10	5.13	5.1	4.45	1.13
P11	5.86	5.76	5.69	2.98
P12	4.56	4.34	4.07	2.21
P13	3.92	3.76	2.79	0.75
P14	3.00	2.73	1.6	0.43
P15	3.13	3.01	2.12	0.55

A partir de la Tabla 13 se infiere que la máxima profundidad de flujo desarrollada en los puntos de control en los escenarios E2, E3 y E4, presentan una notable disminución de los valores obtenidos, en relación al escenario E1. En la Tabla 14 se presenta el porcentaje de error obtenido a partir del escenario E1, para cada uno de los escenarios propuestos.

Tabla 14: Porcentaje de error de las máximas profundidades de flujo en relación al escenario E1.

Punto	$((E_1 - E_2)/E_1) * 100$	$((E_1 - E_3)/E_1) * 100$	$((E_1 - E_4)/E_1) * 100$
P08	13.94%	34.25%	62.88%
P09	7.64%	27.03%	71.46%
P10	0.45%	13.17%	77.94%
P11	1.67%	2.83%	48.84%
P12	4.81%	10.71%	51.54%
P13	4.21%	28.84%	80.80%
P14	9.00%	46.68%	85.57%
P15	3.77%	32.24%	82.56%

De esta manera se evidencia que la profundidad de flujo desciende gradualmente, producto de la distribución de rugosidades aplicada en la zona inundable de Viña del Mar. Además, a medida que se evalúan los puntos de control más lejanos al estero Marga-Marga, las profundidades de flujo comienzan a descender.

6.7.3 VELOCIDAD

Para cada uno de los 8 puntos de control ubicados en la ciudad de Viña del Mar se extrajeron valores de velocidad.

En la Tabla 15, se presentan las velocidades máximas alcanzadas en cada escenario y puntos de control.

Tabla 15: Velocidades máximas de P08 a P15, para cada escenario.

Puntos de control	E1 [m/s]	E2 [m/s]	E3 [m/s]	E4 [m/s]
P08	7.31	7.23	7.11	7.06
P09	7.20	7.05	6.95	6.88
P10	7.18	6.96	6.88	6.80
P11	7.15	6.92	6.81	6.72
P12	6.97	6.81	6.71	6.65
P13	6.91	6.79	6.60	6.24
P14	6.87	6.64	6.47	6.16
P15	6.63	6.55	6.36	5.94

Es importante destacar que los máximos valores obtenidos se producen cercano al segundo arribo, siendo el escenario E1 el que presenta las cifras más altas, descendiendo a medida que se modificaron las condiciones de rugosidad equivalente dentro de la zona inundable de la ciudad de Viña del Mar.

La reducción promedio del escenario E2 fue de un 2.25% respecto de E1, a su vez E3 alcanzó una disminución de 4.15% en relación a E1, mientras que el escenario E4 es el que presenta un mayor descenso con 6.78% asociado a E1.

Al analizar los resultados obtenidos se evidencia que la velocidad disminuye en los escenarios E2, E3 y E4, producto de la distribución de rugosidades aplicada en las zonas inundables de la ciudad de Viña del Mar. Por otra parte, se destaca que las máximas velocidades obtenidas se presentan en los sectores más cercanos al estero Marga-Marga, las cuales disminuyen en los sectores más alejados de este.

6.7.3.1 PERFILES DE VELOCIDADES

Para generar perfiles de velocidades a través de la ciudad se agregaron los puntos que se presentan en la Figura 32.

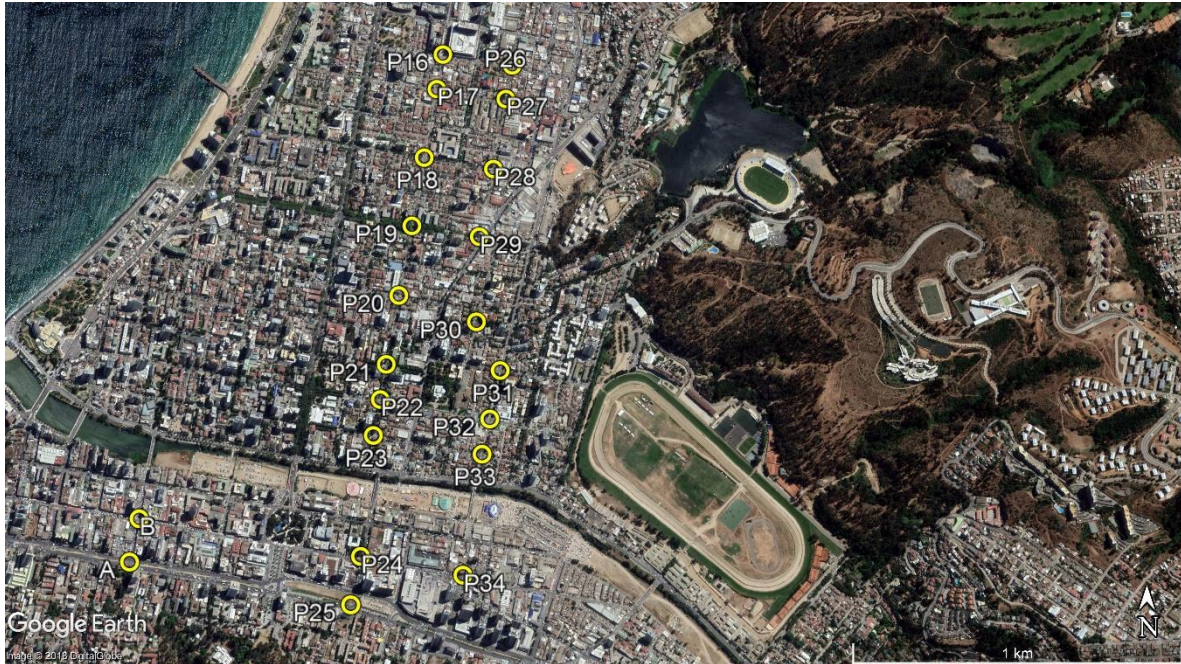


Figura 32: Nuevos puntos de control para perfiles de velocidad.

A partir de los puntos presentados se generaron los perfiles de velocidades que se exhiben en la Figura 33, Figura 34 y Figura 35.

Además, se dispusieron los puntos de control A y B para verificar el efecto del uso de la distribución de rugosidades, ya que en dicho sector no se aplicó un cambio de rugosidad equivalente.

Es importante destacar que la Figura 33 presenta resultados de velocidad con puntos de control posicionados de Sur a Norte de la ciudad, mientras que la Figura 34 y Figura 35 se ubican desde el Norte al Sur de la ciudad de Viña del Mar.

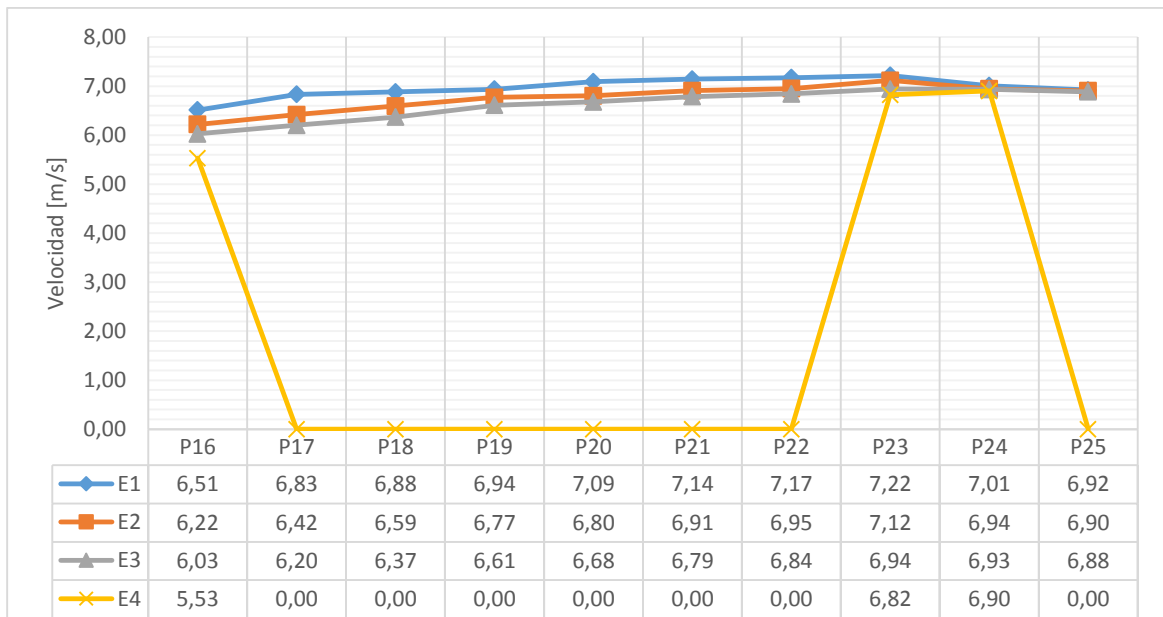


Figura 34: Perfil de velocidad desde P16 a P25 (Arriba) y ubicación (Abajo).

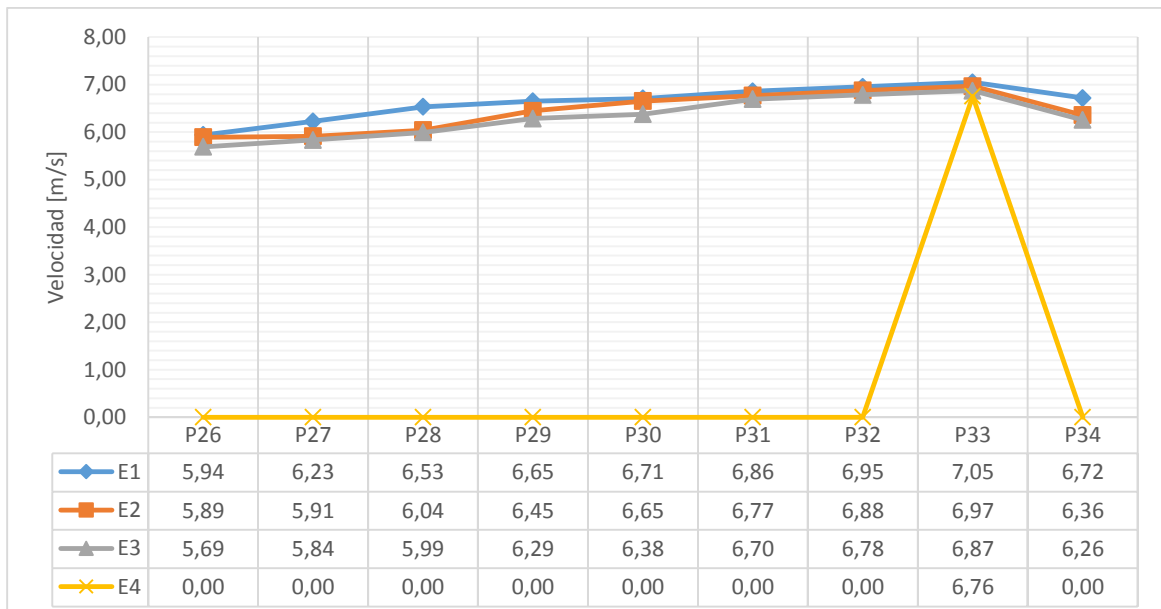


Figura 35: Perfil de velocidad desde P26 a P34 (Arriba) y ubicación (Abajo).

Los máximos valores de velocidad se alcanzaron dentro de la primera hora de simulación, razón por la cual se extrajo información para cada uno de los puntos de control que se exhiben en la Figura 30 y Figura 32

Dado lo anterior se infiere que la Figura 34 y Figura 35, exhiben que el escenario 4 deja de presentar velocidades en gran parte de los puntos de control evaluados, ya que en algunos sectores la inundación no supera la calle Libertad.

Por otra parte, se evidencia que las velocidades decrecen a medida que los puntos de control se posicionan al Norte de la ciudad de Viña del Mar, alcanzando los mayores valores cerca del estero Marga-Marga.

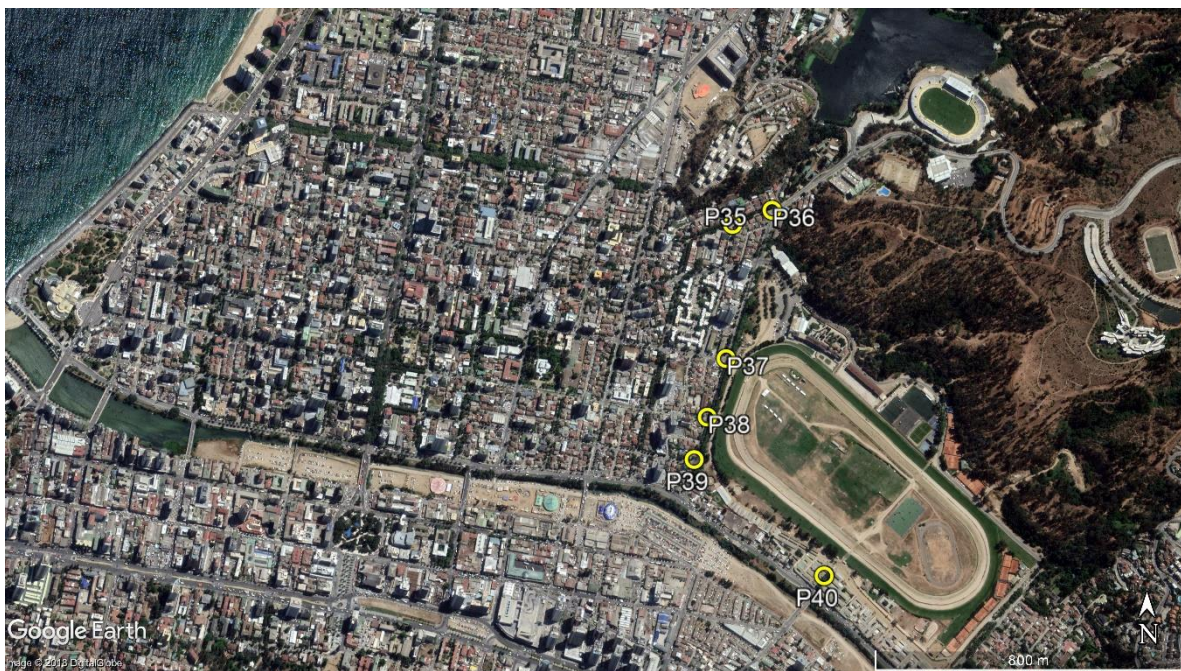
Además, se demuestra que el uso de una distribución de rugosidades aporta en la disminución en los rangos de velocidades, dado los resultados obtenidos en los escenarios E2, E3 y E4 al compararlos con el escenario E1.

Cabe destacar que gran parte de los puntos de los cuales se extrajo información corresponden a calles que se encuentran clasificadas como vías de evacuación en caso de tsunami en la ciudad de Viña del Mar.

6.7.4 ANÁLISIS DEL ENTORNO A ZONAS SEGURAS

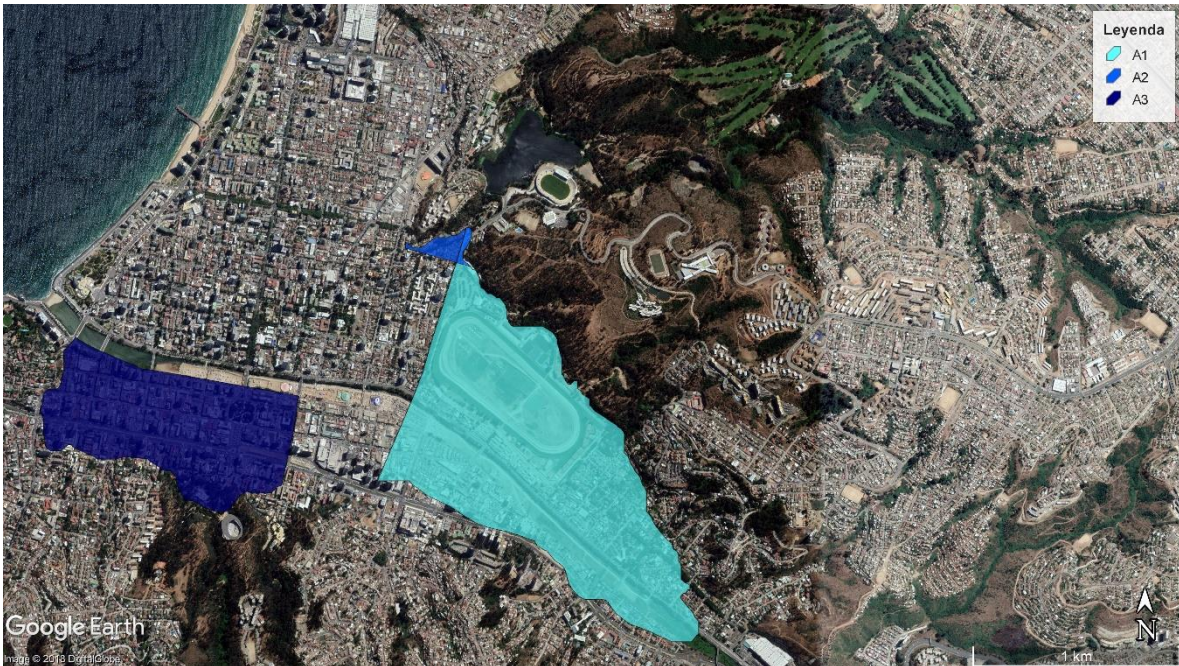
En esta sección se efectúa un análisis de las áreas donde se ubican los puntos de encuentro de las vías de evacuación, junto con el sector sur de la ciudad de Viña del Mar donde no se aplicó una distribución de rugosidades. En la Figura 36, se presentan puntos desde donde se extrajo información adicional.

Figura 36: Nuevos puntos de control para evaluación de áreas.



En la Figura 37, se muestra un ejemplo de las áreas que se analizaron.

Figura 37: Ejemplo de las áreas que se analizaron.



Donde A1 es el área ubicada en la subida de Sausalito, que corresponde al punto de encuentro, clasificado como zona segura por la ONEMI. Mientras que A2 es el área que cubre el sector del Sporting Club y que tiene 2 puntos de encuentro cercanos a Av. Lusitania y calle Valenzuela. Finalmente, A3 es el área en donde no se aplicó una distribución de rugosidades equivalentes.

En la Tabla 16 se presentan los resultados obtenidos para las áreas analizadas en cada escenario.

Tabla 16: Áreas de inundación.

Escenario	A1 [km ²]	A2 [km ²]	A3 [km ²]
E0	0.98	0.02	0.45
E1	1.32	0.03	0.64
E2	1.20	0.02	0.57
E3	0.80	0.01	0.54
E4	0.28	0.00	0.52

De la Tabla 16 se desprende que el escenario E1 es aquel que posee mayor área de inundación respecto de los demás escenarios.

Se evidencia que la inundación alcanzada en las áreas analizadas del escenario E0 son menores a las obtenidas en el escenario E1, lo cual se produce debido a la magnitud del terremoto simulado.

Para analizar de mejor manera estas áreas, se extrajo información de velocidad en los puntos presentados en la Figura 36.

En la Tabla 17, Tabla 18 y Tabla 19, se presentan los resultados obtenidos.

Tabla 17: Velocidades A1.

Puntos de control	E1 $[m/s^2]$	E2 $[m/s^2]$	E3 $[m/s^2]$	E4 $[m/s^2]$
P37	6.04	5.75	5.64	0.00
P38	6.12	5.93	5.82	0.00
P39	6.15	6.05	5.94	5.84
P40	2.83	2.77	2.55	2.30

Tabla 18: Velocidades A2.

Puntos de control	E1 $[m/s^2]$	E2 $[m/s^2]$	E3 $[m/s^2]$	E4 $[m/s^2]$
P35	5.04	4.94	0.00	0.00
P36	4.61	4.48	0.00	0.00

Tabla 19: Velocidades A3.

Puntos de control	E1 $[m/s^2]$	E2 $[m/s^2]$	E3 $[m/s^2]$	E4 $[m/s^2]$
A	7.00	6.98	6.96	6.95
B	7.25	7.18	7.15	7.12

De las tablas presentadas se desprende que las velocidades disminuyen desde el punto P37 al P39 (Figura 36Figura 37), alcanzando mayores cifras en los puntos cercanos al estero Marga - Marga. De P40 (Figura 36Figura 37), se evidencia que a medida que el flujo se propaga por la ciudad las velocidades decrecen.

Respecto de los puntos P35 y P36 (Figura 36Figura 37) se percibe una disminución de la velocidad, sin embargo, se destaca que la inundación se encuentra limitada por la topografía con la que se desarrolló este estudio, ya que no se obtuvo información de detalle en dicho sector.

Por otra parte, se dispusieron los puntos de control A y B (Figura 32) para verificar el efecto del uso de la distribución de rugosidades, ya que en dicho sector no se aplicó un cambio de

rugosidades, razón por la cual las velocidades no disminuyen en gran manera. Dado lo anterior, se destaca que los efectos por cambio de rugosidades equivalentes afectan incluso en el sector Sur de la ciudad de Viña del Mar aunque en menor escala respecto del sector Norte.

Cabe destacar que gran parte de los puntos de control evaluados se encuentran ubicados en las vías de evacuación establecidas por el SHOA.

6.7.5 VÍAS DE EVACUACIÓN

En este segmento se analizarán las máximas profundidades de flujo y velocidades alcanzadas para cada punto de control dispuesto en una vía de evacuación, los cuales se presentan en la Figura 38.



Figura 38: Vías de evacuación analizadas.

En la Figura 39 y Figura 40 se presentan los perfiles de velocidades que consideran las máximas alcanzadas en los puntos de control ubicados en las vías de evacuación de 2 Norte y 3 Norte en cada escenario, respectivamente.

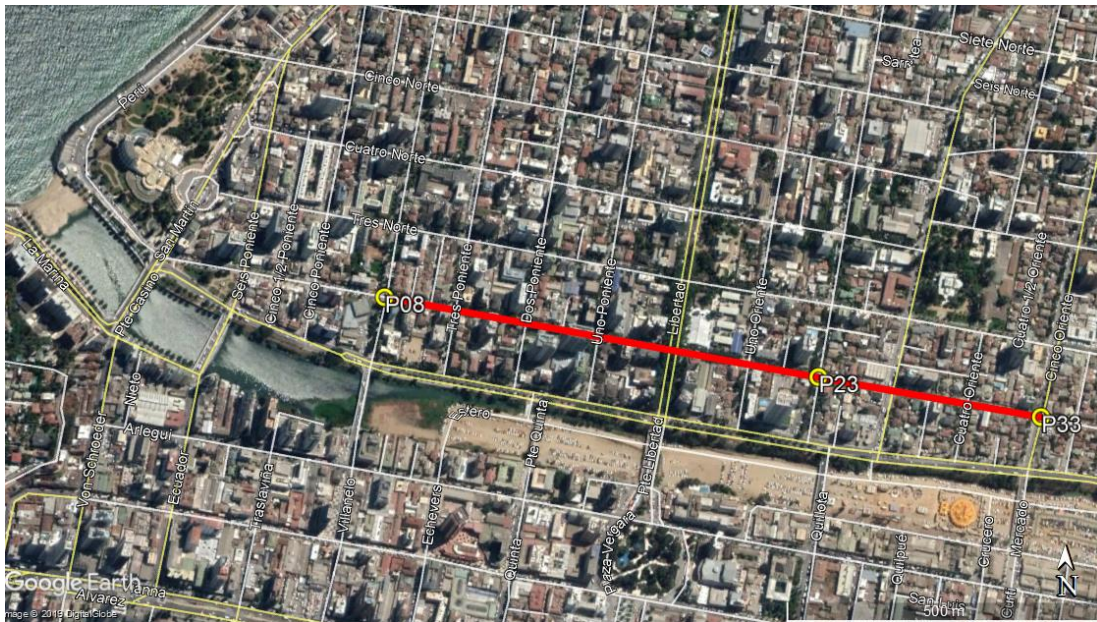
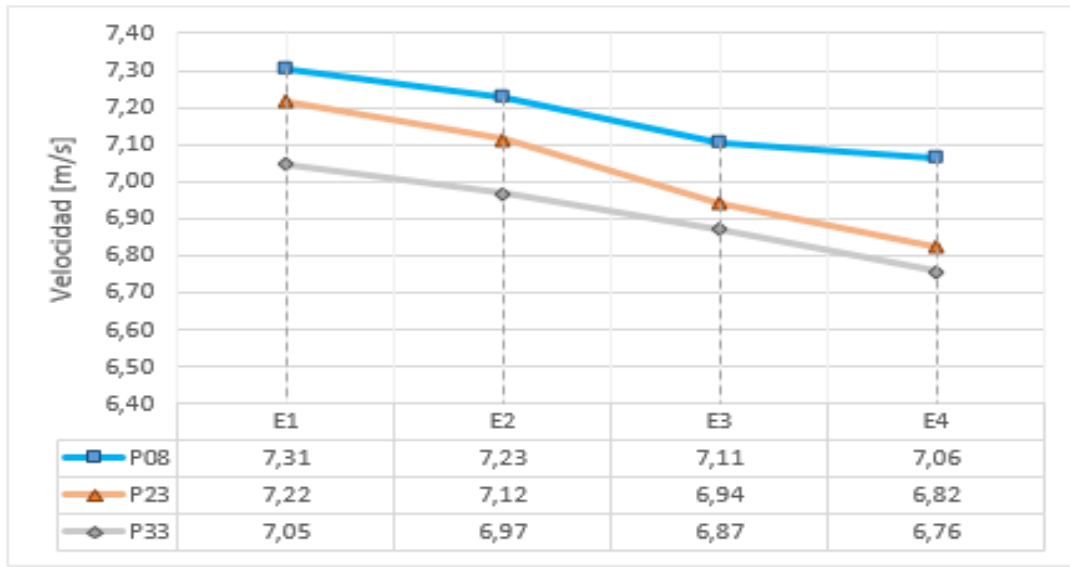


Figura 39: Perfil de velocidades vía de evacuación calle 2 Norte.

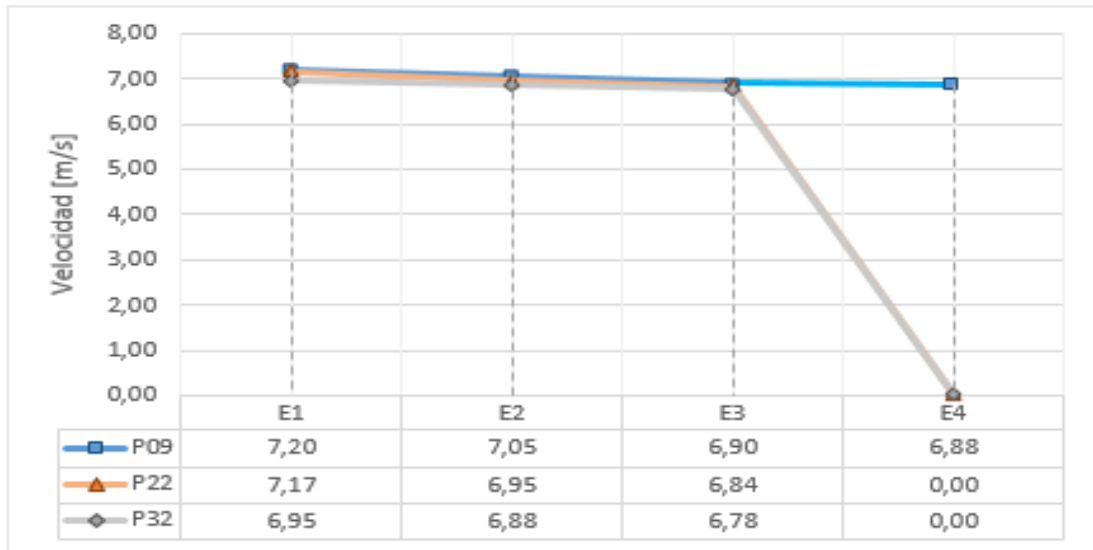


Figura 40: Perfil de velocidades vía de evacuación calle 3 Norte.

En la Figura 41 y Figura 42 se presentan los perfiles de velocidades que consideran las máximas alcanzadas en los puntos de control ubicados en las vías de evacuación de 4 Norte y 6 Norte en cada escenario, respectivamente.

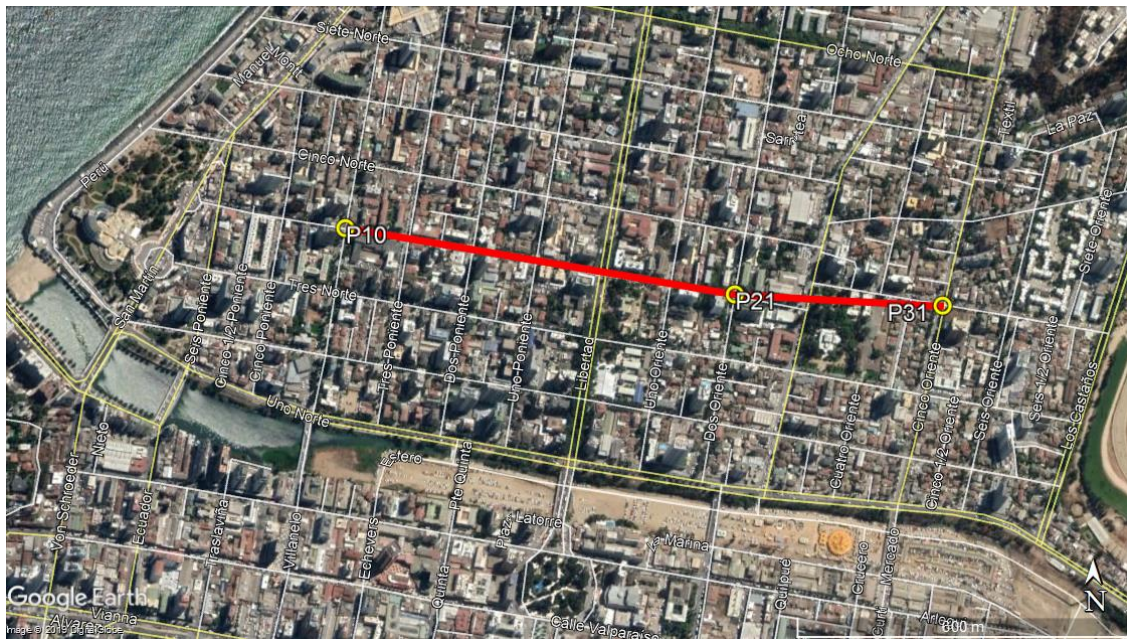
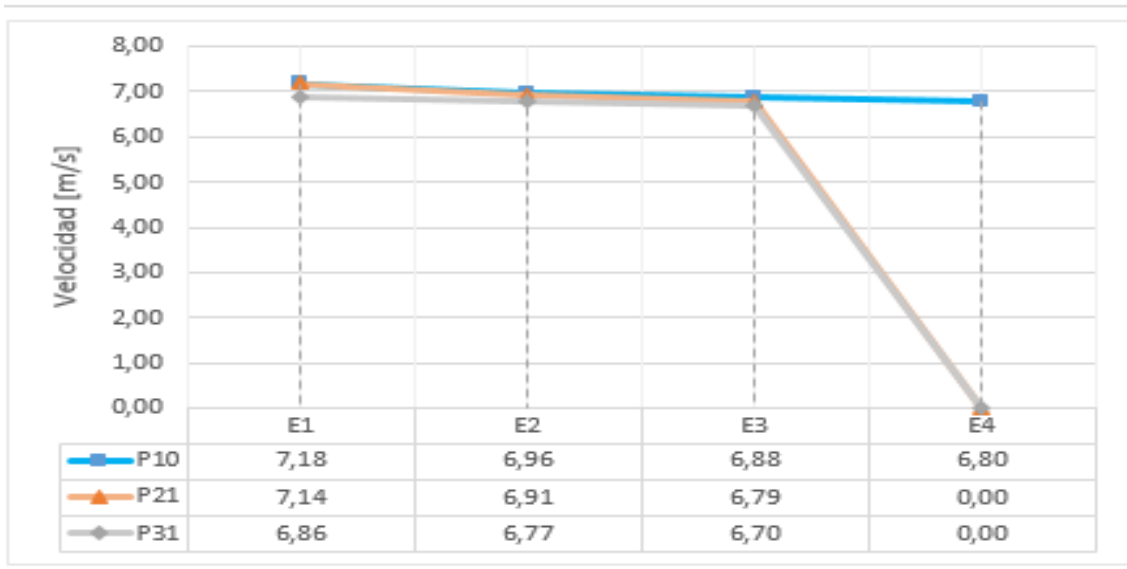


Figura 41: Perfiles de velocidades vías de evacuación calle 4 Norte.

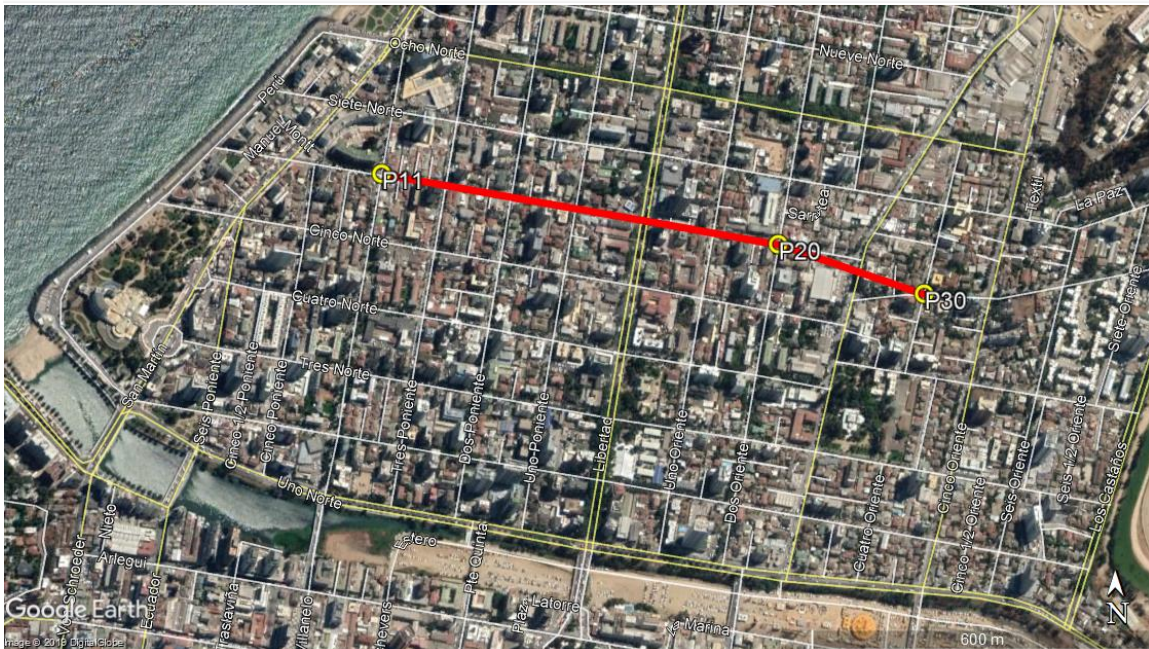
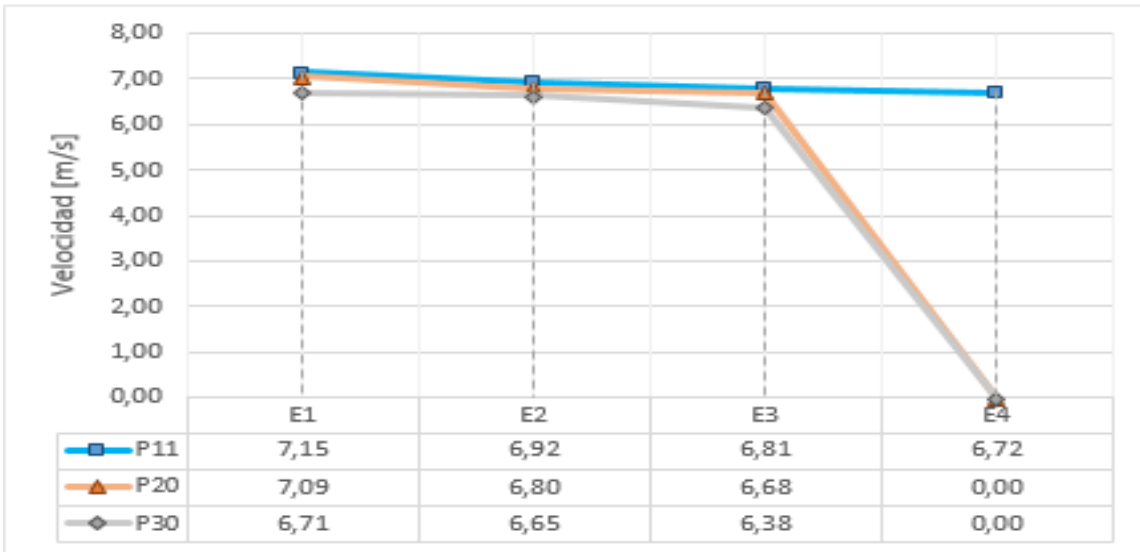


Figura 42: Perfiles de velocidades vías de evacuación calle 6 Norte.

En la Figura 43 y Figura 44 se presentan los perfiles de velocidades que consideran las máximas alcanzadas en los puntos de control ubicados en las vías de evacuación de 8 Norte y 10 Norte en cada escenario.

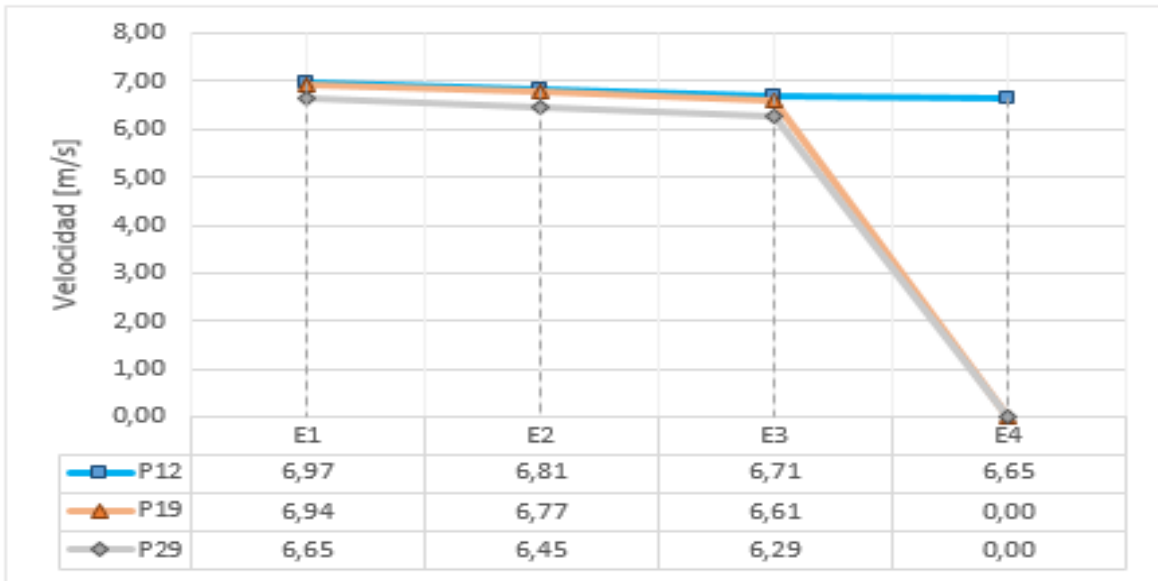


Figura 43: Perfiles de velocidades vías de evacuación calle 8 Norte.

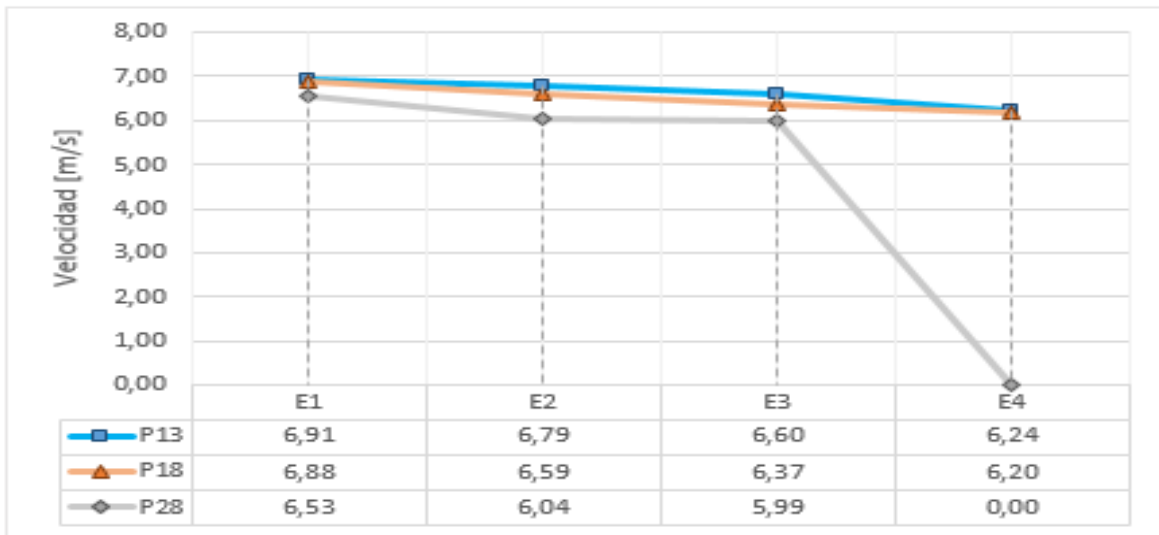


Figura 44: Perfiles de velocidades vías de evacuación calle 10 Norte.

En la Figura 45 y Figura 46 se presentan los perfiles de velocidades que consideran las máximas alcanzadas en los puntos de control ubicados en las vías de evacuación de 12 Norte y 13 Norte en cada escenario, respectivamente.

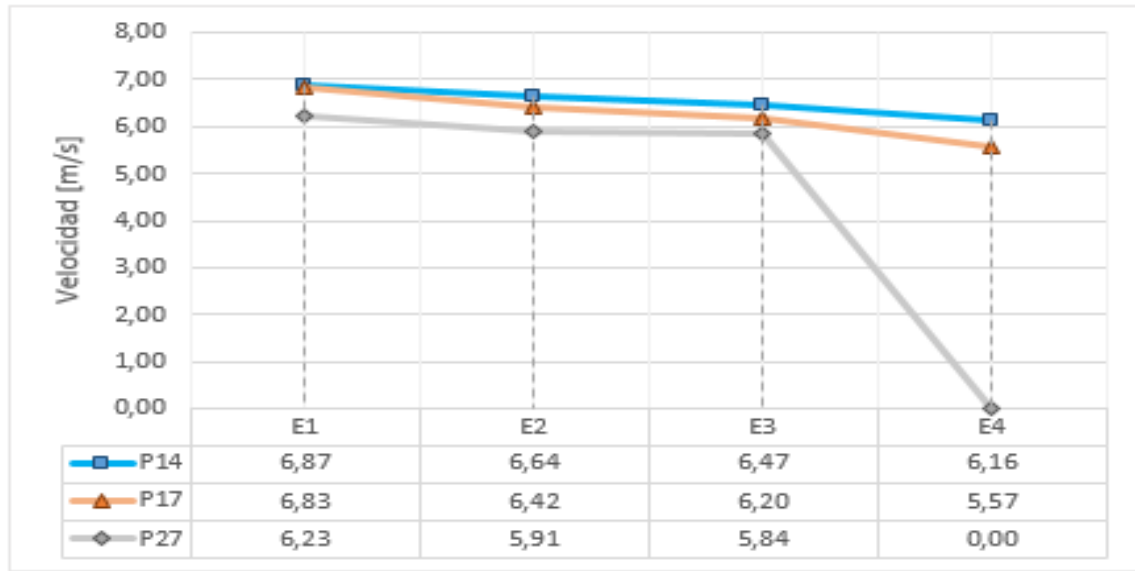


Figura 45: Perfiles de velocidades vías de evacuación calle 12 Norte.

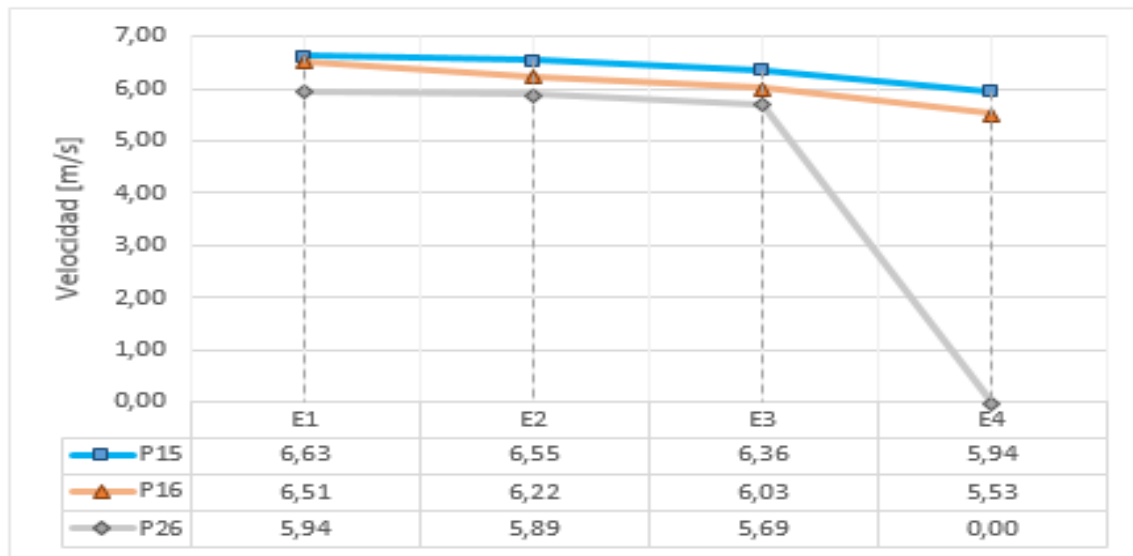


Figura 46: Perfiles de velocidades vías de evacuación calle 13 Norte.

De los perfiles de velocidades extraídos en las vías de evacuación se infiere que desde 2 Norte a 13 Norte las velocidades disminuyen gradualmente, alcanzando mayores cifras cerca del estero Marga-Marga.

A medida que se despliega la inundación las velocidades disminuyen, alcanzando menores cifras en los puntos más lejanos al borde costero.

En relación a los escenarios propuestos, se evidencia una disminución de las velocidades máximas, producto de la distribución de rugosidades aplicadas en la ciudad de Viña del Mar.

En la Figura 47 y Figura 48 presentan las máximas profundidades de flujo alcanzadas en las vías de evacuación 2 Norte y 3 Norte para cada uno de los escenarios.

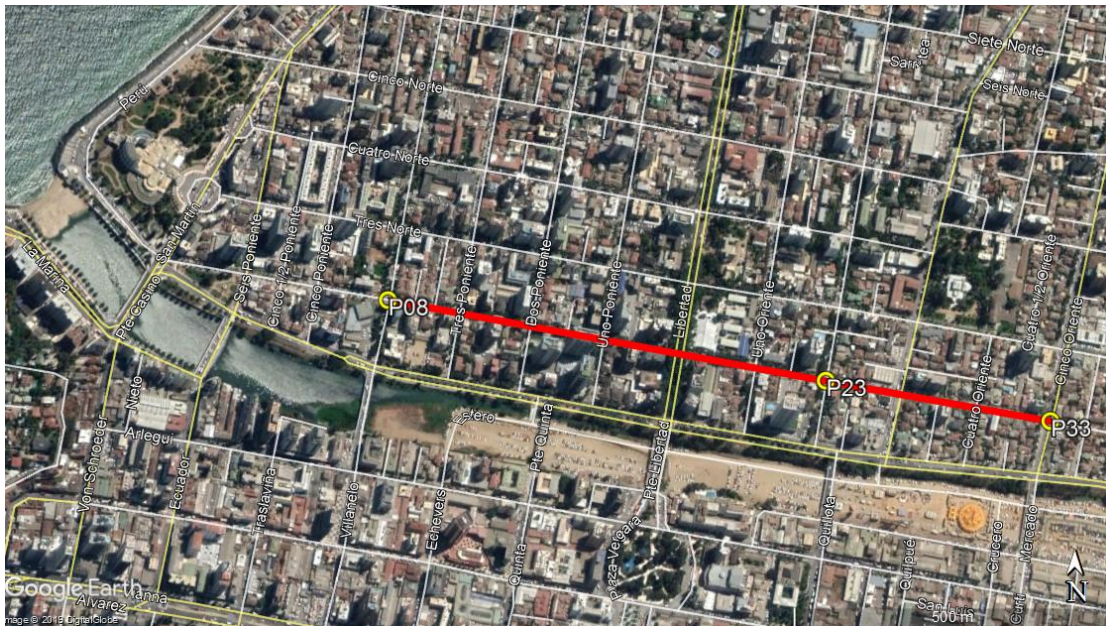
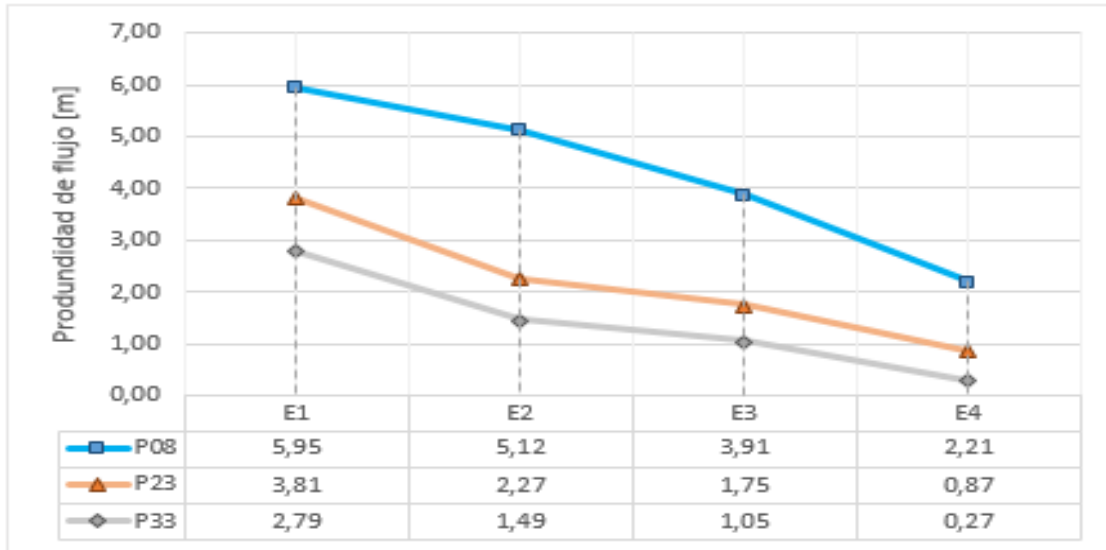


Figura 47: Perfil de profundidad de flujo vía de evacuación calle 2 Norte.

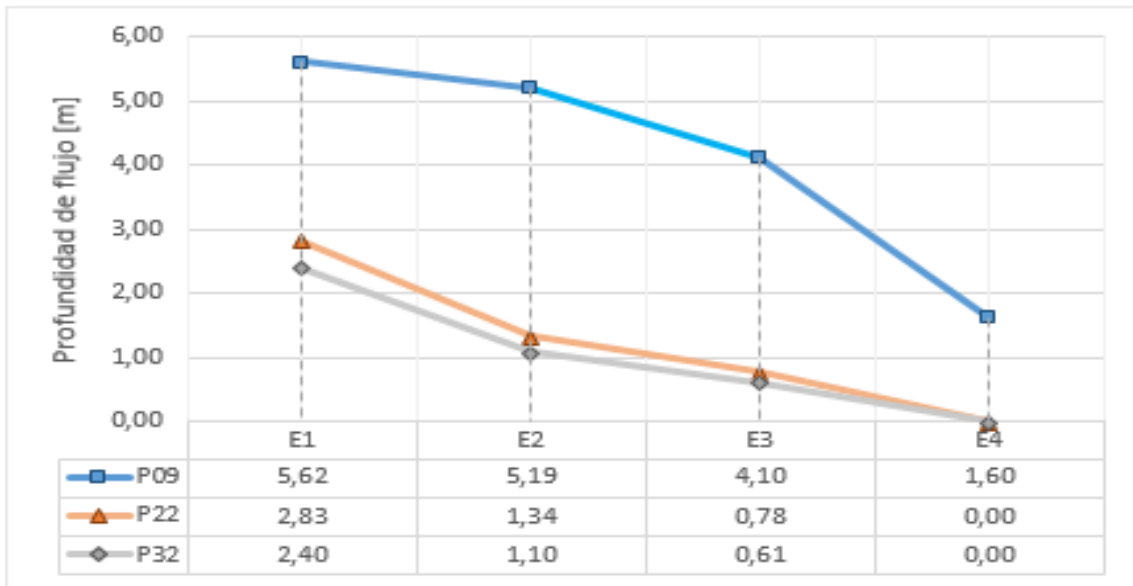


Figura 48: Perfil de profundidad de flujo vía de evacuación calle 3 Norte.

En la Figura 49 y Figura 50 presentan las máximas profundidades de flujo alcanzadas en las vías de evacuación 4 Norte y 6 Norte para cada uno de los escenarios.

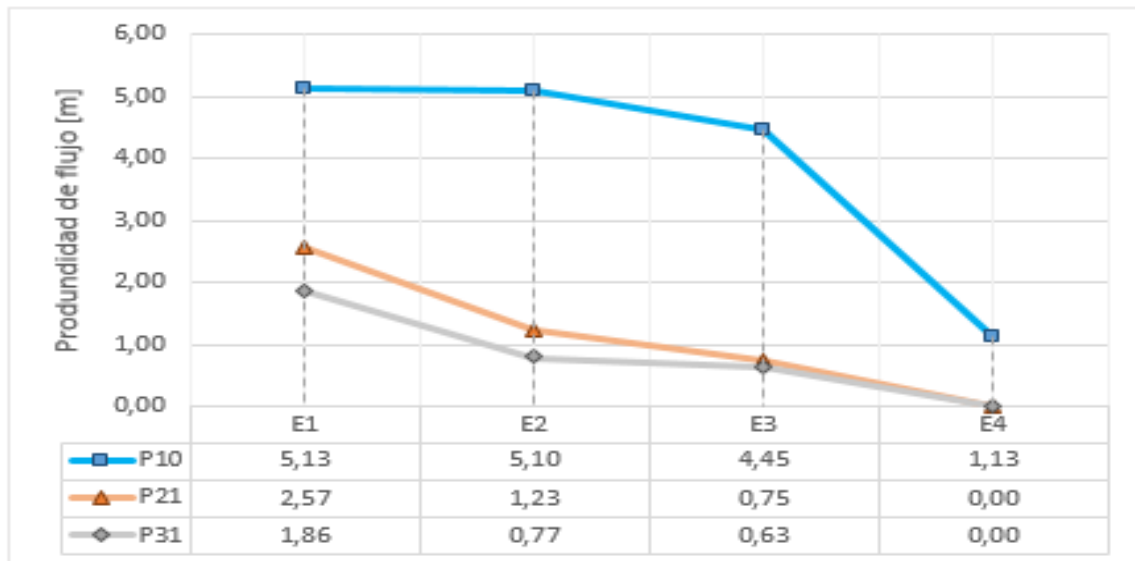


Figura 49: Perfil de profundidad de flujo vía de evacuación calle 4 Norte.

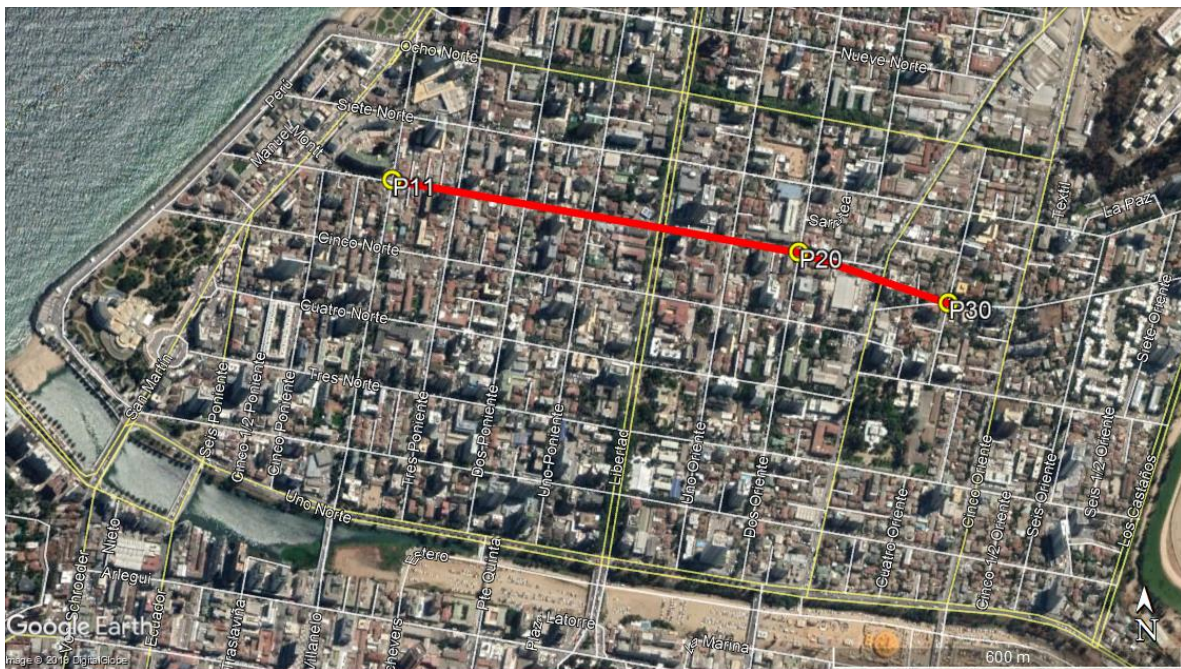
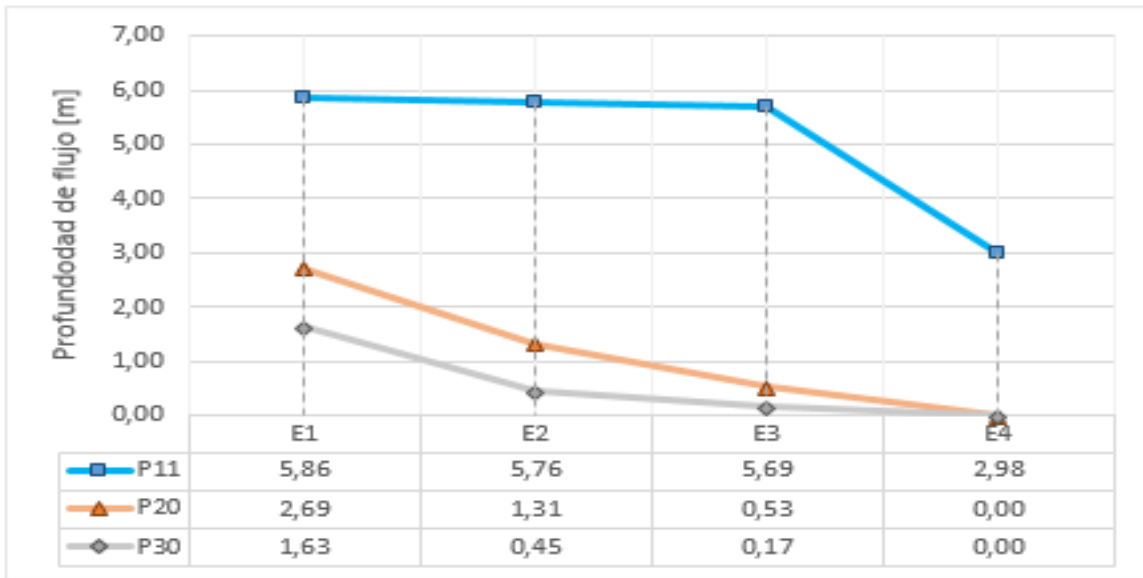


Figura 50: Perfil de profundidad de flujo vía de evacuación calle 6 Norte.

En la Figura 51 y Figura 52 presentan las máximas profundidades de flujo alcanzadas en las vías de evacuación 8 Norte y 10 Norte para cada uno de los escenarios.

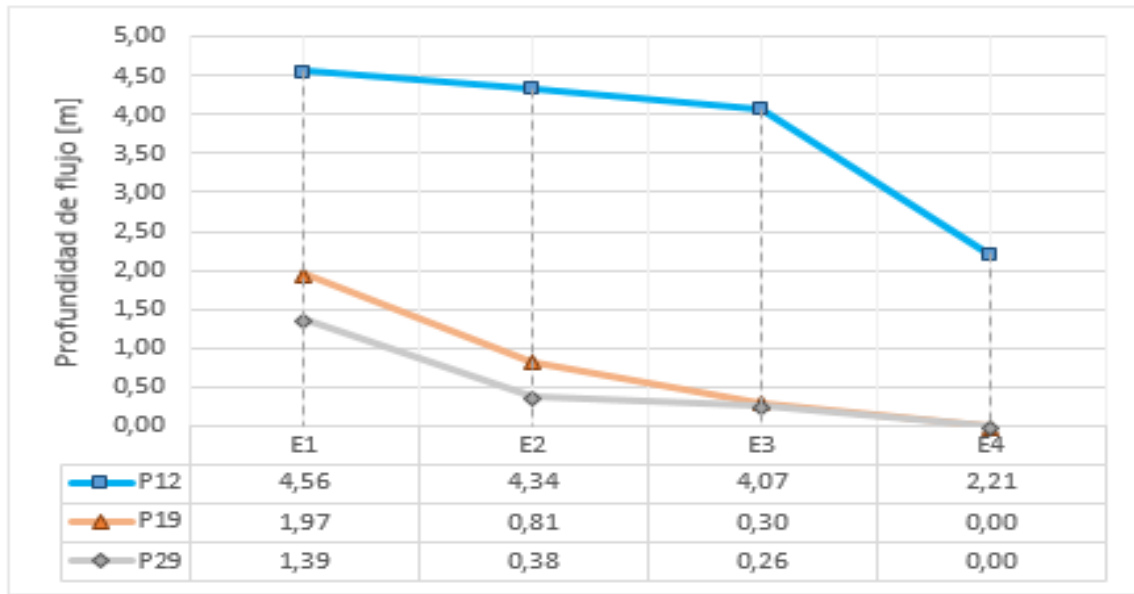


Figura 51: Perfil de profundidad de flujo vía de evacuación calle 8 Norte.

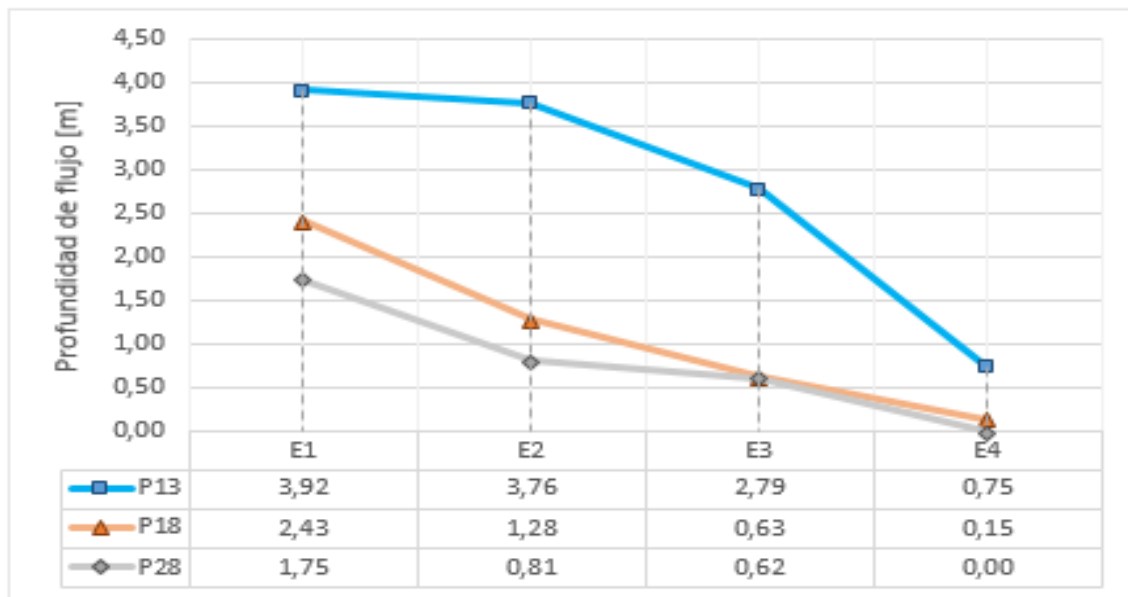


Figura 52: Perfil de profundidad de flujo vía de evacuación calle 10 Norte.

En la Figura 53 y Figura 54 presentan las máximas profundidades de flujo alcanzadas en las vías de evacuación 12 Norte y 13 Norte para cada uno de los escenarios.

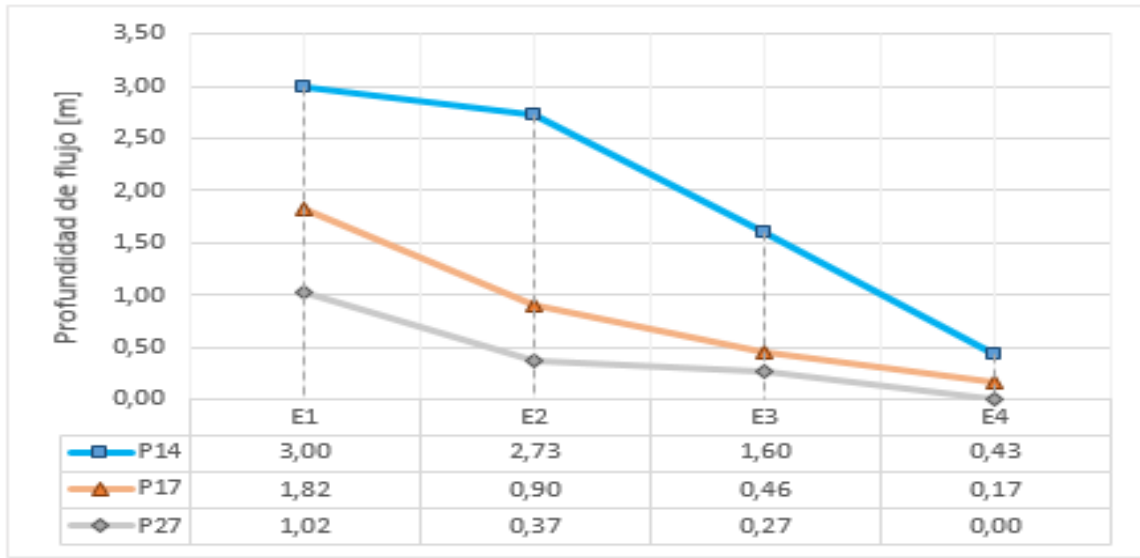


Figura 53: Perfil de profundidad de flujo vía de evacuación calle 12 Norte.

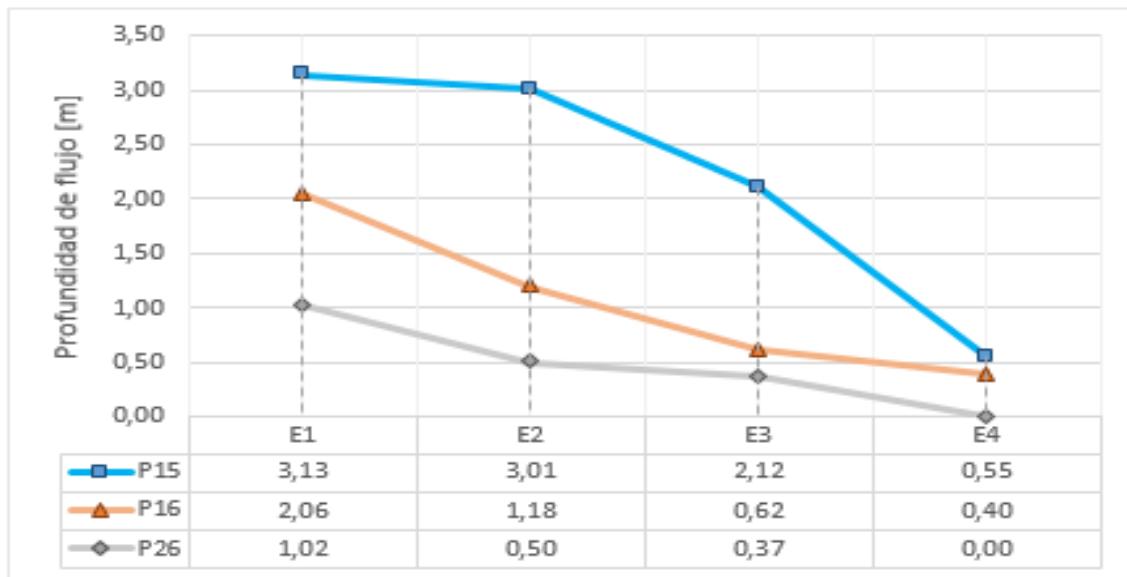


Figura 54: Perfil de profundidad de flujo vía de evacuación calle 13 Norte.

De las figuras expuestas anteriormente, se tiene que la inundación es sensible a la distribución de rugosidades aplicadas para cada escenario. Se evidencia que al aumentar el coeficiente de rugosidad equivalente, variables como la profundidad de flujo y la velocidad presentan una disminución de sus valores.

Las recomendaciones generales de la ONEMI indican que las personas deben evacuar a través de las calles 2, 3, 4, 6 y 8 Norte para dirigirse a la subida de Sausalito. Respecto de las calles 10, 12 y 13 Norte se aconseja ir al punto de encuentro cercano a la calle Quillota.

Al considerar estas sugerencias se debe tener en cuenta que desde la calle 2 Oriente tanto las profundidades de flujo como las velocidades disminuyen en relación a los valores obtenidos desde el borde costero a la calle Libertad.

FEMA (2008), indica que la velocidad promedio de evacuación de una persona es de 1.8 [m/s] y una persona con movilidad reducida de 0.9 [m/s], requiriendo al menos de 9 a 18 minutos, respectivamente, para la evacuación desde el borde costero a una zona segura.

Al comparar estas cifras con las velocidades de inundación, resulta determinante tener un sistema de alerta de tsunami eficiente, que permita que las personas tengan el tiempo suficiente para efectuar la evacuación a los puntos de encuentro ubicados en zonas seguras.

En general se tiene que tanto las profundidades de flujo como las velocidades disminuyen de Sur a Norte y desde Oeste a Este dentro de la ciudad. Donde las vías de evacuación más cercanas al estero Marga-Marga presentan un mayor riesgo para la población que las dispuestas al Norte de la ciudad de Viña del Mar.

7. DISCUSIONES Y RECOMENDACIONES

El uso de distribución de rugosidades constituye una gran herramienta dentro de la modelación de tsunamis, ya que permite conocer las variaciones que presenta el flujo al considerar zonas densamente pobladas y rígidamente construidas, donde la tasa de ocupación por estructuras es de un 60% (Koshimura, et al., 2009). Los efectos disipativos asociados a la rugosidad urbana, se pueden observar en la disminución de la inundación horizontal, elevación de la superficie y profundidad de flujo, entre otras características de éste. Resulta importante considerar este tipo de estudios en cada zona costera, ya que permite conocer el comportamiento que tendrá un tsunami al propagarse dentro de una ciudad.

Para futuras líneas de investigación, se recomienda la determinación del coeficiente de rugosidad de Manning equivalente para las distintas vocaciones de uso de suelo dentro de la ciudad, ya que de esta manera se obtendría un modelo de inundación más representativo. Atendiendo a la rigidez de las estructuras de la ciudad de Viña del Mar, es consistente sensibilizar el modelo respecto al valor de la rugosidad, aumentando localmente los valores tradicionalmente usados en este tipo de modelaciones ($n=0.025 \text{ [m}^{-1/3}\text{s]}$).

Durante el desarrollo de este estudio no se logró acceder a datos de marea de la ciudad de Viña del Mar, ni de Valparaíso. Por esa razón se utilizaron los datos extraídos de la Bahía de Quintero. Para futuras investigaciones se recomienda el cálculo del nivel medio del mar con la información de la ciudad de Viña del Mar.

En el desarrollo de la grilla de modelación con mayor resolución, se utilizaron datos extraídos de planos topográficos de diversas fuentes. Debido a que estos no eran suficientes en el estero Marga-Marga, se generaron valores promedio considerando la pendiente de su cauce. Con ello, los resultados obtenidos generan una diferencia entre la inundación alcanzada en la CITSU de Viña del Mar y la correspondiente al escenario E0.

Por otra parte, se recomienda una evaluación de las vías de evacuación actuales de la ciudad de Viña del Mar, ya que 2, 3 y 4 Norte presentan aspectos de vulnerabilidad que pueden complicar la evacuación de la población. En virtud de esto, se hace hincapié en el riesgo que representa el estero Marga-Marga al producirse un tsunami, ya que las máximas profundidades de flujo y máximas velocidades se concentran en su entorno. A ello se agrega, como relevante consideración, la incertidumbre de los resultados que este modelo entrega, pues no muestra los efectos de escala local en el flujo, ni incorpora las modificaciones topográficas que el propio tsunami generaría en su secuencia de inundación. Todo ello, por cierto, tendría mucha incidencia a una escala menor que la resolución del software utilizado.

Sobre la base de los comentarios precedentes, se recomienda evaluar estructuralmente las edificaciones presentes en la ciudad de Viña del Mar, con miras a desarrollar un plan de evacuación vertical para aquellas personas que no tengan la capacidad para acceder a los puntos de encuentro ubicados en zonas seguras, tal como lo recomienda la ONEMI.

Finalmente, se recomienda para futuros esfuerzos en esta línea de conocimiento, considerar las máximas profundidades y velocidades de flujo determinadas en el desarrollo de este estudio, para la obtención de las fuerzas hidrostáticas e hidrodinámicas que pueden afectar a las edificaciones emplazadas en áreas de riesgo de inundación, y zonas potencialmente inundables, como recomienda la Norma Técnica Minvu 007 (NTM 007).

8. CONCLUSIONES

8.1 COMENTARIOS GENERALES

El estudio permite caracterizar el comportamiento de la inundación por tsunami en la ciudad de Viña del Mar, para un terremoto de magnitud Mw 9.0. Los resultados obtenidos proporcionan la información suficiente para establecer cuáles son las zonas más expuestas a daño, al igual que el tiempo estimado de arribo del tsunami.

8.2 METODOLOGÍA

Los resultados obtenidos en este estudio están relacionados estrechamente con la calidad y densidad de los datos topográficos y batimétricos, junto con los parámetros de la fuente sísmica, cuyo evento histórico hace referencia al terremoto de 1730. Tal como se discute en el punto 7 de este documento, la topografía se ajustó manualmente para lograr una mejor simulación de las condiciones reales de la zona en estudio. Es pertinente, por supuesto, que en futuros trabajos de esta índole, disponer de mejores bases de datos topográficos.

El escenario E0 establecido mediante las formulaciones de Papazachos et al. (2004) contribuyó a comparar los resultados de profundidad de flujo con la CITSU de Viña del Mar, y a partir de esa base se procedió a simular terremotos de mayor magnitud.

Dadas las condiciones físicas de las estructuras rígidas o semi-rígidas presentes en la ciudad de Viña del Mar, se desprende que la representación a través de la rugosidad equivalente podría ser válida para caracterizar el comportamiento de las zonas inundables de la ciudad de Viña del Mar. La metodología adoptada en este estudio permite caracterizar el comportamiento de las zonas inundables de la ciudad de Viña del Mar, cumpliendo los objetivos propuestos.

8.3 RESULTADOS

La comparación del modelo numérico se realizó con un terremoto de magnitud Mw 8.5, cuyos resultados de profundidad de flujo se ajustan a los establecidos por el SHOA en la CITSU de Viña del Mar. La intrusión horizontal del escenario E0 presenta un descenso de 2.03% respecto al área de inundación de la CITSU de Viña del Mar. Se simularon 4 escenarios con magnitud Mw 9.0, los cuales presentan 5 arribos relevantes, cuyas máximas profundidades de flujo alcanzan una cifra cercana a los 8 [m]. En el caso del escenario E2 (definido en la Tabla 7), la profundidad de flujo y la máxima inundación horizontal se reducen en promedio un 5.60% y 4.32% respectivamente, en relación al escenario E1.

El escenario E3 (definido en la Tabla 7), presenta un descenso promedio del 14.67% y un 24.47%, en la máxima inundación horizontal y máxima profundidad de flujo respectivamente, en relación al escenario E1. Mientras que la máxima inundación horizontal y máxima profundidad de flujo, descendieron en promedio un 39.47% y 70.20%, respectivamente para el escenario E4 (definido en la Tabla 7), en proporción al escenario E1.

Es importante destacar que en el sector Sur de la ciudad de Viña del Mar, donde no se aplicaron cambios en la rugosidad equivalente se produjo una disminución de la profundidad de flujo y velocidades aunque en menor escala respecto del sector Norte. Esto se puede deber a la redistribución de masa y momentum producto de la rugosidad aplicada al Norte de la ciudad de Viña del Mar, junto con el efecto de difracción que se genera en el Cerro Castillo.

Por otra parte, se observa que el uso de una distribución de rugosidades aporta en la disminución en los rangos de velocidad, dado los resultados obtenidos en los escenarios E2, E3 y E4 al compararlos con el escenario E1. En el caso de los perfiles de velocidad extraídos en las vías de evacuación se infiere que desde 2 Norte a 13 Norte las velocidades disminuyen gradualmente, alcanzando mayores cifras cerca del estero Marga-Marga. Los resultados de profundidad de flujo y velocidad, evidencian que los sectores más cercanos al estero Marga-Marga son los que presentan una mayor magnitud, en relación a lo registrado al Norte de la ciudad.

Dado que la velocidad promedio de evacuación de una persona es de $1.8 [m/s]$ y una persona con movilidad reducida de $0.9 [m/s]$, según lo que indica FEMA (2008), se requiere al menos de 9 a 18 minutos, respectivamente, para la evacuación desde el borde costero a una zona segura, lo cual revela la importancia de tener un sistema de alerta de tsunami eficiente, que permita que las personas tengan el tiempo suficiente para efectuar la evacuación a los puntos de encuentro ubicados en zonas seguras. Además, estas deben tener información que sea consistente con las características del territorio donde se desarrollaría la evacuación.

Considerando las velocidades alcanzadas, se debe poner atención a las playas presentes en la ciudad de Viña del Mar, principalmente en Playa El Sol donde las velocidades promedio fueron de $7.38 [m/s]$, ya que se podrían producir cambios morfológicos producto del transporte de sedimentos al momento de la vaciante de la inundación.

Dado lo anterior, se evidencia que la inundación es sensible a la distribución de rugosidades aplicadas para cada escenario. En efecto, se observa que al aumentar el coeficiente de rugosidad de Manning equivalente, variables como la profundidad de flujo, intrusión horizontal y la velocidad exhiben una disminución de sus valores.

Los resultados obtenidos en este estudio se consideran satisfactorios y permiten tener información georreferenciada de las máximas profundidades de flujo y velocidad; constituyendo una base para el diseño estructural y determinación de fuerzas hidrostáticas e hidrodinámicas que pueden afectar a las edificaciones emplazadas en áreas de riesgo de inundación y zonas potencialmente inundables.

Del estudio se desprende que la rugosidad asociada a las edificaciones urbanas presentes en una ciudad, contribuye a la reducción de los efectos de un tsunami, lo cual revela que al disponer de elementos que maximicen la rugosidad dentro de una ciudad costera, las repercusiones de un tsunami pueden ser reducidas considerablemente. Sin embargo, debe cuidarse el efecto convectivo por la presencia de elementos rígidos.

Al considerar los resultados obtenidos, es determinante la generación de comités locales que elaboren planes de evacuación, con el fin de prevenir e informar a la población de los sectores de mayor peligrosidad dentro de la zona inundable de la ciudad de Viña del Mar.

Es importante recalcar que los resultados de este estudio representan un evento histórico en particular que no necesariamente se repetirá de la misma manera, por lo que resulta conveniente acatar la recomendación de dirigirse a una zona segura cuya cota sea superior a los 30 [msnmm].

9. GLOSARIO

En esta sección se presenta la definición de los parámetros que se emplean para la descripción y medición de las ondas de tsunami. Además se incluyen los términos que se utilizan una vez que un tsunami arriba a las costas.

En la Figura 55, se presenta un esquema con algunos de los parámetros detallados.

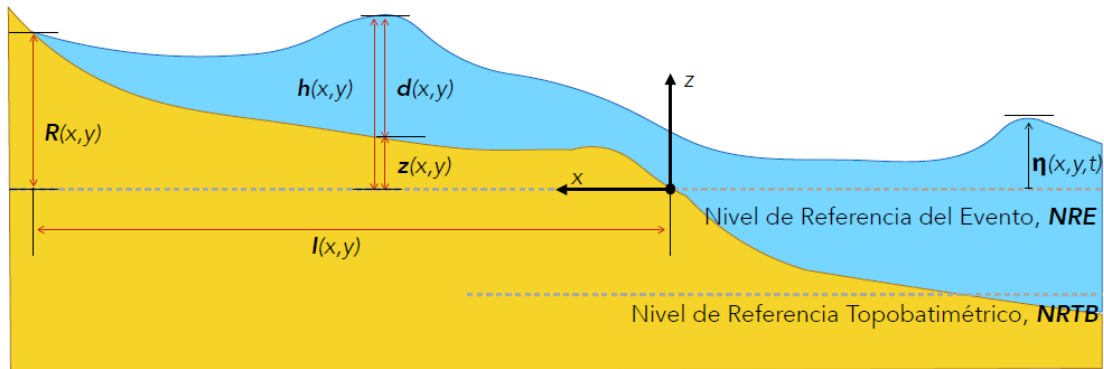


Figura 55: Parámetros de una onda de tsunami.

Fuente: (JICA/SATREPS, 2016).

9.1 ALTURA DE TSUNAMI

La altura de tsunami corresponde al valor absoluto de la diferencia entre la cresta y el valle de la onda (Figura 55). Dicha distancia debe ser corregida por la variación de la marea en que fue registrado, su unidad de medida es el metro [m] (JICA/SATREPS, 2016).

9.2 PERIODO DEL TSUNAMI

Tiempo que se requiere para que la cresta de una onda pase consecutivamente por un punto establecido (Figura 55). Ya que es un parámetro difícil de medir, se establece que el periodo predominante de un tsunami generalmente se mide como la diferencia de tiempo entre el tiempo de arribo de la onda de tsunami de mayor amplitud y el siguiente pico, medida en un mareograma. Normalmente el periodo de un tsunami varía entre 5 y 60 [min] (JICA/SATREPS, 2016; Winckler, 2002).

9.3 DESNIVELACIÓN

La desnivelación $\eta(x, y)$, se define como la distancia vertical entre el nivel de referencia del evento (NRE) y la superficie del fluido en cada instante y punto del dominio. Este parámetro puede adoptar valores tanto positivos como negativos (JICA/SATREPS, 2016).

9.4 LONGITUD DE ONDA

Corresponde a la distancia horizontal que se genera entre puntos similares en dos ondas sucesivas medidas perpendicularmente a la cresta (Figura 55) (JICA/SATREPS, 2016).

Es importante destacar que tanto la longitud de onda y el periodo de un tsunami son indicadores de la fuente de generación. El rango de la longitud de onda característico para los tsunamis causados por terremotos es de 20 a 300 [km], mientras que la longitud de onda de tsunamis provocados por remoción en masa varía entre cientos de metros a decenas de kilómetros (UNESCO, 2013).

9.5 TIEMPO ESTIMADO DE ARRIBO

Este término hace referencia al tiempo estimado que demorará el primer tren de ondas de un tsunami en llegar a un lugar específico luego de su generación. La cantidad de tiempo es determinada mediante la modelación de la velocidad y la refracción. Esto se debe a que la celeridad se encuentra controlada por la profundidad del medio donde se propaga, se estima que las ondas pueden alcanzar una velocidad de hasta 800 [km/hr] en lugares donde la profundidad supera los 6 [km], mientras que al llegar a la costa la velocidad disminuye radicalmente (UNESCO, 2013).

La estimación del tiempo de arribo de un tsunami resulta ser fundamental para los sistemas de emergencias y las posibles evacuaciones que se requieran (UNESCO, 2013).

9.6 INUNDACIÓN HORIZONTAL

También denominado distancia de inundación $I(x, y)$, corresponde al recorrido horizontal que hace un tsunami al penetrar a tierra, el cual es medido generalmente de manera perpendicular a la costa (Figura 55) (JICA/SATREPS, 2016).

La distancia de inundación debe ser medida para cada costa o puerto que se encuentre bajo el riesgo de tsunami, puesto que la respuesta de éste varía respecto de las condiciones morfológicas que presente cada localidad (JICA/SATREPS, 2016).

9.7 RUN-UP

Corresponde a la cota máxima que alcanza la inundación $R(x, y)$, la cual es producida por la penetración de un tsunami al llegar a la costa y que generalmente es medida desde un nivel de referencia del evento (NRE) o datum hasta la línea de inundación o inundación máxima alcanzada, como se presenta en la Figura 55 (JICA/SATREPS, 2016).

9.8 ALTURA DE INUNDACIÓN

La altura de inundación $h(x, y)$, hace referencia a la elevación alcanzada por el agua del mar en el terreno medido desde un nivel de referencia del evento (NRE) o datum en una distancia de inundación específica (JICA/SATREPS, 2016).

9.9 PROFUNDIDAD DE INUNDACIÓN

También denominada profundidad del flujo $d(x, y)$, se refiere a la profundidad o altura que alcanza un tsunami sobre el nivel de terreno medido en una zona específica (JICA/SATREPS, 2016), que se encuentre oportunamente indicada por marcas que haya dejado la inundación, tales como vestigios de lodo en paredes de edificios o casas, escombros o indicios de impactos en troncos o infraestructuras (UNESCO, 2013). Dicha altura corresponde a la adición de la profundidad del fluido y la altitud topográfica local (Figura 55).

10. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ballore, F. M. d., 1916. *Historia sísmica de Los Andes meridionales al sur del paralelo XVI*. Santiago: Imprenta Universitaria.

Barrientos, S. & Ward, S., 1990. The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, pp. 589-598.

Bernal, I. & Tavera, H., 2002. *Geodinámica, Sismicidad y Energía Sísmica en Perú*, Lima: Instituto Geofísico del Perú.

Beyá, J. & Winkler, P., 2012. *Inundaciones Costeras, Más Allá de los Tsunamis*, Santiago: s.n.

Biblioteca Nacional de Chile, 2017. *Memoria Chilena*. [En línea] Available at: <http://www.memoriachilena.cl/602/w3-article-7682.html#presentacion>

Bricker, J. D., Gibson, S., Takagi, H. & Imamura, F., 2015. *On the need for larger Manning's roughness coefficients in depth-integrated tsunami inundation models..* s.l.:Coastal Engineering Journal.

Brocher, T. y otros, 2014. *The 1964 great Alaska earthquake and tsunamis: a modern perspective and enduring legacies*. California: U.S. Geological Survey Fact Sheet 2014–3018.

Bufo, E., 1994. *Métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos. Física de la Tierra*. Madrid: Editoriai Complutense.

Campos, M. L. R., 2005. *Los desastres naturales y riesgo de tsunamis. El tsunami de Indonesia del 26 de diciembre de 2004*. s.l.:s.n.

Cardesa, J., 2014. *Notas sobre dinámica de fluidos computacional*. Madrid: s.n.

Carvajal, M., 2015. *Tamaño del terremoto de Chile central de 1730, inferido de evidencias históricas, geológicas y modelación numérica del tsunami resultante*. s.l.:s.n.

CEM, C. E. M., 2003. *Surf Zone Hydrodynamics*. s.l.:s.n.

Centro Sismológico Nacional, 2016. CSN. [En línea] Available at: <http://www.sismologia.cl/> [Último acceso: 12 Noviembre 2016].

Chow, T. V., 1959. *Open channel hydraulics*. New York, McGraw-Hill Book Company, Inc.

Cienfuegos, R., Barthélemy, E. & Bonneton, P., 2010. *Wave-Breaking Model for Boussinesq-Type Equations Including Roller Effects in the Mass Conservation Equation. Journal Of Waterway, Port, Coastal & Ocean Engineering*. s.l.:s.n.

Cisternas, M., Gorogitía, N., Torrejón, F. & Urbina, X., 2011. *Terremoto y Tsunami de Chile Central de 1730: ¿Un gigante o una serie de eventos menores?*. Viña del Mar: Congreso de Ciencias del Mar.

Comte, D., 1986. *The 1985 Central Chile Earthquake: A repeat of previous great earthquakes in the region*. s.l.:Science.

Cronin, V., 2004. *A Draft Primer on Focal Mechanism Solutions for Geologists*, Texas: Baylor University,

Dalrymple, R. & Kriebel, D., 2005. Lessons in Engineering from the Tsunami in Thailand. *The Bridge. National Academy of Engineering*, 35(2), pp. 4-13.

Danielsen, F. y otros, 2005. The Asian tsunami: a protective role for coastal vegetation. *Science*. 310(5748).

Dean, R. & Dalrymple, R., 1991. *Water Wave Mechanics For Engineers and Scientists*. s.l.:Prentice Hall.

Donoso, R., 2012. *Gestión del riesgo de tsunamis en establecimientos educacionales*, Santiago: s.n.

Gates, A. E. & Ritchie, D., 2007. *Encyclopedia of Earthquakes and Volcanoes*, Third Edition . En: s.l.:Facts On File, Inc..

Gayer, G. y otros, 2010. *Tsunami inundation modelling based on detailed roughness maps of densely populated areas*. s.l.:Natural Hazards and Earth System Sciences.

Gica, E. y otros, 2008. *Development of the forecast propagation database for NOAA's Short-term Inundation Forecast for Tsunamis (SIFT)*. s.l., Technical Memorandum OAR PMEL-139.

Greve, F., 1964. *Historia de la sismología en Chile*. s.l.:s.n.

Guisado Pintado, E., Málvarez García, G. & Navas Concha, F., 2010. *Los modelos de propagación de oleaje, morfodinámica y las TIG*. s.l.:s.n.

Gusiakov, V. K., 2005. *Tsunami generation potential of different tsunamigenic regions in the Pacific*. s.l.:Marine Geology.

Harada, K., Imamura, F. & Hiraishi, T., 2002. Experimental Study on the Effect in Reducing Tsunami by the Coastal Permeable Structures.

Holmes, A. & Holmes, D., 1987. Geología física. En: *Geología física*. Tercera ed. Londres: Omega, pp. 714-720.

JICA/SATREPS, G. d. T. 2. d. P., 2016. *Guía para la estimación de peligro de tsunami*. s.l.:s.n.

- Kaiser, G. y otros, 2011. *The influence of land cover roughness on the results of high resolution tsunami inundation modeling*. s.l.:s.n.
- Kajiura, K., 1963. *The leading wave of a tsunami*. *Bulletin of the Earthquake Research*. s.l.:s.n.
- Koshimura, S., Oie, T., Yanagisawa, H. & Imamura, F., 2009. *Developing fragility functions for tsunami damage estimation using numerical model and post-tsunami data from Banda Aceh, Indonesia*. s.l., Coastal Engineering Journal, pp. 243-273.
- Kotani, M., Imamura, F. & Shuto, N., 1998. *New method of tsunami runup and estimation of damage using GIS data*. s.l., Proceedings of the Coastal Engineering, Japan Society of Civil Engineers, pp. 356-360.
- Lagos, M., 2000. *Tsunamis de origen cercano a las costas de Chile*, Santiago: s.n.
- Lagos, M., 2012. Zonificación del riesgo de tsunami en el centro-sur de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, Issue 53, pp. 7-21.
- Lagos, M. & Gutiérrez, D., 2005. *Simulación del tsunami de 1960 en un estuario del centro-sur de Chile*. s.l.:s.n.
- Levin, B. & Nosov, M., 2008. *Physics of Tsunamis*. s.l.:Springer Science + Business Media B.V..
- Liu, P., 2005. Tsunami Simulations and Numerical Models. *The Bridge. National Academy of Engineering*, 35(2), pp. 14-20.
- Lomnitz, C., 1971. *Grandes terremotos y tsunamis en Chile durante el periodo 1535-1955*. s.l.:Geofis. Panamericana.
- Lomnitz, C., 2004. Major Earthquakes of Chile: A Historical Survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters*, p. 12.
- Lorca, E. & Recabarren, M., 1994. *Terremotos y Tsunamis o Maremotos*. Santiago de Chile: Comisión Oceanográfica Intergubernamental, Centro Internacional de Informaciones, s.l.: Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA).
- Madariaga, R., 1998. *Sismicidad de Chile*. s.l.:Física de la Tierra.
- McCaffrey, R., 2007. The Next Great Earthquake. *Science*, pp. 1675-1676.
- Muhari, A., Imamura, F., Koshimura, S. & Post, J., 2011. *Examination of three practical run-up models for assessing tsunami impact on highly populated areas*. s.l.:Natural Hazards and Earth System Sciences.
- Museo histórico nacional, D. E., s.f. *Terremoto y tsunami de Valdivia (22 de Mayo de 1960)*. s.l.:s.n.

Narayan, J., Sharma, M. & Maheshwari, B., 2005. *Run-up and Inundation Pattern Developed During the Indian Ocean Tsunami of December 26, 2004 Along the Coast of Tamilnadu (India)*. s.l.:s.n.

Nishenko, S. P., 1985. *Seismic potential for large and grate interplate earthquakes along the Chilean and Southern Peruvian margins of South America: a quantitative reappraisal*. s.l.:Journal of geophysical research.

NOAA, 2016. *National Oceanic and Atmospheric Administration*. [En línea] Available at: <https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/22may1960.html>

Ohira, W., Honda, K. & Harada, K., 2012. *Reduction of tsunami inundation by coastal forests in Yogyakarta, Indonesia: a numerical study*. s.l.:Natural Hazards and Earth System Sciences.

Okada, Y., 1985. *Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space*. s.l.:Bulletin of the Seismological Society of America.

Okada, Y., 1992. *Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space*. s.l.:Bulletin of the Seismological Society of America.

Papazachos, B. C. y otros, 2004. *Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes*. s.l., s.n.

Pararas- Carayannis, G., 2010. The Earthquake and Tsunami of 27 February 2010 in Chile. Evaluation of Source Mechanism and of Near and Far-field Tsunami Effects. *Science of Tsunami Hazard*, 29(2), pp. 96-126.

Peláez, J. A., 2011. Sobre las escalas de magnitud. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, pp. 267-275.

Quiroz, M., Aránguiz, R. & Belmonte, A., 2014. *Peligro de Tsunami en Chile Central: Modelo de Ruptura del evento de 1730*. s.l., XXV Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Santiago, Chile, Agosto 2014.

Rabinovich, A., Geist, E., Fritz, H. & Borrero, J., 2015. *Introduction to "Tsunami Science: Ten Years After the 2004 Indian Ocean Tsunami. Volume II*. s.l.:Springer .

Satake, K., 2014. Advances in earthquakes and tsunami sciences and disaster risk reduction since the 2004 Indian ocean tsunami. *Geoscience Letters*, pp. 1-15.

SHOA, 2000. *El maremoto del 22 de mayo de 1960 en las costas de Chile*. Valparaíso: s.n.

SHOA, 2000. *Tsunami, las grandes olas*. Valparaíso: s.n.

SHOA, 2010. *Servicio Nacional de Alarma de Maremotos*. [En línea] Available at: <http://www.snamchile.cl/> [Último acceso: 14 Mayo 2014].

Silva, R., 2005. *Análisis y descripción estadística del oleaje*. s.l.:Serie Docencia. Instituto de ingeniería. UNAM.

Soloviev, S. L. & Go, C. N., 1984. *Catalogue of tsunamis on the eastern shore of the Pacific Ocean*. s.l.:Canada Institute for Scientific and Technical Information, National Research Council.

Strabler, A. & Strabler, A., 2005. Geografía física. En: *Geografía física*. Tercera ed. Chicago: Omega, pp. 230-264.

Tarbuck, E. J. & Lutgens, F. K., 2005. Ciencias de la tierra, una introducción a la geología física. En: *Ciencias de la tierra, una introducción a la geología física*. Octava ed. Madrid: Pearson Prentice Hall, pp. 320-321.

Tarbuck, E. J. & Lutgens, F. K., 2005. Ciencias de la tierra, una introducción a la geología física. En: *Ciencias de la tierra, una introducción a la geología física*. Octava ed. Madrid: Pearson Prentice Hall, pp. 34-54.

Tarbuck, E. J. & Lutgens, F. K., 2005. Ciencias de la tierra, una introducción a la geología física. En: *Ciencias de la tierra, una introducción a la geología física*. Octava ed. Madrid: Pearson Prentice Hall, pp. 321-324.

Tarbuck, E. J. & Lutgens, F. K., 2005. Ciencias de la tierra, una introducción a la geología física. En: *Ciencias de la tierra, una introducción a la geología física*. Octava ed. Madrid: Pearson Prentice Hall, pp. 313-315.

U.S Department of education, 1998. *Earthquakes and Tsunamis. High School Teacher's Guidebook and High School Textbook*. París: s.n.

Udías, A., Madariaga, R. & Buforn, E., 2012. *The Large Chilean Historical Earthquakes of 1647,1657,1730 and 1751 from Contemporary Documents*. s.l.:Bulletin of Seismological Society of America.

UNESCO, 2013. *Comisión Oceanográfica Intergubernamental. Glosario de tsunamis. Colección Técnica de la COI Nº 85 rev. París, UNESCO..* s.l.:s.n.

USGS, 2013. *United State Geological Survey*. [En línea] Available at: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/year/byyear.php> [Último acceso: 16 Septiembre 2014].

USGS, 2015. *United States Geological Survey*. [En línea] Available at: <http://earthquake.usgs.gov/learn/topics/beachball.php> [Último acceso: 3 Marzo 2015].

USGS, U. G. S., 2009. *Sobreviviendo a un tsunami: lecciones de Chile, Hawai y Japón*, Virginia: s.n.

Wang, X., 2009. *User manual for COMCOT Version 1.7*. s.l.:s.n.

Winckler, P., 2002. *Evaluación de riesgo de tsunami en Quintero, Chile*. s.l.:s.n.

Yépez, M., Ventura, F., Guevara, E. & Cartaya, H., 2000. *Cálculo del coeficiente de rugosidad "n" de Manning en los grandes ríos de Venezuela*. s.l.:Revista de la Facultad de ingeniería.

Zambra, C., 2014. *Evaluación de peligro de tsunami en isla Robinson Crusoe, Juan Fernández*. s.l.:s.n.

11. ANEXO A: TIPOLOGÍAS DE TSUNAMIS

Según su origen, un tsunami se puede clasificar dependiendo de la escala espacial y temporal que abarque. A medida que se propaga a través del océano, es posible que se presente la primera tipología que considera daños sólo de manera local, sin embargo, es frecuente que se manifieste la segunda tipología la cual incluye daños en más de una región. La tercera tipología que se describe es menos usual puesto que viaja a una escala espacial que supera los 1000 [km] y que puede devastar localidades que se ubiquen en distintos continentes (UNESCO, 2013).

11.1 TSUNAMI LOCAL

Corresponde a un tsunami que se origina en una fuente cercana, que no supera los 500 [km] o a menos de una hora de tiempo de viaje desde el arranque de la onda de tsunami. Este tipo de tsunami generalmente, son provocados por terremotos, sin embargo, a veces pueden originarse por deslizamiento de terreno (remoción en masa) o erupción volcánica. Se estima que un 90% de las muertes causadas por tsunamis corresponden a este tipo (UNESCO, 2013).

11.2 TSUNAMI REGIONAL

Tsunami capaz de generar estragos en una región geográfica específica, y cuyos efectos están limitados por una escala espacial superior a los 500 [km] y que puede abarcar hasta los 1000 [km] desde su origen, o de manera alternativa que su escala temporal se encuentre contenida de 1 a 3 horas de tiempo de viaje desde el origen de la onda de tsunami (UNESCO, 2013).

De los 39 tsunamis (catalogados como locales o regionales) que se han registrado desde 1975 al 2012, 26 de ellos se han desencadenado en el Océano Pacífico dejando como consecuencia 260.000 víctimas fatales y la pérdida de miles de millones de dólares (UNESCO, 2013).

En la Tabla 20 se presentan los tsunamis locales y regionales que han dejado más de 4.000 víctimas fatales a través de la historia.

Tabla 20: Tsunamis locales y regionales que han dejado más de 4.000 víctimas fatales.

Fecha (dd/mm/aa)	Localización de la fuente	N° estimado de muertos o desaparecidos
21-07-365	Isla de Creta (Grecia)	5.700
20-09-1498	Mar de Enshunada (Japón)	31.000
18-01-1586	Bahía de Ise (Japón)	* 8.000
03-02-1605	Nankaido (Japón)	5.000
02-12-1611	Sanriku (Japón)	5.000
20-10-1687	Perú meridional	* 5.000
30-12-1703	Península de Boso (Japón)	* 5.233
28-10-1707	Nankaido (Japón)	* 5.000
29-10-1746	Centro de Perú	4.800
01-11-1755	Lisboa (Portugal)	* 50.000
24-04-1771	Islas Ryukyu (Japón)	13.486
02-05-1783	Estrecho de Mesina (Italia)	* 30.000
21-05-1792	Isla de Kyushu (Japón)	5.443
13-08-1868	Krakatoa (Indonesia)	25.000
27-08-1883	Sanriku (Japón)	36.000
15-06-1896	Mar de Banda (Indonesia)	* 27.122
26-06-1941	Mar de Andamán (India)	5.000
16-08-1976	Golfo de Moro (Filipinas)	4.456
26-12-2004	Banda Aceh (Indonesia)	*^ 227.898
11-03-2011	Tohoku (Japón)	*^ 18.717

Fuente: UNESCO (2013).

* Puede incluir víctimas por el terremoto

** Tsunami generado por erupción volcánica

^ Incluye personas desaparecidas /muertas cerca y lejos de la fuente

11.3 TELETSUNAMI

Corresponde a un tsunami cuya fuente generadora se encuentra distante y que abarca generalmente una escala espacial superior a los 1000 [km], o que a su vez se situó a más de 3 [hrs] de tiempo de viaje desde el origen de la onda de tsunami. Se caracteriza por generar destrucción no sólo en las regiones colindantes a la zona de la generación, sino a través de todo el océano. También es denominado tsunami de campo lejano (UNESCO, 2013).

Este tipo de evento generalmente comienza como un tsunami local que provoca devastación cerca de la fuente, y cuyas ondas siguen viajando a través de toda la cuenca del océano, con energía capaz de generar un aumento en el número de víctimas y destrucción en costas emplazadas a más de 1000 [km] de la fuente generadora. El potencial destructivo de este tipo de tsunami es superior a los regionales, sin embargo son menos frecuentes (UNESCO, 2013).

En la Tabla 21 se recopilan 14 de los tsunamis que se han producido dentro de los últimos 200 años y que han dejado víctimas fatales a más de 1000 [km] de su mecanismo de generación (UNESCO, 2013).

Tabla 21: Recuento de los 14 teletsunamis producidos durante los últimos 200 años.

Fecha (dd/mm/aa)	Ubicación del terremoto	N° estimado de muertos o desaparecidos		
		Locales y regionales	Lejanos	Localidades distantes con víctimas
07-11-1837	Sur de Chile	0	16	Hawaii (EE.UU.)
13-08-1868	Norte de Chile**	* 25.000	7	Nueva Zelanda, sur de Chile
10-05-1877	Norte de Chile	Cientos	Miles	Isla de Fiji, Japón, Perú, Hawái (EE.UU.)
27-08-1883	Krakatoa (Indonesia)	36.000	1	Sri Lanka
15-01-1899	Papúa-Nueva Guinea	0	Cientos	Islas Carolinas, islas Salomón
09-08-1901	Islas de la lealtad (Nueva Caledonia)	0	Varios	Isla Santa Cruz
03-02-1923	Kamchakta (Rusia)	2	1	Hawaii (EE.UU.)
27-11-1945	Costa de Makrán (Pakistán)	*4.000	Algunos	India
01-04-1946	Islas Unimak (Alaska, EE.UU.)	5	159	California y Hawái (EE.UU.)
22-05-1960	Centro de Chile	1.000	222	Japón, Filipinas, California y Hawái (EE.UU.)
28-03-1964	Prince William Sound (Alaska, EE.UU.)	106	18	California y Oregón (EE.UU.)
26-12-2004	Banda Aceh (Indonesia)***	*175.827	52.071	Bangladés, India, Kenia, islas Maldivas, Myanmar, Seychelles, Somalia, África del Sur, Sri Lanka, Tanzania, Yemen
28-03-2005	Sumatra (Indonesia)	0	10	Sri Lanka (muertes durante la evacuación)
11-03-2011	Tohoku (Japón)****	*18.715	2	Indonesia, California (EE.UU.)

Fuente: (UNESCO, 2013).

* Puede incluir víctimas por el terremoto

** Muertes locales y regionales en Chile y Perú

*** Muertes locales y regionales en Indonesia, Malasia y Tailandia

**** Muertes locales y regionales en Japón

12. ANEXO B: GENERALIDADES DE LOS TERREMOTOS

12.1 TERREMOTO

Los terremotos son provocados por la dinámica de la corteza terrestre. A partir de la interacción entre las placas, se genera el deslizamiento de un segmento de la corteza, esto causa una súbita liberación de energía en forma de ondas sísmicas que se propagan en todas direcciones desde un punto de origen y que sacuden la superficie terrestre (Tarbuck & Lutgens, 2005).

12.1.1 ONDAS SÍSMICAS

Las ondas sísmicas son una manifestación de la energía elástica que se libera al momento en que las placas litosféricas interactúan. Estas ondas sísmicas se propagan en todas las direcciones desde el foco. Y pueden ser clasificadas como ondas superficiales o de cuerpo (Tarbuck & Lutgens, 2005).

12.1.1.1 ONDAS DE CUERPO

Se les denomina ondas de cuerpo a aquellas que se propagan por el interior de la Tierra y pueden ser clasificadas como ondas primarias o P y ondas secundarias o S, dependiendo de su forma de viajar a través de los materiales (Tarbuck & Lutgens, 2005).

A medida que las ondas primarias se desplazan, generan una compresión y expansión de los materiales que recorre, provocado por el movimiento de la onda que viaja en la misma dirección de propagación de la falla. Los tres estados de la materia (sólidos, líquidos y gases), se resisten a un cambio de volumen al ser comprimidos y debido a sus propiedades elásticas recobran su forma en el momento que no se encuentran sometidos a la fuerza. Al ser las ondas P, ondas compresivas poseen la capacidad de atravesar todos los estados de la materia. Se estima que la velocidad de propagación de las ondas P es hasta 1.7 veces mayor que las ondas S (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Cuando las partículas son desplazadas en sentido perpendicular a la dirección de propagación de la falla, se denomina onda secundaria. Mientras que las ondas primarias son capaces de atravesar todos los estados de la materia, las ondas S no responden de la misma manera, ya que esta onda tiene la capacidad de cambiar momentáneamente la forma del material por el que viaja, esto implica que este tipo de onda no se propagan en líquidos ni gases ya que no poseen propiedades elásticas (Tarbuck & Lutgens, 2005).

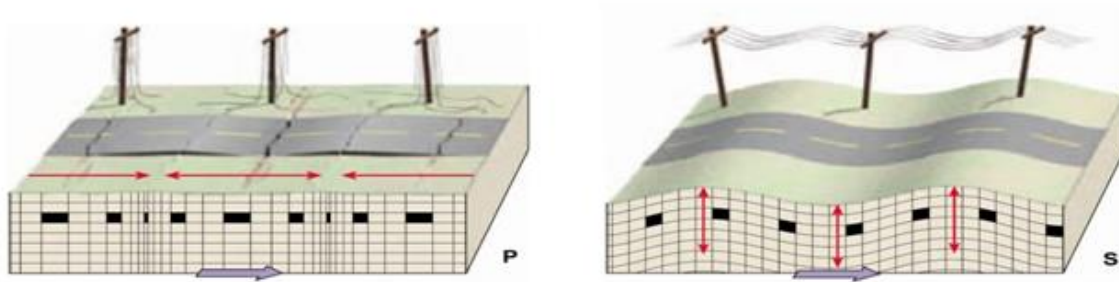


Figura 56: Ondas de cuerpo P y S.

Fuente: Adaptado de Tarbuck & Lutgens (2005).

12.1.1.2 ONDAS SUPERFICIALES

Las ondas superficiales son aquellas que viajan sobre la parte externa de la Tierra y su movimiento es algo más complejo que el de las ondas de cuerpo, de la misma manera los periodos que registran suelen ser más largos (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Este tipo de onda se clasifica respecto del movimiento que presente, si se mueve de manera lateral similar a una onda S orientada en un plano horizontal se denomina onda Love (Figura 57 A), en caso de que el movimiento que se registre describa una trayectoria elíptica retrógrada, o sea que tenga un movimiento ascendente y descendente, entonces se denomina onda Rayleigh (Figura 57 B) (Tarbuck & Lutgens, 2005).

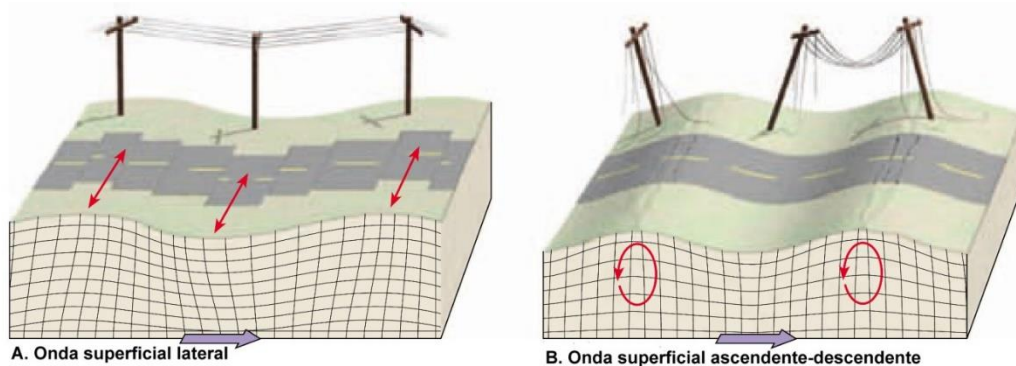


Figura 57: Ondas superficiales.

Fuente: Adaptado de Tarbuck & Lutgens (2005).

El tipo de movimiento que producen las ondas Love suele ser el más peligroso para las fundaciones de las estructuras, mientras que el movimiento generado por las ondas Rayleigh suele ser descrito como el de un fuerte oleaje oceánico (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Se estima que la velocidad de propagación de una onda superficial corresponde al 90% de la velocidad que tendría una onda S (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Cuando las ondas superficiales viajan a través de la corteza terrestre se encuentran confinadas en una zona estrecha que está próxima a la superficie, esto provoca que su máxima amplitud se conserve durante más tiempo que la amplitud de las ondas de cuerpo, esto explicaría en cierta medida el mayor poder destructivo que generan las ondas de superficie (Tarbuck & Lutgens, 2005).

12.1.2 MAGNITUD

Hace referencia a un concepto estrictamente instrumental que mide la cantidad de energía elástica liberada en forma de ondas sísmicas durante el movimiento. Generalmente se utiliza la escala de Richter para medir la magnitud de un evento telúrico (Tarbuck & Lutgens, 2005; Peláez, 2011).

Con el cálculo de la energía liberada es posible determinar el tamaño del terremoto, estimar el daño potencial y calcular la peligrosidad sísmica (Tarbuck & Lutgens, 2005; Peláez, 2011).

La idea original de Charles Richter era clasificar los terremotos de foco poco profundo que se producían al sur de California en grupos de magnitud grande, media y pequeña. Para ello diseñó una escala que utilizaba la máxima amplitud de la onda sísmica (P, S u onda superficial) que registraban los instrumentos. Sin embargo, pronto se dio cuenta que la amplitud de onda que se genera con grandes terremotos era miles de veces superior a las provocadas por temblores débiles, es por esto que la formulación que desarrolló usaba una escala logarítmica para expresar la magnitud (Tarbuck & Lutgens, 2005; Peláez, 2011).

$$M_L = \log(A) - \log(A_0)$$

Donde:

M_L : Magnitud local.

A: Amplitud máxima registrada por el sismograma.

A_0 : Amplitud de un terremoto estándar que se haya generado a la misma distancia que el terremoto considerado.

La expresión que desarrolló Richter ha sido modificada por diversos autores, con el fin de extender su uso a terremotos con magnitud mayor a 7, que se produzcan a cualquier distancia y con focos más profundos (Tarbuck & Lutgens, 2005; Peláez, 2011).

Para terremotos localizados a menos de 60 [km] de profundidad en el rango de distancias angulares entre los 20° y los 160°, se creó la magnitud de onda superficial (M_s), que mide la máxima amplitud de una onda superficial con periodos comprendidos entre 3 y 60 [s], predominando periodos del orden de los 20 [s] (Peláez, 2011).

$$M_s = \log\left(\frac{A}{T}\right) + 1.66 \log(\Delta) + 3.3$$

Donde:

M_s : Magnitud de onda superficial.

Δ : Distancia que existe entre el foco y la estación.

A: Amplitud máxima registrada.

T: Periodo de la onda superficial.

Con esta formulación es posible medir la energía que libera un terremoto de foco superficial con orden de magnitud inferior a 8.5, luego de esto la escala comienza a saturarse (Peláez, 2011).

En el caso de terremotos con foco profundo y que se encuentran alejados del punto de medición se generó la magnitud de onda de cuerpo (M_b) (Peláez, 2011).

$$M_b = \log\left(\frac{A}{T}\right) + P(\Delta, h)$$

Donde:

M_b : Magnitud de onda de cuerpo.

Δ : Distancia que existe entre el foco y la estación.

A: Amplitud máxima registrada.

T: Periodo de la onda superficial.

P (Δ, h): Función entre distancia y profundidad.

h: Profundidad.

Esta magnitud se encuentra limitada al igual que la magnitud local (M_L), ya que comienza a saturarse a partir del orden 7 (Peláez, 2011).

Para resolver todos los problemas de saturación que existían en las demás escalas existentes, Hanks y Kanamori (1979), desarrollaron la magnitud de momento (M_w), herramienta fundamental para medir terremotos grandes ya que no depende del instrumento de medición para el cálculo de la magnitud (Peláez, 2011).

Es por esto que se transformó en la forma de medición más utilizada en la actualidad, ya que posee la ventaja de no saturarse cuando el orden de magnitud del terremoto es superior a los 8.5. Esto se debe a que la formulación emplea parámetros implicados en la generación, como desplazamiento medio de la superficie de ruptura, área de ruptura y esfuerzos y deformaciones cortantes o de cizalle, representando de manera más precisa la energía liberada por un terremoto de gran magnitud, al igual que el tamaño tectónico de la ruptura (Peláez, 2011).

$$M_w = \left(\frac{2}{3} \log(M_0) - 16.0 \right)$$

$$M_0 = \mu \cdot A \cdot D$$

Donde:

M_w : Magnitud de momento.

M_0 : Momento sísmico.

μ : Módulo de rigidez o de cizalla.

A: Superficie de ruptura.

D: Desplazamiento medio en la superficie de la ruptura.

12.1.3 INTENSIDAD

Una manera de medir el nivel de daño que se genera en el suelo, las construcciones y el ser humano producto de un movimiento telúrico, es a través de la escala de intensidad. Considerada por los sismólogos como una herramienta muy útil para aquellas zonas donde no existen los sismógrafos (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Para establecer la intensidad que tuvo un sismo se requiere observar el terreno posterior al terremoto, incluyendo las edificaciones y el entorno. Resulta importante conocer la percepción de la población, por lo que se pueden efectuar encuestas entre los pobladores de diferentes localidades (Tarbuck & Lutgens, 2005).

A pesar de la utilidad que presenta la escala de intensidad, resulta ser una herramienta subjetiva, puesto que depende no solo de la magnitud del sismo, sino que además de factores, como la densidad de la población, la naturaleza de los materiales de construcción, tipo de suelo, calidad de la edificación, entre otros (Tarbuck & Lutgens, 2005).

En Chile para cuantificar la intensidad se utiliza la escala de Mercalli modificada, que se expresa con números romanos ascendentes del I al XII y que describe niveles de daño y percepción (Tabla 22).

Tabla 22: Escala de intensidad de Mercalli modificada.
 Fuente: Norma Chilena Oficial "NCh 3 of 61: Escala de Intensidades de los Efectos Sísmicos".

Escala de intensidad de Mercalli Modificada	
I	No se advierte sino por unas pocas personas y en condiciones de perceptibilidad especialmente favorables.
II	Se percibe sólo por algunas personas en reposo, particularmente las ubicadas en los pisos superiores de los edificios.
III	Se percibe en los interiores de los edificios y casas. Sin embargo, muchas personas no distinguen claramente que la naturaleza del fenómeno es sísmica, por su semejanza con la vibración producida por el paso de un vehículo liviano. Es posible estimar la duración del sismo.
IV	Los objetos colgantes oscilan visiblemente. Muchas personas lo notan en el interior de los edificios aún durante el día. En el exterior, la percepción no es tan general. Se dejan oír las vibraciones de la vajilla, puertas y ventanas. Se sienten crujir algunos tabiques de madera. La sensación percibida es semejante a la que produciría el paso de un vehículo pesado. Los automóviles detenidos se mecen.
V	La mayoría de las personas lo perciben aún en el exterior. En los interiores, durante la noche, muchas personas despiertan. Los líquidos oscilan dentro de sus recipientes y aún pueden derramarse. Los objetos inestables se mueven o se vuelcan. Los péndulos de los relojes alteran su ritmo o se detienen. Es posible estimar la dirección principal del movimiento sísmico.
VI	Lo perciben todas las personas. Se atemorizan y huyen hacia el exterior. Se siente inseguridad para caminar. Se quiebran los vidrios de las ventanas, la vajilla y los objetos frágiles. Los juguetes, libros y otros objetos caen de los armarios. Los cuadros suspendidos de las murallas caen. Los muebles se desplazan o se vuelcan. Se producen grietas en algunos estucos. Se hace visible el movimiento de los árboles y arbustos, o bien, se les oye crujir. Se siente el tañido de las campanas pequeñas de iglesias y escuelas.
VII	Los objetos colgantes se estremecen. Se experimenta dificultad para mantenerse en pie. El fenómeno es percibido por los conductores de automóviles en marcha. Se producen daños de consideración en estructuras de albañilería mal construidas o mal proyectadas. Sufren daños menores (grietas) las estructuras corrientes de albañilería bien construidas. Se dañan los muebles. Caen trozos de estuco, ladrillos, parapetos, cornisas y diversos elementos arquitectónicos. Las chimeneas débiles se quiebran al nivel de la techumbre. Se producen ondas en los lagos; el agua se enturbia. Los terraplenes y taludes de arena o grava experimentan pequeños deslizamientos o hundimientos. Se dañan los canales de hormigón para regadío. Tañen todas las campanas.
VIII	Se hace difícil e inseguro el manejo de vehículos. Se producen daños de consideración y aún el derrumbe parcial en estructuras de albañilería bien construidas. En estructuras de albañilería especialmente bien proyectadas y construidas sólo se producen daños leves. Caen murallas de albañilería. Caen chimeneas en casas e industrias; caen igualmente monumentos, columnas, torres y estanques elevados. Las casas de madera se desplazan y aún se salen totalmente de sus bases. Los tabiques se desprenden. Se quiebran las ramas de los árboles. Se producen cambios en las corrientes de agua y en la temperatura de vertientes y pozos. Aparecen grietas en el suelo húmedo, especialmente en la superficie de las pendientes escarpadas.

IX	Se produce pánico general. Las estructuras de albañilería mal proyectadas o mal construidas se destruyen. Las estructuras corrientes de albañilería bien construidas se dañan y a veces se derrumban totalmente. Las estructuras de albañilería bien proyectadas y bien construidas se dañan seriamente. Los cimientos se dañan. Las estructuras de madera son removidas de sus cimientos. Sufren daños considerables los depósitos de agua, gas, etc. Se quiebran las tuberías (cañerías) subterráneas. Aparecen grietas aún en suelos secos. En las regiones aluviales, pequeñas cantidades de lodo y arena son expelidas del suelo.
X	Se destruye gran parte de las estructuras de albañilería de toda especie. Se destruyen los cimientos de las estructuras de madera. Algunas estructuras de madera bien construidas, incluso puentes, se destruyen. Se producen grandes daños en represas, diques y malecones. Se producen grandes desplazamientos del terreno en los taludes. El agua de canales, ríos, lagos, etc. Sale proyectada a las riberas. Cantidades apreciables de lodo y arena se desplazan horizontalmente sobre las playas y terrenos planos. Los rieles de las vías férreas quedan ligeramente deformados.
XI	Muy pocas estructuras de albañilería quedan en pie. Los rieles de las vías férreas quedan fuertemente deformados. Las tuberías (cañerías subterráneas) quedan totalmente fuera de servicio.
XII	El daño es casi total. Se desplazan grandes masas de roca. Los objetos saltan al aire. Los niveles y perspectivas quedan distorsionados.

12.1.4 SOLUCIÓN DEL MECANISMO FOCAL

El análisis del mecanismo focal se utiliza para determinar los procesos físicos que se han generado en el foco del terremoto, lo que permite conocer el estado de los esfuerzos en la región focal. (Buforn, 1994)

La solución del mecanismo focal (SMF) se plantea como un problema inverso, que a partir del análisis de las ondas generadas y el registro de sismómetros en diferentes estaciones, que deben estar debidamente distribuidas geográficamente alrededor del epicentro, ayudan a deducir los parámetros que definen los procesos sísmicos ocurridos en el foco (Buforn, 1994).

Las SMF son representadas a través de diagramas de pelotas de playa o beach balls con proyección estereográfica. Tal como se distingue en la Figura 58 a, los cuadrantes blancos muestran compresión y los cuadrantes que se encuentran en color azul representan las fracciones que han sido sometidas a tensión. Mientras que en la Figura 58 b se encuentra representado el patrón de radiación (Buforn, 1994).

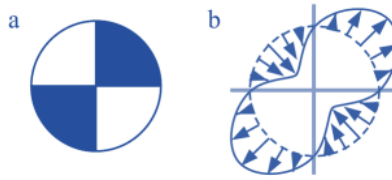


Figura 58: Diagramas de pelotas de playa o beach balls.

Fuente: Adaptado de Buforn (1994).

Los diagramas de pelota de playa son una herramienta poderosa para la interpretación de los esfuerzos que causan la dislocación, ya que permiten obtener parámetros como el hipocentro, tiempo de origen, profundidad focal, magnitud y la orientación espacial de las componentes del tensor de momento (Buforn, 1994).

El mecanismo focal determina la geometría del plano de falla de un terremoto, tales como rumbo, manteo, o ángulo de inclinación, y deslizamiento, además de la dirección de los ejes principales de esfuerzo en el foco y el patrón de radiación de las ondas P y S (Buforn, 1994).

En la Figura 59, se aprecia la geometría del plano de falla, donde strike (rumbo) corresponde al ángulo comprendido entre el norte geográfico y el plano horizontal que pasa hasta la línea de falla, medido en sentido horario (0-360°). Dip (manteo) hace referencia a la inclinación que se genera entre el plano horizontal y la línea que pasa hasta la línea de falla, este ángulo es medido hacia abajo en sentido horario (0-90°). Mientras que slip (deslizamiento) corresponde al ángulo relativo con el que se separan las placas de la falla (bloque superior e inferior), y es producto entre el bloque superior y el rumbo, este ángulo se mide en sentido antihorario (0-360°) (Tarbuck & Lutgens, 2005).

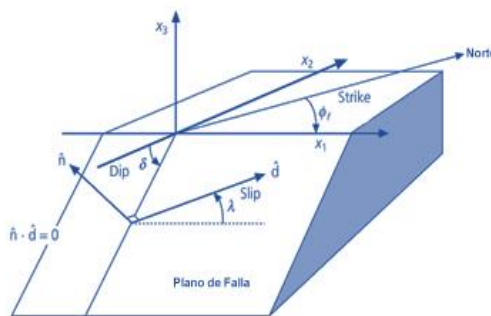


Figura 59: Ángulos de deslizamiento del plano de falla.

Fuente: Adaptado de CSN (2017).

13. ANEXO C: GRANDES TERREMOTOS Y TSUNAMIS A NIVEL MUNDIAL

A continuación se realiza una revisión de los tres terremotos que alcanzaron las magnitudes más importantes a lo largo de la historia.

13.1.1.1 TERREMOTO DE VALDIVIA 1960, CHILE

El 22 de mayo de 1960, a las 15:11 [hrs] (19:11 UTC) se originó el mayor terremoto que se haya registrado en la historia con una magnitud Mw 9.5, el cual afectó a la zona centro sur del país. Se estima que la energía desatada durante este evento fue dos veces mayor que la energía sísmica promedio anual liberada en todo el planeta. Como resultado, Barrientos y Ward (1990) plantean que el área de ruptura se extendió desde la Península de Arauco por el norte (37°S) hasta la Península de Taitao por el sur (46°S); con 130 [km] de ancho y una velocidad de 3.5 [km/s] (Lomnitz, 2004; Pararas- Carayannis, 2010). En la Figura 60 es posible apreciar la extensión aproximada de la falla.

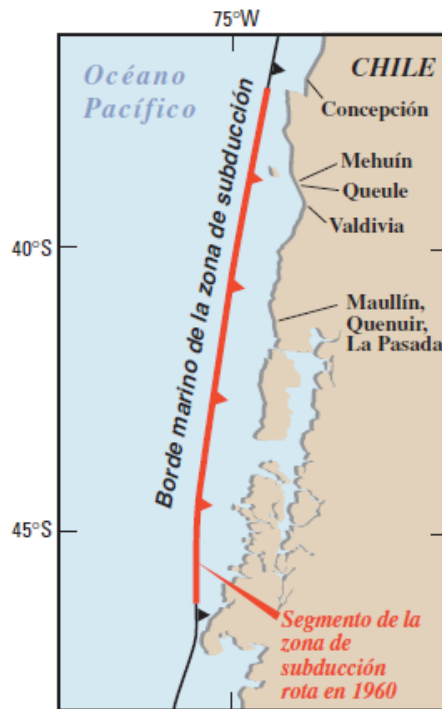


Figura 60: Extensión de la falla del terremoto de 1960, Valdivia.

Fuente: (USGS, 2009)

Cabe destacar que antes del terremoto principal generado el 22 de mayo de 1960, le antecedieron una serie de eventos sísmicos los cuales se desarrollaron durante 33 [hrs]. El primer sismo fue percibido el 21 de mayo a las 6:00 [hrs] (10:00 UTC) y tuvo una magnitud Ms 7.8 con epicentro en Concepción. Como resultado se generó un tsunami menor el cual fue registrado por todos los mareógrafos de Chile, los que presentaron pequeñas anomalías

en el nivel del mar pero que no provocaron mayores daños. En Valparaíso la variación que tuvo el nivel del mar fue entre 20 y 30 [cm]. El segundo terremoto se produjo el 22 de mayo a las 14:56 [hrs] (18:56 UTC) y alcanzó una magnitud Ms 7.9. Posterior a este evento se generó el mayor movimiento telúrico registrado en la historia instrumental moderna (Pararas- Carayannis, 2010; Barrientos & Ward, 1990; Lomnitz, 2004).



Figura 61: Algunas de las localidades afectadas por el evento de 1960.

Producto del movimiento telúrico se generó uno de los tsunamis transoceánicos más destructivo de la historia, el cual tuvo su epicentro en Valdivia y afectó a localidades comprendidas entre Concepción y Chiloé. Transcurridos 10 [min] desde el terremoto, la isla Guafo fue azotada por la primera ola, la que fue seguida por otras tres y que posteriormente se constató que alcanzó una altura máxima de 10 [m]. Puerto Saavedra tuvo evidencia de

la primera ola alrededor de 30 [min] después del terremoto con una magnitud de 3 a 4 [m], seguida por otras dos. Se estima que la tercera onda fue la más destructiva y la que terminó por arrasarse totalmente el pueblo, la cual fue valorada entre 7 u 8 [m]. En Queule no se tiene una completa certeza de lo ocurrido, sin embargo, la altura de ola fue aproximadamente de 4 [m]. En Corral la primera ola alcanzó una altura estimada entre 3 y 5 [m], mientras que la segunda y tercera ola fueron cercanas a los 8.5 [m] de altura máxima. En la bahía de Corral se registraron hundimientos de varios buques mercantes y embarcaciones menores. En Caleta Mansa, la primera ola llegó 15 [min] luego del terremoto con una altura estimada en 8 [m], seguida por otras dos olas que tuvieron intervalos de 10 a 15 [min], con alturas aproximadas de 10 y 12 [m] respectivamente. Las olas con mayor magnitud fueron registradas en la entrada de la bahía (SHOA, 2000).

Por otra parte, se tienen registros que la localidad conocida como Quenuir desapareció luego de este evento, siendo el terremoto el que provocó una subsidencia de la zona y el tsunami quien la arrasó. En virtud de esto, la población que vivía en este lugar se desplazó un par de kilómetros al norte denominando a la nueva ubicación como Quenuir alto (SHOA, 2000).



Figura 62: Localidades afectadas por el evento de 1960, en la Región de Los Lagos.

Fuente: Lagos (2012).

La primera ola que llegó a la comuna de Maullín fue alrededor de 20 [min] después del evento sísmico, seguida por otras 7, de las cuales la segunda y la cuarta fueron las que presentaron las mayores alturas de aproximadamente 14 [m]. Veinte minutos después del terremoto, en Ancud se produjo un recogimiento del mar que alcanzó el veril de 5 [m] aproximadamente, pasado 50 [min] esta localidad fue golpeada por una gran ola, se estima que entre los faros Punta Corona y Punta Ahui la masa de agua alcanzó una altura aproximada de 15 [m] y que posteriormente decreció, llegando al puerto de Ancud con olas de 5 [m] (SHOA, 2000).

Otra de las secuelas que dejó este terremoto fueron las enormes deformaciones que sufrió el terreno de varias ciudades costeras, generando subsidencias y levantamientos. En los alrededores de Valdivia se produjeron hundimientos cercanos a los 2 [m], la isla Guamblin experimentó un levantamiento de hasta 6 [m] y la isla Guafo se elevó alrededor de 5 [m] (SHOA, 2000).

Dentro de los poblados que se vieron más afectados por la ocurrencia conjunta de ambos fenómenos fueron Valdivia, Castro, Puerto Saavedra, Toltén, Queule, Corral, Bahía Mansa, Quenuir, Maullín y Ancud. Se estima que el área afectada bordeó los 400.000 [m²] (Lagos & Gutiérrez, 2005).

Como consecuencia, más de 2.000 personas perdieron la vida, se registraron 3.000 heridos y 2.000.000 de damnificados, además se concibieron daños en bienes materiales estimados en 550 millones de dólares de la época (4612 millones de dólares actuales) (UNESCO, 2013).

En la escala establecida por Inamura e Iida (adaptada por Wiegel), se cataloga a este tsunami con una magnitud $m=4$. Esto porque la cota máxima de inundación alcanzada en superficie fue de 25 [m]. La magnitud se determina estadísticamente, dependiendo de variables como: magnitud del sismo, magnitud del tsunami y cota máxima de inundación alcanzada (run-up) (Lagos, 2000). Y se define como:

$$m = \log_2(h)$$

Donde “h” corresponde a la altura máxima de inundación en superficie (run up) y “m” es la magnitud del tsunami. Se estima que los tsunamis que poseen esta categoría, provocan daños por más de 500 [km] a lo largo de la línea de costa, además originan grandes cotas de inundación que varían entre 15 y 25 [m] (Lagos, 2000).

Los grandes daños generados por este mega terremoto y posterior tsunami son presentados en la Figura 63, que corresponde a una vista aérea del puerto de Corral antes y después de la tragedia.

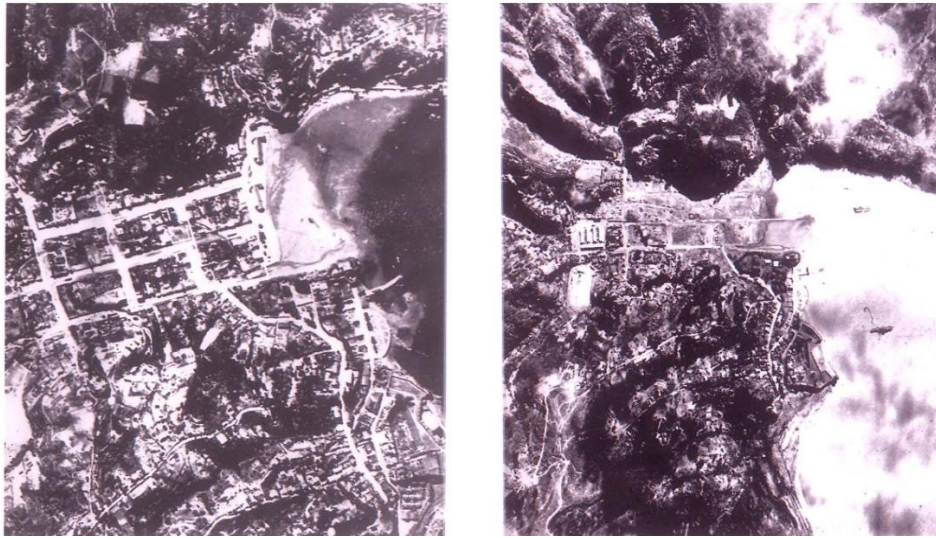


Figura 63: Imagen aérea con el antes y después del puerto de Corral.

Fuente: Winckler, Hidráulica Marítima (2008).

En el puerto de Corral, el terremoto no generó grandes daños como en el sector de Niebla, sin embargo el posterior tsunami arrasó con gran parte de las casas del pueblo costero. Además se registraron hundimientos de varios buques mercantes (tales como: “Canelos” y “Carlos Haverbeck”) y la pérdida de una serie de embarcaciones menores (SHOA, 2000).

Sin embargo, las costas chilenas no serían las únicas afectadas por este evento, puesto que el tsunami se propagó a través del Océano Pacífico. En la Figura 64 se presenta la propagación y los tiempos de arribo que tuvo el tsunami de 1960.

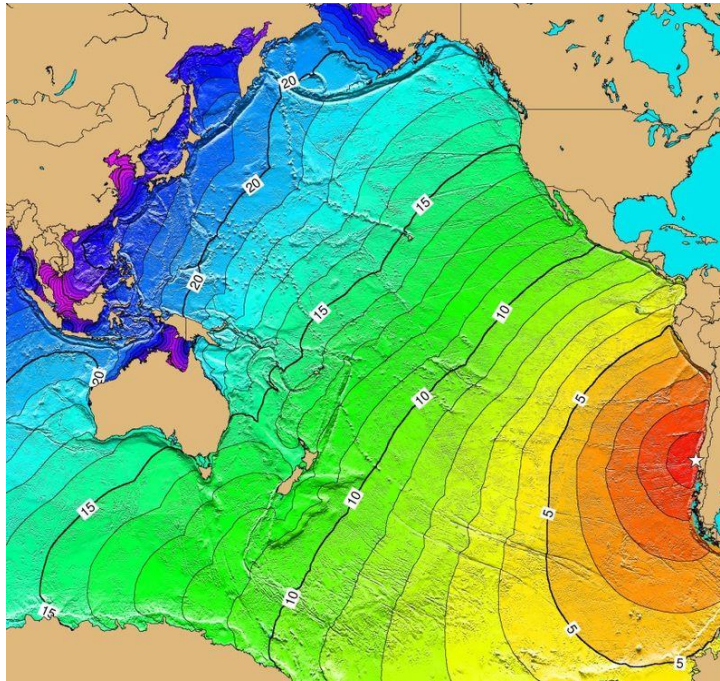


Figura 64: Propagación y tiempos de arribo del terremoto de 1960, Valdivia.

Fuente: NOAA(2016).

La altura de las ondas que llegaron a Hilo (Hawaii) alcanzaron 11 [m], dejando 61 víctimas fatales, 282 heridos graves y 24 millones de dólares de daños en bienes materiales. Posteriormente, el tsunami llegó a Japón con alturas de 6 [m] en algunos lugares, dejando 139 muertos y 50 millones de dólares en daños. Por otra parte, Filipinas sufrió la pérdida de 20 personas, Estados Unidos y Canadá perdieron varios millones de dólares producto del tsunami y la isla Pitcairn recibió en sus costas olas de 12 [m] (UNESCO, 2013).

13.1.1.2 TERREMOTO DE ALASKA

El 27 de marzo de 1964 se produjo el mayor terremoto registrado en la historia de Estados Unidos, con una magnitud M_w 9.2. Se estima que la longitud de ruptura alcanzó los 900 [km], mientras que el movimiento tuvo una duración de 4.5 [min]. El epicentro de este evento telúrico se ubicó a 10 [km] al este del fiordo College (Alaska) y además se logró percibir en partes occidentales del territorio Yukón, British Columbia y Canadá (Brocher, et al., 2014).

Este es el segundo evento sísmico de mayor magnitud registrado en la historia, y se generó en la zona de subducción entre la placa Pacífica y la placa Norteamericana, en la extensión de la fosa de las Aleutianas. Se registraron grandes desplazamientos entre placas producto del movimiento, que en algunos sectores alcanzaron entre 9 y 18 [m]. Como consecuencia de esto se observaron cambios en la topografía (Brocher, et al., 2014).

Los daños producidos por el megaterremoto alcanzaron una suma de 311 millones de dólares de la época (2608 millones de dólares actuales), afectando a varios estados del país. La ciudad de Anchorage, ubicada a unos 120[km] al noroeste del epicentro, sufrió

grandes pérdidas en su infraestructura vial y portuaria. En la Figura 65 se presentan los importantes daños que afectaron a esta ciudad (Brocher, et al., 2014).



Figura 65: Daños presentados luego del terremoto de 1964, Alaska.

Fuente: (NOAA, 2016).

Producto del evento sísmico, se produjo un tsunami que afectó a diversas zonas de Estados Unidos. En el caso de Chenega, la primera ola que arribó a la costa alcanzó una altura de 19 [m] (Brocher, et al., 2014).

El tsunami se propagó a través del Océano Pacífico afectando a numerosas ciudades costeras, como es el caso de Ecuador donde la primera ola arribó luego de 14 horas y 38 minutos a la ciudad La Libertad con una altura de 1.35 [m]. También afectó de manera local a ciudades como California y Oregón. Por otra parte, se registraron deslizamientos de laderas submarinas en zonas cercanas al epicentro y como consecuencia de ello se formaron tsunamis casi instantáneos en sectores como Whittier, Valdez y Seward (Brocher, et al., 2014).

Este fenómeno dejó 128 víctimas fatales, de las cuales, 113 perdieron la vida a causa del tsunami y 15 fallecieron producto del terremoto (Brocher, et al., 2014).

13.1.1.3 TERREMOTO DE SUMATRA, INDONESIA

El 26 de diciembre de 2004 a las 00:56:53 UTC, se desencadenó el terremoto más mortífero del que se tenga registro. El evento de magnitud M_w 9.1, a 30 [km] de profundidad y cuyo epicentro estuvo localizado mar adentro a 3.32° de latitud norte y 95.85° de longitud este, a unos 250 [km] del extremo noroeste de la costa de Sumatra, Indonesia. Este violento sismo se produjo debido a la subducción de la placa Indo-australiana bajo la microplaca Birmana, cuya interacción se genera a una velocidad de 6 [cm/año]. Se estima que la duración del movimiento sísmico fue superior a los 3 [min], la longitud de ruptura se extendió por 1200 [km] con un deslizamiento máximo de 11 [m] a lo largo de la zona de subducción y un ancho de 200 [km]. Como resultado de este evento, la placa Birmana sufrió un

levantamiento vertical de 10 [m] sobre la placa Indo-australiana (Campos, 2005; Liu, 2005; Satake, 2014).

Por otra parte, se tiene que los efectos cosísmicos se desarrollaron alrededor de 1600 [km] en las zonas costeras, desde Sumatra hasta la parte norte de la isla Andamán (Satake, 2014).

Posterior al evento sísmico ocurrió un violento tsunami, el que se propagó a lo largo del Océano Índico y repercutió por el este de Tailandia y Malasia, y por el oeste en Sri Lanka, la India, las islas Maldivas y África. En la Figura 66 es posible apreciar la propagación del tsunami y sus tiempos de arribo (UNESCO, 2013).

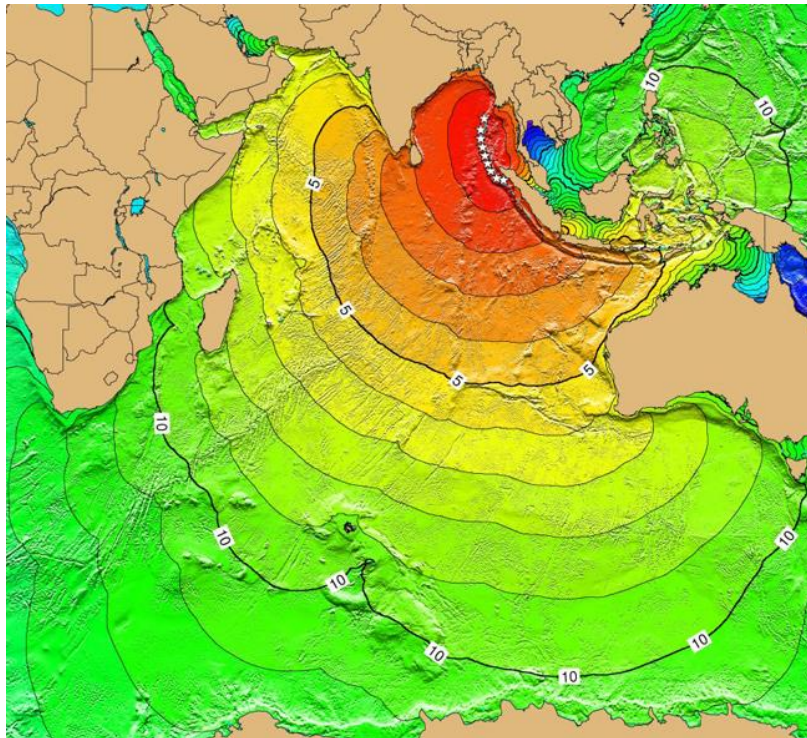


Figura 66: Propagación y tiempos de arribo del terremoto de 2004, Sumatra.

Fuente: NOAA (2016).

La velocidad media con la que se desplazó este tsunami a través del Océano Índico se estimó en 500 [km/hr] (UNESCO, 2013).

Las costas de Indonesia fueron devastadas producto del tsunami, siendo en este lugar donde se registraron alrededor de la mitad de todas las víctimas fatales. En Tailandia la mitad de los turistas que visitaban las playas de Phuket y Phi Phi fallecieron. También se vio afectada la costa oriental de África en Somalia, Kenia y Tanzania, ubicadas a 6.000 [km] del epicentro (Satake, 2014).

En las costas de Banda Aceh se estima que el tsunami arribó alrededor de 30 minutos después de ocurrido el terremoto. La altura máxima de inundación registrada en las costas de Sumatra fue de 35 [m] (Liu, 2005).

Se tienen registros que en algunos lugares la inundación llegó hasta 2 [km] hacia el interior, mientras que en otros sectores se constató que el run-up alcanzó los 12 [km]. Producto de esto, diversas islas que poseían una extensión menor quedaron completamente cubiertas y otras desaparecieron en el archipiélago de Andamán, Nicobar y de las Maldivas (Campos, 2005).

El tsunami se propagó a través del Océano Índico adentrándose por la costa oeste del Océano Pacífico. En Chile se observaron fluctuaciones de 25 [cm], 22 [cm] en California, 6 [cm] en Hawái, 65 [cm] en Nueva Zelanda, 50 [cm] el Callao, Perú, en la Antártida se registró una anomalía de 73 [cm]. Uno de los países que presentó una mayor oscilación fue México, específicamente en Manzanillo, donde se avistaron olas de 2.6 [m], lo que se debió principalmente a la morfología del lugar que amplificó los efectos de este tsunami (Campos, 2005).

Dentro de la amplia lista de tsunamis que se han desarrollado en los últimos 200 años, éste ha sido uno de los más nefastos de la historia. Las condiciones existentes en el momento de la ocurrencia de este evento fueron las más adversas y uno de los peores casos posibles, puesto que el tsunami se desencadenó en el momento que se estaba manifestando la marea alta, acrecentando así la columna de agua que comenzaría a propagarse por el Océano Índico. Otra de las variables que contribuyó a que este tsunami sea catalogado como el más catastrófico está relacionado con la fecha, ya que era época estival; en ese instante se encontraba un gran número de turistas, los que provenían de países donde la actividad sísmica era leve o nula y por tanto no se encontraban preparados frente a este tipo de eventos (Dalrymple & Kriebel, 2005).

Por otra parte, el Océano Índico no contaba con un sistema de alerta de tsunamis, por lo que muchas localidades que no percibieron el movimiento sísmico no tuvieron la oportunidad de ser advertidos de un posible tsunami. En virtud de esto, países como Sri Lanka, Indonesia y Tailandia formaron el sistema de alerta ante tsunami del Océano Índico, el Indian Ocean Tsunami Warning Center (IOTWC), durante el año 2005.

Debido a estas diferencias, el número de víctimas fatales ascendió a 228.000, mientras que 1.5 millones de personas tuvieron que dejar su lugar de residencia, puesto que perdieron sus casas, propiedades y bienes. Además se reportaron alrededor de 2.000 personas desaparecidas (UNESCO, 2013).

Dada la magnitud del evento telúrico, los científicos de la NASA postulan que la forma del planeta fue ligeramente modificada, reduciendo su achatamiento en los polos. Producto de esto la velocidad de rotación de la tierra sufrió una leve alteración, provocando una disminución en casi 3 microsegundos la duración del día. Además se estima que el Polo Norte se desvió 2.5 [cm] al oscilar el eje del planeta (Campos, 2005).

14. ANEXO D: SUPERFICIE LIBRE

Dentro del dominio de modelación se dispusieron 15 puntos de control desde donde se obtiene la elevación de la superficie.

Primero se analizan los 7 puntos de control ilustrados en la Figura 69 y la Figura 70. Posteriormente, se analizan los puntos de control que se encuentran ubicados en la ciudad de Viña del Mar.

14.1 SERIE DE TIEMPO DE LA PROPAGACIÓN

En la Figura 67, se ilustran las series de tiempo obtenidas para los 3 primeros puntos de control, que se encuentran ubicados en mar abierto. Con el fin de exhibir la propagación del tsunami a lo largo del dominio de modelación, se presentan en la Figura 68 los 4 puntos de control situados frente a las costas de la ciudad.

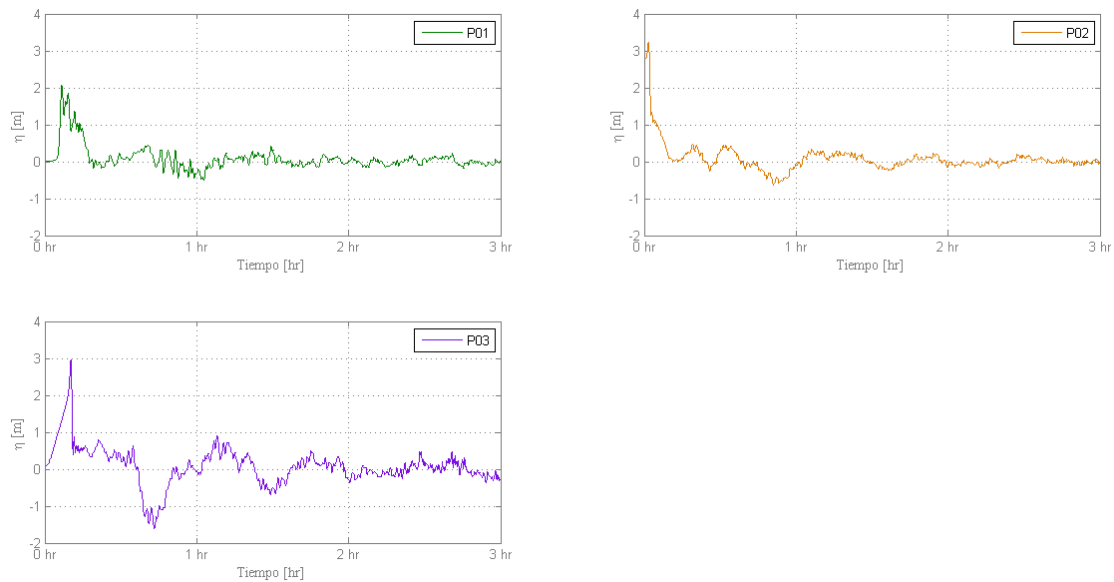


Figura 67: Elevación de la superficie para los puntos de control en mar abierto.

Fuente: Elaboración propia.

La máxima elevación de la superficie para cada uno de los puntos de control ubicados en mar abierto se produce luego de la primera hora de simulación. En la Tabla 23 se despliegan la máxima y mínima elevación de la superficie alcanzada, en los puntos de control en mar abierto.

Tabla 23: Elevación de la superficie para los puntos de control en mar abierto.

Punto	$\eta_{m\acute{a}x}$ [m]	$\eta_{m\acute{i}n}$ [m]	$h_{\eta_{m\acute{a}x}}$ [hr]	$h_{\eta_{m\acute{i}n}}$ [hr]	Oscilaci3n general
P01	2.07	-0.49	00:06	01:05	-1.0 a 2.0
P02	3.24	-0.63	00:02	00:51	-1.0 a 3.0
P03	2.95	-1.62	00:10	00:43	-2.0 a 3.0

Elaboraci3n propia.

En general el comportamiento de la elevaci3n de la superficie es similar para cada punto de control en mar abierto. Presentando una disminuci3n progresiva de $\eta_{m\acute{a}x}$ desde P01 a P03.

A medida que el tsunami avanza desde su fuente generadora presenta un reordenamiento o homogenizaci3n respecto del comportamiento de la onda propagada.

En la Figura 68, se evidencia que a medida que el tsunami se propaga desde su fuente generadora hacia la costa, la elevaci3n de la superficie presenta un aumento significativo.

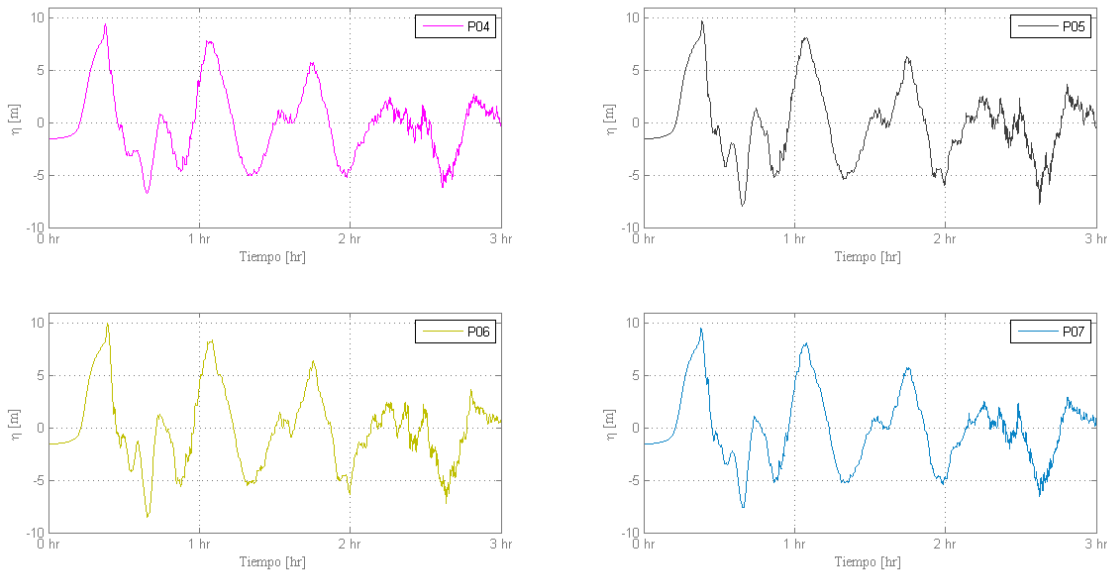


Figura 68: Elevaci3n de la superficie para los puntos de control frente a las costas de Viña del Mar.

Fuente: Elaboraci3n propia.

En la Tabla 24 se despliegan la máxima y mínima elevaci3n de la superficie alcanzada en los puntos de control ubicados frente a las costas de Viña del Mar.

Tabla 24: Elevación de la superficie para los puntos de control frente a las costas de Viña del Mar.

Punto	$\eta_{m\acute{a}x}$ [m]	$\eta_{m\acute{i}n}$ [m]	$h_{\eta_{m\acute{a}x}}$ [hr]	$h_{\eta_{m\acute{i}n}}$ [hr]	Oscilación general
P04	9.44	-6.70	00:23	00:39	-10.0 a 10.0
P05	9.76	-7.96	00:23	00:39	-10.0 a 10.0
P06	9.96	-8.53	00:23	00:39	-10.0 a 10.0
P07	9.51	-7.68	00:23	00:39	-10.0 a 10.0

Fuente: Elaboración propia.

Resulta evidente que el comportamiento de la elevación de la superficie es similar para cada punto de control ubicado frente a las costas de Viña del Mar.

Siendo el primer frente de onda el que se desarrolla entre la 01:15 hasta la 01:24 [hrs], el que presenta las magnitudes de mayor envergadura, mientras que el descenso más significativo se produce a la 01:37 [hrs], lo que concuerda con los resultados obtenidos de la profundidad de flujo que se desarrolla en la propagación del tsunami en la ciudad.

Cabe recordar que los 4 escenarios poseen las mismas características del plano de ruptura, esto implica que la propagación de los frentes de onda manifiestan el mismo comportamiento en cada punto de control.

14.2 SERIE DE TIEMPO DE LA INUNDACIÓN

En la Figura 69 se presentan los primeros 3 puntos donde se extrajo información de la simulación en mar abierto.



Figura 69: Puntos de control en mar abierto.

En la Figura 70 se presentan los 4 puntos de control frente a las costas de Viña del Mar donde se extrajo la información de la simulación.



Figura 70: Puntos de control frente a las costas de Viña del Mar.

Fuente: Elaboración propia.

En la Tabla 25, se encuentran las ubicaciones de cada punto ilustrado en la Figura 69 y la Figura 70.

Tabla 25: Ubicación de los puntos de control de la Figura 35 y 36.

Ubicación	Longitud	Latitud
P01	-74.000000	-33.000000
P02	-73.000000	-33.000000
P03	-72.000000	-33.000000
P04	-71.570000	-33.010000
P05	-71.561474	-33.013543
P06	-71.562790	-33.005171
P07	-71.555633	-33.008393

Fuente: Elaboración propia.

En la Figura 71, se aprecian las series de tiempo de la elevación de la superficie de los cuatro escenarios, para cada uno de los puntos solicitados. A partir de esta ilustración, es posible percibir las diferencias entre el paso del tsunami en cada uno de los puntos y las variaciones que se generan en los escenarios propuestos.

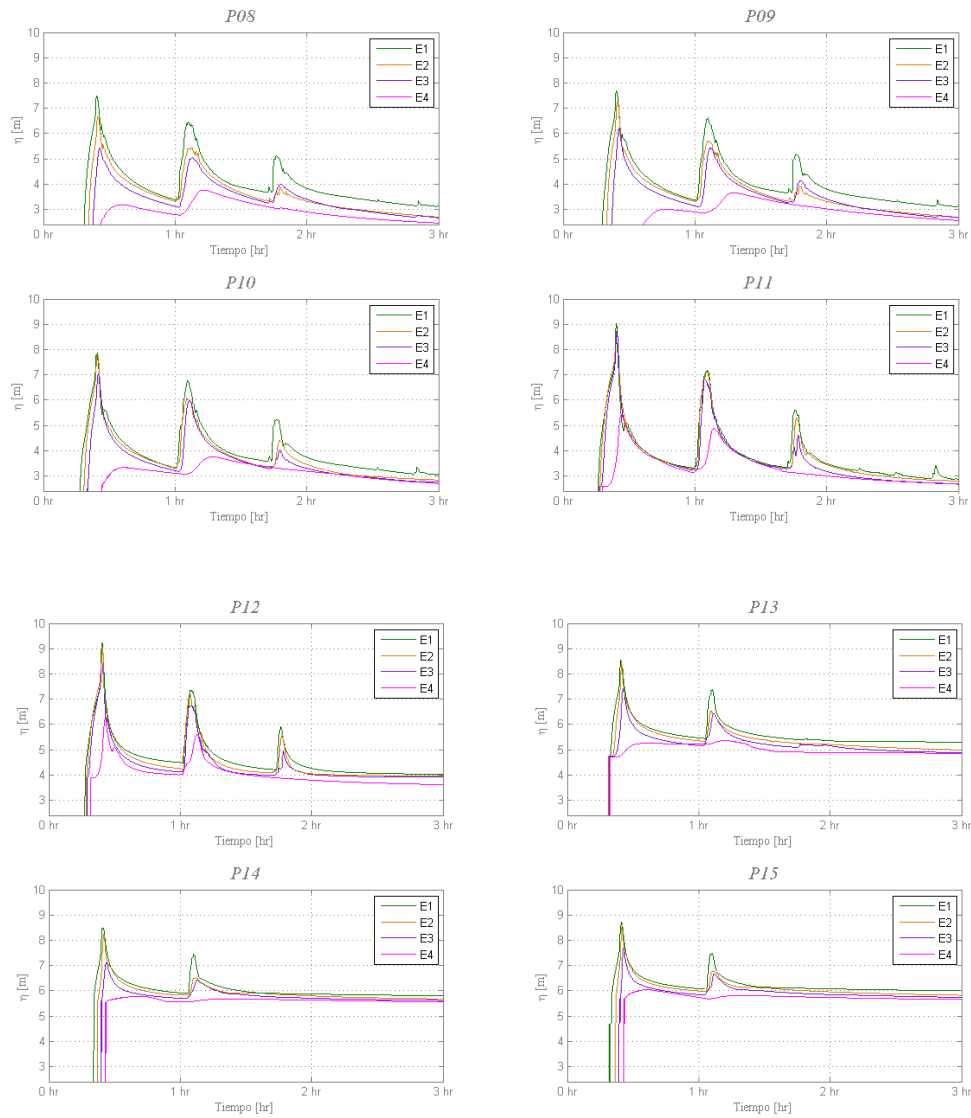


Figura 71: Elevación de la superficie para los puntos de control dentro de la ciudad.

Fuente: Elaboración propia.

A partir del escenario E1, donde el coeficiente de rugosidad de Manning equivalente no presenta variaciones en el espacio, las elevaciones alcanzan el máximo, disminuyendo gradualmente hasta llegar al escenario E4, que posee el coeficiente de rugosidad de Manning equivalente de mayor magnitud.

De la Figura 71, se infiere que en cada punto de control la elevación de la superficie se comienza a registrar a partir de la 01:15. A las 02:03 aproximadamente se genera un segundo incremento entre los puntos de control P08 y P12.

En la Tabla 26, se exhiben las máximas elevaciones en cada uno de los puntos de control y sus escenarios correspondientes.

Tabla 26: Máximas elevaciones de la superficie en P08 a P15, para cada escenario.

Puntos de Control	Máximas elevaciones de la superficie [m]			
	Escenario 1	Escenario 2	Escenario 3	Escenario 4
P08	7.48	6.65	5.44	3.75
P09	7.69	7.24	6.16	3.66
P10	7.85	7.80	7.03	3.75
P11	9.01	8.72	8.42	5.41
P12	9.24	9.06	8.53	6.24
P13	8.54	8.41	7.40	5.38
P14	8.5	8.25	7.11	5.92
P15	8.72	8.60	7.68	6.15

Fuente: Elaboración propia.

Las máximas elevaciones obtenidas en cada punto de control presentan una disminución progresiva, provocada por el uso de distribución de rugosidades en la zona inundable de Viña del Mar.

En la Tabla 27, se presenta el porcentaje de error de las máximas elevaciones de la superficie, respecto de los valores obtenidos en el escenario E1 frente a los demás escenarios.

Tabla 27: Porcentaje de error de las máximas elevaciones de la superficie en relación al Escenario 1.

Punto	$((E_1 - E_2)/E_1) * 100$	$((E_1 - E_3)/E_1) * 100$	$((E_1 - E_4)/E_1) * 100$
P08	11.10%	27.27%	49.87%
P09	5.85%	19.90%	52.41%
P10	0.64%	10.45%	52.23%
P11	3.22%	6.55%	39.96%
P12	1.95%	7.68%	32.47%
P13	1.52%	13.35%	37.00%
P14	2.94%	16.35%	30.35%
P15	1.38%	11.93%	29.47%

Fuente: Elaboración propia.

De los resultados obtenidos se infiere que el escenario E4 es el que presenta una mayor disminución respecto del escenario E1. En general P08 es el que exhibe una mayor disminución en cada escenario simulado, y P15 el que obtiene la menor variación respecto de los otros puntos de control.