



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

MODELAMIENTO DINÁMICO MEDIANTE ELEMENTOS DISCRETOS
DEL DESLIZAMIENTO DE ROCA DE PUNTA COLA GENERADO POR EL
TERREMOTO DEL FIORDO AYSÉN DEL 2007

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

IGNACIO ANDRÉS ESCUDERO VÉLIZ

PROFESORA GUÍA:
MARISOL LARA CASTILLO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

CÉSAR PASTÉN PUCHI

SANTIAGO DE CHILE
2017

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL

TÍTULO DE: Geólogo

POR: Ignacio Andrés Escudero Véliz

FECHA: 31/07/2017

PROFESORA GUÍA: Marisol Lara Castillo

MODELAMIENTO DINÁMICO MEDIANTE ELEMENTOS DISCRETOS DEL DESLIZAMIENTO DE ROCA DE PUNTA COLA GENERADO POR EL TERREMOTO DEL FIORDO AYSÉN DEL 2007.

Producto del terremoto del Fiordo Aysén del 21 de abril del 2007, se generaron una serie de remociones en masa de diversos tipos que afectaron en su mayoría la costa que rodea al fiordo. Dentro de estas remociones, destaca el deslizamiento de roca ocurrido en el sector de Punta Cola, el que derivó en una avalancha de roca que llegó hasta la costa, y produjo un tsunami que afectó sectores poblados.

El objetivo principal de esta memoria es modelar en dos dimensiones, de forma estática y dinámica, el deslizamiento de roca de Punta Cola. Para ello, se utilizó el software de modelamiento numérico UDEC (Universal Distinct Element Code). El modelamiento toma en consideración las características geométricas, geológicas y geotécnicas de la ladera donde se produjo el deslizamiento de roca. Mientras que el input sísmico está dado por tres señales (señal A1, señal A2 y señal B.), donde cada una corresponde a una amplificación del PGA del terremoto de Parkfield, California del 2004, que presenta características similares al de Aysén, para el cual no se cuenta con registro sísmico. Luego, se definieron 3 modelos: Modelo de gran escala sin discontinuidades (M1), Modelo de mediana escala sin discontinuidades (M2) y Modelo de mediana escala con discontinuidades (M3), cuyas comparaciones permitieron desarrollar análisis de la influencia del tamaño en el modelamiento e influencia de la presencia de discontinuidades, para dar validez al modelamiento y al análisis principal. Representado en el modelo M3, donde se ejecutaron las señales A1, A2 y B. El modelo bajo la señal A1 y señal A2 no permite establecer la generación de un deslizamiento de roca, pero permiten evaluar el efecto de la componente vertical del input sísmico en este tipo de análisis. El modelo M3 bajo la señal B permite inferir la generación de un deslizamiento en la ladera el cual cuenta con un volumen estimado de 18,9 [Mm³] y una segmentación en tres cuerpos reconocibles, producto de una estructura geológica que corta transversalmente al talud.

La amplificación elevada de la señal sísmica en la superficie del modelo, debido a la incorporación de la componente vertical en el input sísmico, al efecto topográfico, al sub amortiguamiento y a la geometría del modelo, corresponde a un control de primer orden del deslizamiento. Finalmente, como parte de la metodología, se puede decir que el tiempo de cómputo debe ser considerado como una variable, con el propósito de reducirlo sin comprometer la representatividad del modelo.

A mi familia

Agradecimientos

A mis padres Claudia y Luis, mi hermana Francisca, mis tatas Nominanda y Rolando y mis tíos Carolina y Eduardo por su apoyo incondicional y cariño a lo largo de toda mi vida, todo lo que he conseguido ha sido gracias a ustedes. Los admiro y los amo.

A la profesora Marisol Lara, por haber sido la mejor guía que pude haber tenido, por todo su apoyo y energía positiva durante todo el trabajo.

A los profesores Sergio Sepúlveda y César Pastén por haber aceptado ser parte de la comisión de tesis, por haber contribuido con buenas observaciones y críticas y por su buena disposición al momento de mis dudas.

A mis amigos y compañeros geólogos, Valentina, Matías, Sebastián, Rodrigo, Daniel, Javiera, Felipe y Eitel, por todos los buenos momentos, conversaciones y múltiples ayudas durante toda la carrera.

A mis amigos del colegio y universidad, Eduardo, David, Francisco, Felipe, Cecilia, Fernanda y Daniel, por todos los buenos momentos.

A mis amigos de Maipú y de mi infancia Rodrigo, Felipe, Juan Carlos, Nicolás, Camila e Ignacio por todo su cariño y apoyo en los buenos y malos momentos.

A todos los funcionarios del Departamento de Geología por toda su asistencia, en particular a Blanca por haber tenido paciencia conmigo.

Al Proyecto FONDECYT 1140317 “Dynamic response and stability of large rock slopes during earthquakes” por su apoyo y financiamiento a lo largo del trabajo.

Tabla de contenido

1.- Introducción	1
1.1.- Antecedentes del estudio propuesto	1
1.2.- Objetivos	1
1.2.1.- Objetivo general	1
1.2.2.- Objetivos específicos	1
1.3.- Metodología	2
1.4.- Ubicación de la zona de estudio	2
2.- Marco Geológico	3
2.1.- Geología Regional	3
2.1.1.- Basamento.....	4
2.1.2.- Formaciones Sedimentarias	5
2.1.3.- Rocas Plutónicas.....	6
2.1.4.- Aparatos volcánicos.....	7
2.1.5.- Depósitos Cuaternarios	8
2.2.- Geomorfología	11
2.3.- Marco sismotectónico.....	13
2.3.1.- Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui.....	13
2.3.2.- Terremoto Fiordo Aysén 2007.....	15
2.4.- Geología Local	18
2.5.- Remociones en masa producidas por el Terremoto 2007.	20
2.5.1.- Deslizamiento de roca en Punta Cola.....	25
3.- Modelamiento	30
3.1.- Modelamiento en UDEC.....	30
3.1.1.- UDEC.....	30
3.1.2.- Caso estático	31
3.1.3.- Caso dinámico	31
3.2.- Geometría del talud	34
3.3.- Estructuras del talud	36
3.3.1.- Estructuras mayores.....	36
3.3.2.- Estructuras menores	38
3.4.- Materiales del talud.....	40

3.5.- Modelos.....	44
3.5.1.- Modelo gran escala sin discontinuidades (M1).....	44
3.5.2.- Modelo mediana escala sin discontinuidades (M2)	45
3.5.3.- Modelo mediana escala con discontinuidades (M3)	46
3.6.- Condiciones de borde para caso dinámico.....	52
3.6.1- Condiciones de borde	52
3.6.2- Amortiguamiento	52
3.6.3.- Input sísmico.....	53
3.6.4.- Señal A1	57
3.6.5.- Señal A2.....	59
3.6.6.- Señal B.....	59
4.- Resultados	62
4.1.- Análisis del tamaño del modelo.....	64
4.1.1.- Caso estático.....	64
4.1.2.- Caso dinámico	65
4.2.- Análisis presencia de discontinuidades en el modelo.....	75
4.2.1.- Caso estático	75
4.2.2.- Caso dinámico	77
4.3.- Análisis sísmico	86
4.3.1.- Caso estático	87
4.3.2.- Caso dinámico	87
4.4.- Interpretación de la morfología del deslizamiento.....	110
4.4.1.- Comparación entre superficie de falla y superficie actual	111
4.4.2.- Volumen del deslizamiento.....	113
5.- Discusiones	115
5.1.- Validación del modelo.....	115
5.1.1.- Influencia del tamaño en el modelamiento	115
5.1.2.- Influencia de las discontinuidades en el modelamiento.....	115
5.1.3.- Influencia de los parámetros de estructuras y materiales	116
5.2.- Efecto del input sísmico	116
5.2.1.- Caso estático	116
5.2.2.- Amplificación	117
5.2.3.- Input sísmico.....	123

5.2.4.- Interpretación de la geomorfología del deslizamiento de roca	124
5.3.- Metodología	125
6.- Conclusiones	127
7.- Bibliografía	129
Anexos	134
Anexo A.- Intensidad de Mercalli Modificada.....	134
Anexo B.- Topografía usada en el perfil de estudio.....	135
Anexo C.- Tablas de parámetros complementarios para criterio de ruptura Hoek-Brown	136
Anexo D.- Señal original de velocidad de la Estación CE31416	136
Anexo E.- Análisis de Fourier en el caso dinámico para Puntos de control	143
Anexo F.- Velocidad Onda de Corte	150
Anexo G.- Código usado en UDEC para Modelamiento	150

Índice de tablas

Tabla 1.- Detalle de los datos estructurales definidos por Redfield et al. (2011).	39
Tabla 2.- Detalle de parámetros a ingresar en el macizo rocoso para el criterio Hoek-Brown generalizado.....	42
Tabla 3.- Detalle de parámetros a ingresar en las zonas de fallas para el criterio Hoek-Brown generalizado.....	43
Tabla 4.- Características adicionales de la ladera en estudio.	43
Tabla 5.- Sets de discontinuidades a considerar en el modelo M3. Los ángulos de manto en el modelo dan cuenta del valor que se tuvo que adaptar para indicar la dirección del manto en el código (sentido positivo según eje cartesiano).	46
Tabla 6.- Datos usados en el modelo estructural de Mohr-Coulomb, referencia de los valores de los parámetros en texto.....	50
Tabla 7.- Parámetros usados para Amortiguamiento de Rayleigh.....	53
Tabla 8.- Resumen parámetros sísmicos relevantes del terremoto de Parkfield del 2004.....	56
Tabla 9.- Coeficientes para ley de atenuación según Liu et al. (2005).....	60
Tabla 10.- Resumen de Magnitud, distancia hipocentral y PGA para ingresar en las condiciones dinámicas de la señal B.	60
Tabla 11.- Desplazamiento máximo en los puntos de control de los modelos M1 y M2.	67
Tabla 12.- Porcentaje del desplazamiento máximo del modelo M1 con respecto al modelo M2.....	67
Tabla 13.- Intensidad de Arias medida en los puntos de control para los modelos M1 y M2.	68
Tabla 14.- Resumen PGV medidos en los puntos de control según cada modelo. Se adjunta PGV del input.	68
Tabla 15.- Resumen PGA medidos en los puntos de control según cada modelo. Se adjunta PGA del input.	69
Tabla 16.- Resumen de los valores de las razones PGAmedido/PGAinput para cada modelo.	74
Tabla 17.- Desplazamiento máximo en los puntos de control de los modelos M2 y M3.	78
Tabla 18.- Porcentaje del desplazamiento máximo del modelo M2 con respecto al modelo M3.....	78
Tabla 19.- Intensidad de Arias medida en los puntos de control para los modelos M2 y M3.	79
Tabla 20.- Resumen PGV medidos en los puntos de control según cada modelo. Se adjunta PGV del input.	79
Tabla 21.- Resumen PGA medidos en los puntos de control según cada modelo. Se adjunta PGA del input.	80
Tabla 22.- Resumen de los valores de las razones PGAmedido/PGAinput para modelos M2 y M3.	85

Tabla 23.- Intensidad de Arias calculada en los puntos de control para el modelo M3 con input sísmico dado por la señal A1.	91
Tabla 24.- PGA medidos en los puntos de control para el modelo M3 con input sísmico dado por la señal A1.	91
Tabla 25.- Resumen PGV medidos en los puntos de control según cada modelo. Se adjunta PGV del input.	94
Tabla 26.- Intensidad de Arias calculada en los puntos de control para el modelo M3 con input sísmico dado por la señal A2.	98
Tabla 27.- PGA medido en los puntos de control para el modelo M3 con input sísmico dado por la señal A2.	98
Tabla 28.- Resumen PGV medidos en los puntos de control según cada modelo. Se adjunta PGV del input.	101
Tabla 29.- Intensidad de Arias calculada en los puntos de control para el modelo M3 con input sísmico dado por la señal B.	106
Tabla 30.- PGA medido en los puntos de control para el modelo M3 con input sísmico dado por la señal B.	106
Tabla 31.- Resumen PGV medidos en los puntos de control según cada modelo. Se adjunta PGV del input.	109
Tabla 32.- Detalle de diferencia de altura entre la topografía actual con el modelo M3 bajo la señal B.	113
Tabla 33.- Detalle de la geometría calculada según el modelo M3 con input sísmico dado por la señal B. En la Figura 87 y 88. Se entrega el volumen final total y por segmentos.	114
Tabla 34.- Comparación entre el volumen calculado por Oppikofer et al. (2012) y el calculado en el modelo M3 con input sísmico de la señal B. Se entrega, además, la diferencia de ambos.	114
Tabla 35.- Frecuencias dominantes en los puntos de control para las tres señales del modelo M3 en el caso dinámico.	118
Tabla 36.- Resumen de Intensidad de Arias en los puntos de control para las tres señales del modelo M3 en el caso dinámico.	119
Tabla 37.- Resumen de PGA en los puntos de control para las tres señales del modelo M3 en el caso dinámico.	120
Tabla 38.- Razones PGAmedido/PGAinput en los puntos de control para las tres señales del modelo M3 en el caso dinámico.	120

Índice de ilustraciones

Figura 1.- Ubicación del área de estudio. Se destaca el epicentro del terremoto del 21 de abril del 2007, el deslizamiento de roca de Punta Cola (a modelar en el presente trabajo) y el deslizamiento de roca de Isla Mentirosa. Extraído desde Oppikofer et al (2012).	3
Figura 2.- Distribución del Basamento Metamórfico en la zona de estudio. Extraído desde Herve et al. (2007).	4
Figura 3.- Esquema que resume los factores de primer y segundo orden en los aparatos volcánicos de la SVZ. Destaca los estados de stress según diferentes latitudes. Extraído de Cembrano y Lara (2009).	8
Figura 4.- Geología Regional de la zona de estudio, adaptada desde Sernageomin (2003). Adicionalmente se entrega el área de estudio particular como referencia. Extraído de Universidad de Chile (2009).	10
Figura 5.- Geomorfología del área de estudio. Extraído de Vargas et al (2013).	12
Figura 6.- Geometría regional de LOFZ. Se adjunta el contacto convergente (fosa Chile Perú). Los puntos son volcanes cuaternarios, cuyo tamaño (área) es proporcional con la cantidad de material eructado. Extraída Cembrano et al. (1996).	14
Figura 7.- Lugar del epicentro del terremoto de 21 de abril del 2007 (dado por la elipse roja). Las flechas indican dirección de remociones en masa producidas por el terremoto. Extraído de Naranjo et al. (2009).	16
Figura 8.- Mecanismos focales determinados para 25 eventos, los que pertenecían al enjambre sísmico, que antecedió al terremoto de abril del 2007 en Aysén. Extraído de Mora et al. (2010).	17
Figura 9.- Mapa de la Geología local de la zona de estudio. Extraído de Universidad de Chile (2009).	20
Figura 10.- Mapa de sombreado con el inventario de las remociones en masa gatilladas por el terremoto del 2007. Se adjuntan fallas locales, pertenecientes a LOFZ. Extraído de Sepúlveda et al. (2010).	21
Figura 11.- Fotos de ejemplo para los tipos de remociones en masa inducidas por el terremoto del 2007 en el Fiordo Aysén. A) Deslizamientos someros de suelo. B) Deslizamientos someros de suelo y roca. C) Deslizamiento de roca en Isla Mentirosa. D) Deslizamiento de roca y avalancha de roca en Punta Cola. E) Caída de rocas. F) Flujos de detritos. Extraída Sepúlveda et al. (2010).	22
Figura 12.- Comparación entre las curvas de Keefer (1984) y Rodriguez et al. (1999), con el área máxima de deslizamiento y distancia epicentral, para registro mundial. A) área máxima de deslizamiento. B) distancia máxima epicentral para deslizamientos disgregados C) Distancia epicentral máxima para flujos. Extraído de Sepúlveda et al. (2010).	24
Figura 13.- Deslizamiento de roca de Punta Cola visto en planta (izquierda). Vista con orientación al SE del deslizamiento de roca de Punta Cola (derecha).	26

Figura 14.- Diferencias de altitud entre el modelo previo y la topografía actual. Lo que permite identificar el volumen del deslizamiento principal. Extraída Oppikofer et al. (2012).....	26
Figura 15.- Mapa que indica la geomorfología del deslizamiento de Punta Cola. Destaca el deslizamiento principal cuya cicatriz (Main scar) posee un área preponderante. Extraída Oppikofer et al. (2012).	27
Figura 16.- Sucesión de eventos que ocurrieron en la secuencia del deslizamiento de Punta Cola. Extraída Oppikofer et al. (2012).....	29
Figura 17.- Diagrama de Flujo adaptado desde Itasca (2014).	32
Figura 18.- Condiciones de borde, para el caso con un input sísmico de stress y fuerza. Extraído desde Itasca (2014).	33
Figura 19.- Condiciones de borde, para el caso con un input sísmico de velocidad. Extraído desde Itasca (2014).	33
Figura 20.- Perfil representativo a usar en el estudio. Extraído desde Oppikofer et al. (2012).	34
Figura 21.- Curvas de nivel para generar la topografía a usar en el perfil de estudio. Confeccionado a partir del DEM de 7 [m] de resolución confeccionado por Oppikofer (inédito).....	35
Figura 22.- Representación de estructuras mayores que cortan al perfil de estudio. La zona de falla de Punta Cola fue definida a partir de las trazas hechas por Vargas et al. (2013) y U. de Chile (2009). HFZ fue definida por Redfield et al. (2011).....	36
Figura 23.- Ubicación de Basal Failure Surface (BFS) y de Lateral Release Surface (LRS), así como su intersección con el perfil en estudio (Redfield et al., 2010).....	38
Figura 24.- a) Sets de discontinuidades en BFS. b) Sets de discontinuidades en LRS. Modificado de Redfield et al. (2010).....	39
Figura 25.- Fotografía de la ladera SE del deslizamiento de Punta Cola, la cual permite evaluar de mejor manera el GSI del macizo.....	41
Figura 26.- Perfiles a usar según cada modelo. Se utiliza como referencia el perfil ya mencionado anteriormente de Oppikofer et al. (2012).....	44
Figura 27.- Esquema del modelo M1.	45
Figura 28.- Esquema del modelo M1.	45
Figura 29.- Espaciamiento aproximado de cada uno de los sets definidos en el trabajo.....	47
Figura 30.- Espaciamiento máximo a considerar para modelar los sets de discontinuidades del modelo M3, a partir de reconstrucción de Oppikofer et al. (2012) según perfil longitudinal y transversal.....	48
Figura 31.- Límites para ubicar espacialmente los sets de discontinuidades dentro de la geometría, con el propósito de no distribuir en todo el macizo rocoso los sets. Modificado de Oppikofer et al. (2012).	49
Figura 32.- Esquematación de las estructuras menores en el modelo M3.....	49
Figura 33.- Esquema del modelo M3.....	51
Figura 34.- Esquematación de las condiciones de borde, junto al input sísmico del modelo.	52
Figura 35.- Epicentro del terremoto de Parkfield del 2004. Extraído desde USGS.	55

Figura 36.- Contexto tectónico de la zona de Parkfield, junto a la traza de SAF. Extraído de Unsworth et al. (1997).	55
Figura 37.- Registro de aceleraciones de la componente horizontal (azul) y vertical (rojo) para la estación CE36414 durante el terremoto de Parkfield del 2004.	57
Figura 38.- Registro sísmico de la señal A1. Componente horizontal (arriba) y componente vertical (abajo).	58
Figura 39.- Espectro de Fourier para el input del registro sísmico horizontal de la señal A1.	58
Figura 40.- Espectro de Fourier para el input del registro sísmico verticales de la señal A1.	59
Figura 41.- Registro sísmico de la señal B. Componente horizontal (arriba) y componente vertical (abajo).	60
Figura 42.- Espectro de Fourier para el input del registro sísmico horizontal de la señal B	61
Figura 43.- Espectro de Fourier para el input del registro sísmico vertical de la señal B.	61
Figura 44.- Esquemmatización de la ubicación espacial de los 3 puntos de control definidos para el modelo M1.	62
Figura 45.- Esquemmatización de la ubicación espacial de los 3 puntos de control definidos para el modelo M2.	63
Figura 46.- Esquemmatización de la ubicación espacial de los 3 puntos de control definidos para el modelo M3.	63
Figura 47.- Desplazamientos de los puntos de control para caso estático del modelo M1. Arriba desplazamientos horizontales, abajo desplazamientos verticales.	64
Figura 48.- Desplazamientos de los puntos de control para caso estático del modelo M2. Arriba desplazamientos horizontales, abajo desplazamientos verticales.	65
Figura 49.- Desplazamientos de los puntos de control para caso dinámico del modelo M1. Arriba desplazamientos horizontales, abajo desplazamientos verticales.	65
Figura 50.- Desplazamientos de los puntos de control para caso dinámico del modelo M2. Arriba desplazamientos horizontales, abajo desplazamientos verticales.	66
Figura 51.- Esquemmatización del registro de aceleración horizontal de los puntos de control en el modelo M1.	70
Figura 52.- Esquemmatización del registro de aceleración vertical de los puntos de control en el modelo M1.	71
Figura 53.- Esquemmatización del registro de aceleración horizontal de los puntos de control en el modelo M2	72
Figura 54.- Esquemmatización del registro de aceleración vertical de los puntos de control en el modelo M2.	73
Figura 55.- Comparación entre razones PGAmedido/PGAinput para los modelos M1 y M2. Arriba componente horizontal, abajo componente vertical.	75
Figura 56.- Desplazamientos de los puntos de control para caso estático del modelo M2. Arriba desplazamientos horizontales, abajo desplazamientos verticales.	76
Figura 57.- Desplazamientos de los puntos de control para caso estático del modelo M3. Arriba desplazamientos horizontales, abajo desplazamientos verticales.	76

Figura 58.- Desplazamientos de los puntos de control para caso dinámico del modelo M2. Arriba desplazamientos horizontales, abajo desplazamientos verticales.....	77
Figura 59.- Desplazamientos de los puntos de control para caso dinámico del modelo M3. Arriba desplazamientos horizontales, abajo desplazamientos verticales.....	77
Figura 60.- Esquemmatización del registro de aceleración horizontal de los puntos de control en el modelo M2.	81
Figura 61.- Esquemmatización del registro de aceleración vertical de los puntos de control en el modelo M2	82
Figura 62.- Esquemmatización del registro de aceleración horizontal de los puntos de control en el modelo M3.	83
Figura 63.- Esquemmatización del registro de aceleración vertical de los puntos de control en el modelo M3.	84
Figura 64.- Comparación entre razones $PG_{Amedido}/PG_{Ainput}$ para los modelos M2 y M3. Arriba componente horizontal, abajo componente vertical.....	86
Figura 65.- Desplazamientos de los Puntos de Control para el Caso Estático, donde hay correlación con la Figura 43.	87
Figura 66.- Vectores desplazamiento del modelo M3 con input sísmico dado por la señal A1.....	89
Figura 67.- Curvas de nivel de desplazamientos horizontales del modelo M3 con input sísmico dado por la señal A1.....	90
Figura 68.- Desplazamientos de los puntos de control del modelo M3 con input sísmico dado por la señal A1.	90
Figura 69.- Esquemmatización del registro de aceleración horizontal de los puntos de control en el modelo M3 con input sísmico dado por la señal A1.	92
Figura 70.- Esquemmatización del registro de aceleración vertical de los puntos de control en el modelo M3 con input sísmico dado por la señal A1.	93
Figura 71.- Comportamiento plástico del modelo M3 con input sísmico dado por la señal A1. Zonas verdes son aquellas que no alcanzaron a pasar el límite plástico. Zonas rosadas sobrepasaron el límite plástico.	95
Figura 72.- Vectores desplazamiento del modelo M3 con input sísmico dado por la señal A2.	96
Figura 73.- Curvas de nivel de desplazamientos horizontales del modelo M3 con input sísmico dado por la señal A2.	96
Figura 74.- Desplazamientos de los puntos de control del modelo M3 con input sísmico dado por la señal A2.....	97
Figura 75.- Esquemmatización del registro de aceleración horizontal de los puntos de control en el modelo M3 con input sísmico dado por la señal A2.....	99
Figura 76.- Esquemmatización del registro de aceleración vertical de los puntos de control en el modelo M3 con input sísmico dado por la señal A2 (Input vertical es cero).	100
Figura 77.- Comportamiento plástico Modelo A2. Zonas verdes son aquellas que no alcanzaron a pasar el límite plástico. Zonas rosadas sobrepasaron el límite plástico.	102

Figura 78.- Vectores desplazamiento del modelo M3 con input sísmico dado por la señal B.	103
Figura 79.- Curvas de nivel de desplazamientos horizontales del modelo M3 con input sísmico dado por la señal B.	104
Figura 80.- Desplazamientos de los puntos de control del modelo M3 con input sísmico dado por la señal B.	104
Figura 81.- Esquematación del registro de aceleración horizontal de los puntos de control en el modelo M3 con input sísmico dado por la señal B.	107
Figura 82.- Esquematación del registro de aceleración vertical de los puntos de control en el modelo M3 con input sísmico dado por la señal B.	108
Figura 83.- Comportamiento plástico del modelo M3 con input sísmico dado por la señal B. Zonas verdes son aquellas que no alcanzaron a pasar el límite plástico. Zonas rosadas sobrepasaron el límite plástico.	110
Figura 84.- Esquematación del deslizamiento de roca del modelo M3 con input sísmico dado por la señal B.	111
Figura 85.- Superficie actual de la ladera, superficie de falla del deslizamiento, cuerpo del deslizamiento y superficie de depósitos calculados por Oppikofer et al. (2012).	112
Figura 86.- Diferencia de altura entre la superficie de falla y la superficie actual de la ladera. Valores positivos sobrestiman el deslizamiento, mientras valores negativos indican que se está subestimando.	112
Figura 87.- Perfil en estudio, y su correlación con las unidades geomorfológicas A' y C.	113
Figura 88.- Diferencia de altura entre la superficie previa al deslizamiento y la superficie de falla versus la posición de la abscisa para cada punto del Perfil de estudio.	114
Figura 89.- Comparación de razones entre el PGA del input dinámico y PGA medido en los puntos de control de las tres señales versus altura, para la componente horizontal.	121
Figura 90.- Comparación de razones entre el PGA del input dinámico, y PGA medido en los puntos de control de las tres señales versus altura, para la componente vertical.	121
Figura 91.- Segmentación del deslizamiento de roca, controlado por la zona de falla HFZ.	125

1.- Introducción

1.1.- Antecedentes del estudio propuesto

Las remociones en masa producidas por eventos sísmicos han sido objeto de largo estudio dentro de la comunidad científica. Desde las clasificaciones primarias que ejecutó Keefer (1984), es que se ha estado avanzando para conseguir estudios más certeros, que sean capaces de establecer relaciones entre diversos parámetros geológicos y sísmicos, muestra de ello es, por ejemplo, el trabajo de Rodríguez et al. (1999), el cual propuso una correlación entre la magnitud del terremoto con el área afectada, relación que difiere de la propuesta por Keefer (1984). Para poder dar con un análisis representativo de las remociones, se han propuesto diversos métodos, entre éstos, uno de gran facilidad de implementación es el análisis pseudoestático. Asimismo, el análisis de Newmark (1965) propone una mejoría, con la analogía de un bloque rígido deslizando sobre un plano inclinado, donde se busca dar con un desplazamiento crítico. Dentro de otros métodos derivados del método de Newmark destacan los desplazamientos acoplados y desacoplados.

En la búsqueda de nuevas herramientas para otras metodologías de análisis, nace el análisis mediante elementos finitos, el cual se ha transformado en una metodología de creciente popularidad, por la resolución que puede presentar, y por la base física y matemática que posee.

Es bajo este contexto que el presente trabajo de título se enmarca, específicamente como parte del Proyecto Fondecyt “Dynamic response and stability of large rock slopes during earthquakes”, a cargo del profesor del Departamento de Geología de la Universidad de Chile Sergio Sepúlveda. Dicho proyecto busca comprender el comportamiento geomecánico de remociones en masa generadas por terremotos, así como aplicar nuevas herramientas, como la metodología mediante elementos discretos, en el modelamiento de estabilidad de laderas.

1.2.- Objetivos

1.2.1.- Objetivo general

El objetivo general del trabajo es modelar en dos dimensiones, tanto estática como dinámicamente, la ladera afectada por el deslizamiento de roca de Punta Cola ubicado en Fiordo Aysén.

1.2.2.- Objetivos específicos

Asimismo, los objetivos específicos son:

- 1) Caracterizar datos geológicos, geotécnicos y topográficos de la ladera afectada por el deslizamiento en estudio.
- 2) Analizar la deformación de la ladera afectada por el deslizamiento.
- 3) Encontrar características sísmicas que podrían explicar la generación del deslizamiento en estudio.

1.3.- Metodología

La metodología del trabajo de título es exclusivamente de gabinete. Bajo este contexto destaca el uso del software UDEC como herramienta fundamental para lograr el objetivo general. Dicho programa permite realizar modelamiento en dos dimensiones basado en métodos de elementos discretos, más adelante (Capítulo 3.- Modelamiento) se verá con más detalle la mecánica de su uso.

Existen cuatro aspectos generales de la metodología, los cuales dan cuenta de los objetivos específicos del trabajo.

- 1) Realizar una recopilación de datos geológicos, geotécnicos y topográficos de la zona de estudio. Esta recopilación es hecha a partir de campañas de terreno realizadas previamente, junto a bibliografía pertinente.
- 2) Posteriormente, existirá una caracterización de los datos geológicos, geotécnicos y topográficos, lo que llevará a la construcción del modelo a ser ejecutado en UDEC
- 3) Luego, mediante el uso de software UDEC, se ejecutarán modelos numéricos para los casos estático y dinámico. El primero para contar con condiciones iniciales de estabilidad realistas y, de esta manera, dar paso al caso dinámico, con el cual se podrá llevar a cabo distintos escenarios, que permitirá analizar la respuesta de la ladera afectada a las nuevas condiciones dinámicas.
- 4) Finalmente se obtienen diversos resultados, con los cuales se puede dar paso al análisis del deslizamiento y a las condiciones sísmicas correspondientes de cada caso.

1.4.- Ubicación de la zona de estudio

La zona de estudio está ubicada en el Fiordo Aysén, XI región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, Chile. El Fiordo de Aysén está entre los meridianos $72^{\circ}45'$ y $73^{\circ}15'$, y los paralelos $45^{\circ}15'$ y $45^{\circ}30'$, aproximadamente. Se encuentra limitado al oeste por la ciudad de Puerto Aysén, al este por el archipiélago de los Chonos, al norte por los volcanes Macá y Cay y al sur por el lago Cóndor. Específicamente, el deslizamiento de roca con el que se trabajará, está en el sector de Punta Cola que se encuentra en la ladera noreste del fiordo, y cuyas coordenadas UTM de referencia son aproximadamente 18S 656203 E 4972716 N, tal como se indica en la Figura 1.

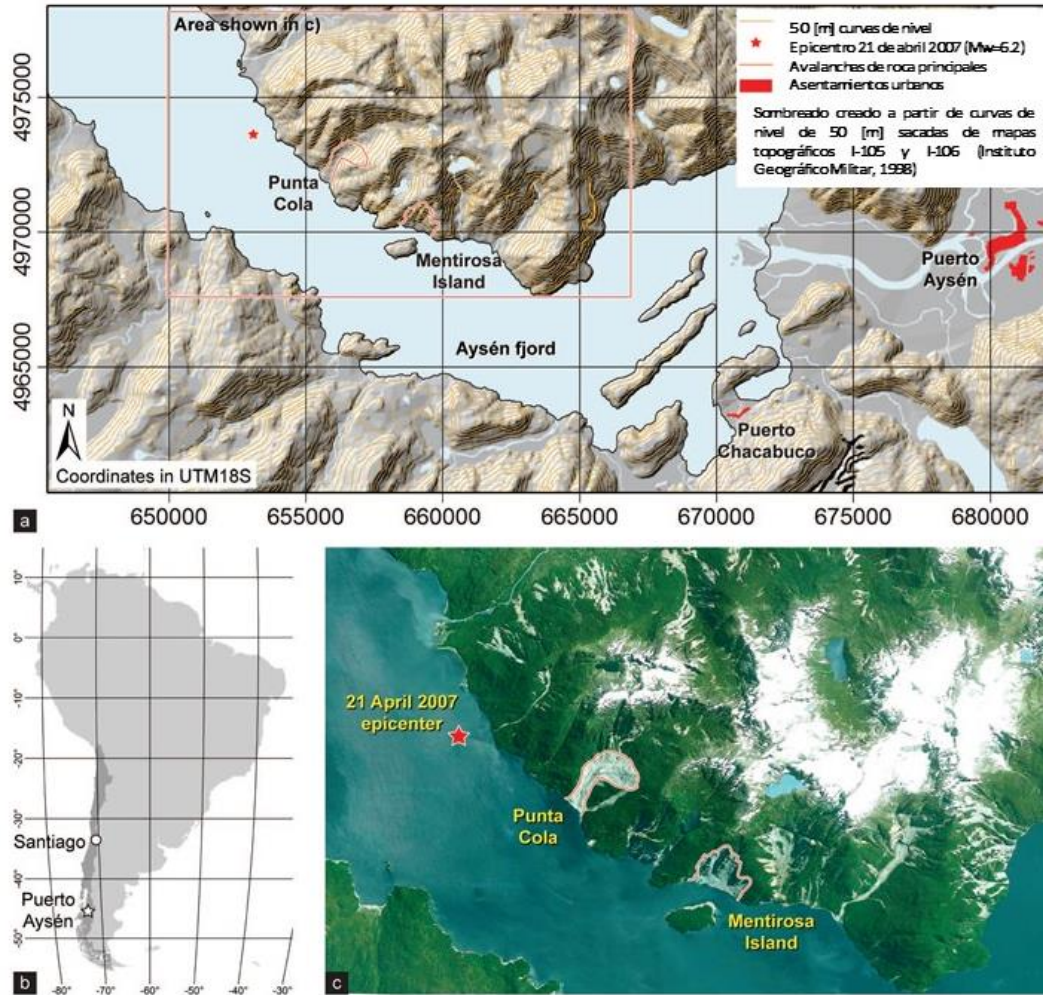


Figura 1.- Ubicación del área de estudio. Se destaca el epicentro del terremoto del 21 de abril del 2007, el deslizamiento de roca de Punta Cola (a modelar en el presente trabajo) y el deslizamiento de roca de Isla Mentirosa. Extraído desde Oppikofer et al (2012).

2.- Marco Geológico

2.1.- Geología Regional

Como ya se mencionó anteriormente, el deslizamiento en estudio está ubicado en las coordenadas aproximadas 18S 656203 E 4972716 N, en la localidad de Punta Cola, al W de Puerto Aysén. Esto lo hace estar supeditado a la geología regional que presenta la región de Aysén, por lo que la comprensión de ésta, contextualiza y entrega un marco geológico representativo para Punta Cola. Esta geología regional, se enmarca dentro de la Zona Volcánica Sur de Los Andes (ZVS), un segmento del orógeno Andino ubicado entre los paralelos 33° y 46° S aproximadamente, donde hay rasgos tectónicos particulares, los que se manifiestan, por ejemplo, en un volcanismo asociado a estructuras de tipo strike-slip (Lara et al., 2008; Cembrano et al., 2002).

Existen diversos estudios que atañen las latitudes de la ZVS y sus alrededores, los que se concentran en rasgos y controles tectónicos, como la Zona de Falla Liquiñe Ofqui (LOFZ), que ejerce un control de primer orden en los procesos geológicos actuales; o, por otro lado, la masiva distribución del Batolito NorPatagónico en franjas paralelas al orógeno. Es por esto que la presente sección se basará en lo hecho por Serey (2011), y se complementará con bibliografía pertinente.

2.1.1.1.- Basamento

El basamento de la zona de estudio, corresponde a uno metamórfico, el cual posee una división en dos unidades, un Complejo Metamórfico Occidental (Paleozoico Tardío – Triásico), que se extiende desde los 43° hasta los 47° S, aflorando en el área de estudio por la zona de la Cordillera costera, y un Complejo Metamórfico Oriental (Ordovícico – Carbonífero), que se prolonga desde 47° hacia el Sur, por la Cordillera Principal (Hervé et al., 2007), ambos, segmentados en medio por la franja del Batolito NorPatagónico. En el Fiordo Aysén posee mayor influencia el Complejo Metamórfico Occidental; éste, está compuesto mayoritariamente por unidades acrecionarias tales como meta turbiditas, esquistos máficos, entre otras, donde destacan greenstone y chert (Cembrano et al., 2002), y ha sido interpretado, como un prisma de acreción, producto de subducción WE y consolidación de una proto placa Pacífica, en el margen SW de Gondwana, sujeta a un posterior reacomodo del Complejo, producto de la LQFZ, dejando zonas de cizalle entre los cuerpos metamórficos (Hervé et al., 1988) (Figura 2)

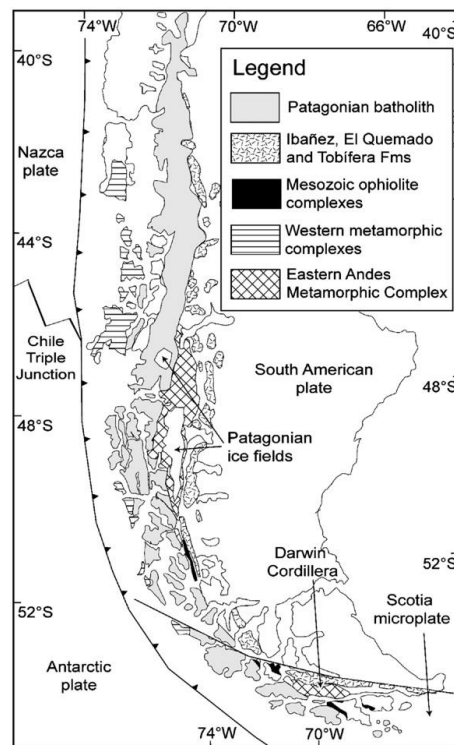


Figura 2.- Distribución del Basamento Metamórfico en la zona de estudio. Extraído desde Herve et al. (2007).

2.1.2.- Formaciones Sedimentarias

Hacia el E del área de estudio afloran un gran número de formaciones sedimentarias de distintas características, que indican distintas etapas de la evolución del orógeno andino, las cuales se describen a continuación.

En discordancia angular y de erosión, sobreyaciendo directamente al Basamento Metamórfico, se encuentra el Grupo Ibañez, definido por Sernageomin (2003) como secuencias y centros volcánicos Jurásicos, que poseen principalmente, rocas piroclásticas dacíticas a riolíticas, lavas andesíticas e intercalaciones sedimentarias, las que se encuentran ubicadas al sur del paralelo 46, concentradas en la Cordillera Principal. Estudios geocronológicos de rocas de la Formación Ibañez en la región indican un rango de edad entre 160 y 130 [Ma], tanto para edades K/Ar como $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (De La Cruz y Suárez, 2006). Este Grupo se enmarca dentro de un contexto de la primera etapa de la constitución del cordón cordillerano andino patagónico, que se desarrollaría entre Jurásico Medio al Tardío, como parte de un aulacógeno (Charrier et al., 2007). Sobreyaciendo en discordancia angular y de erosión, al Grupo Ibañez, se encuentra el Grupo Coihaique del Cretácico Inferior. El cual a diferencia de su predecesor posee secuencias sedimentarias marinas litorales o plataformales, especificadas como lutitas, areniscas calcáreas, areniscas y coquinas (Sernageomin, 2003). Siguiendo la sucesión estratigráfica, en paracorcondancia y discordancia, se ubica la Formación Divisadero, la cual es la que posee mayor área de afloramiento entre el flanco oriental del Batolito Norpatagónico y la frontera Chile Argentina, o sea, es la de mayor área al E del área de estudio. Se han definido por Sernageomin (2003) como secuencias y complejos volcánicos continentales, dados por lavas y brechas basálticas a andesíticas, rocas piroclásticas andesíticas a riolíticas, junto a escasas intercalaciones sedimentarias. Su edad ha sido definida como del Cretácico Inferior al Superior (De La Cruz y Suárez, 2006). Estos dos grupos se han interpretado como depósitos pertenecientes a la cuenca Aysén de tras arco, de la segunda etapa del ciclo andino en la zona patagónica; donde el proceso de subsidencia fue producido por subsidencia termal (Charrier et al 2007).

Con edades que abarcan el Cretácico Superior hasta el Mioceno aparecen unas unidades potentes de basaltos que afloran principalmente en sectores cercanos a la frontera con Argentina, definidos por Niemeyer et al. (1984) como Complejo de Basaltos de Plateu. Según Guivel et al. (2006), el emplazamiento de estas unidades de basalto de meseta habría tenido dos etapas distinguibles, y se habría formado en un contexto de tras arco. La primera, estuvo caracterizada por flujos de lava, generalmente Toleítica, de gran potencia, que fueron emitidas en el estadio principal de Plateu. Posteriormente, en la segunda etapa, se reactivó la actividad volcánica, lo que se evidencia con el emplazamiento de menores unidades lavas basálticas post Plateu, cuya geoquímica las diferencia por ser más alcalina y ricos en elementos incompatibles.

Por su parte, las Formaciones Liborio Márquez, San José, Guadal y Santa Cruz (ordenadas respectivamente), de edades Paleoceno - Eoceno Mioceno Inferior, están

intercaladas con los Basaltos de Plateau, indicando un contexto de sedimentación netamente marino. Litológicamente corresponderían a areniscas fosilíferas marinas y lutitas (Sernageomin, 2003).

Posteriormente, sobre la Formación Guadal, se ubica la Formación Galera del Mioceno Inferior a Medio. Ésta es de características clásticas continentales, y se enmarca dentro de un contexto de la tercera etapa del Ciclo andino patagónico (Charrier et al., 2007). Según Sernageomin (2003), son definidas como secuencias sedimentarias clásticas de piedemonte, aluviales, coluviales o fluviales, tales como conglomerados, areniscas y limolitas. Por último, dentro de las unidades sedimentarias, y cerrando estratigráficamente las formaciones de la tercera etapa del ciclo andino, está la Formación Traiguén, datada por Sernageomin (2003) y Niemeyer (1984) como del Cretácico superior al Neógeno, aunque no existe claridad sobre este límite superior; y caracterizada litológicamente por los mismos autores, como, en la base, secuencias volcanoclásticas marinas, en particular tufitas y rocas epiclásticas con fósiles marinos, brechas andesíticas marinas, hialoclastitas; mientras que hacia su techo, como secuencias volcanosedimentarias marinas, tales como, cherts, areniscas y lutitas con lavas y brechas basálticas intercaladas

2.1.3.- Rocas Plutónicas

Tanto el basamento metamórfico como la cobertura sedimentaria se encuentran intruidos por un complejo plutónico de rocas granitoides Mesozoicas y Cenozoicas, conocido en la literatura geológica como Batolito Patagónico, el que se extiende por más de 1.000 km continuamente a lo largo del margen continental Andino de América del Sur, entre los paralelos 40° y 56° S, con una elongación preferente Norte Sur (Niemeyer et al., 1984; Sernageomin, 2003; De la Cruz et al., 2003; Herve, 2007). El Batolito Patagónico es sub dividido en tres segmentos según su posición espacial con respecto al norte: Batolito Norpatagónico (NPB) ubicado entre las latitudes 40°-47° S, el Batolito SurPatagónico (SPB) definido entre las latitudes 47°-53° S y finalmente en el segmento más austral se ubicaría el Batolito Fueguino (Herve, 2007)

El NPB consiste en rocas plutónicas calco alcalinas relacionadas a un contexto de arco volcánico, intruido en muchos lugares por diques máficos (Beck et al., 2000). Según Sernageomin (2003), la petrología del cuerpo intrusivo consistiría en granitos, granodioritas, tonalitas, dioritas y gabros, agrupados en al menos tres pulsos intrusivos principales, de edad Cretácico Inferior – medio, Cretácico Superior y Paleoceno – Mioceno. En el mismo contexto, Pankhurst (1999) llevó a cabo un estudio geocronológico y geoquímico en diversos cuerpos granitoides del NPB usando datación de Rb-Sr. Con ello, concluyó que existían zonas locales definidas con una edad determinada. Así, partiendo en el archipiélago, borde occidental del continente, se cuenta con las siguientes edades: Cretácico Tardío (76 [Ma]), Cretácico temprano (135 [Ma]), Eoceno (45 [Ma]), Mioceno Temprano (25-15 [Ma]) y Cretácica media (120 - 90 [Ma]), oeste a este respectivamente.

Al oriente el NPB intruye el Basamento Metamórfico y a rocas de las Formaciones Ibáñez, Grupo Coihaique y Formación Divisadero, y en su flanco occidental intruye a rocas del Basamento Metamórfico y de la Formación Traiguén (Niemeyer et al., 1984; Sernageomin, 2003). Estas secuencias volcanoclásticas y sedimentarias con orientación preferencial Norte Sur, descritas en la Formación Traiguén, localizadas entre el basamento metamórfico y el afloramiento de mayor envergadura del Batolito Patagónico, han sido interpretadas como parte de una cuenca de intra arco de edad Cretácica Tardía – Terciario (Cembrano et al., 2002)

2.1.4.- Aparatos volcánicos

La geología regional ha sido descrita como perteneciente a la Zona Volcánica Sur Andina (SVZ), la cual se ubica entre los paralelos 33° y 46°, aproximadamente (Lavenu & Cembrano, 1999). En cuanto a los centros volcánicos incluidos en esta zona, existe un alineamiento marcado de éstos, que se correlaciona con estructuras regionales del área, destacan entre estos, los volcanes Melmoyu, Puyuhuapi, Mentolat, Cay, Macá, Río Pescado, Hudson y Murta (D’Orazio et al., 2003). Es pertinente mencionar que, en las latitudes más meridionales de la SVZ, la corteza continental es más delgada, del orden de 30 [km] de espesor; mientras que la corteza oceánica, entrante en la fosa, posee una edad menor a 33 [Ma]. En este mismo sector, los volcanes se ubican al W del eje de la cordillera principal, con una elevación basal menor a 1000 [m]. Adicionalmente, los productos de esta actividad son predominantemente basaltos y andesitas-basálticas, aunque también existen rocas con una composición más ácida (Serey, 2011).

La relación entre tectónica y volcanismo en la SVZ, está controlada por parámetros de primer orden, tales como espesor de la corteza local, y la presencia (o ausencia) de sistemas de fallas activas de intra arco, es en éste punto donde cobra una vital importancia la LOFZ, ya que es un sistema de falla que, en los sectores centrales y meridionales, permite la existencia de distintas rutas que podría tomar el magma ascendente. Los parámetros de segundo orden están dominados por la naturaleza del basamento donde se emplazan los centros volcánicos, es decir, el tipo de roca que predomine en el basamento influirá en la arquitectura de los centros volcánicos en la corteza superior (Figura 3) (Cembrano y Lara, 2009)

La distribución de los depósitos volcánicos, está directamente relacionado con los mismos centros volcánicos, ya que su emisión es controlada por éstos. Principalmente, se cuenta con depósitos de los volcanes Macá, Cay y Hudson, en los cuales se suceden secuencias volcánicas de composición basáltica a riolítica, y, secuencias piroclásticas andesíticos basáltico a dacíticos. Los materiales son mayoritariamente de composición calco alcalina, pero hacia el sur de los 47° el volcanismo se torna adakítico (Sernageomin, 2003).

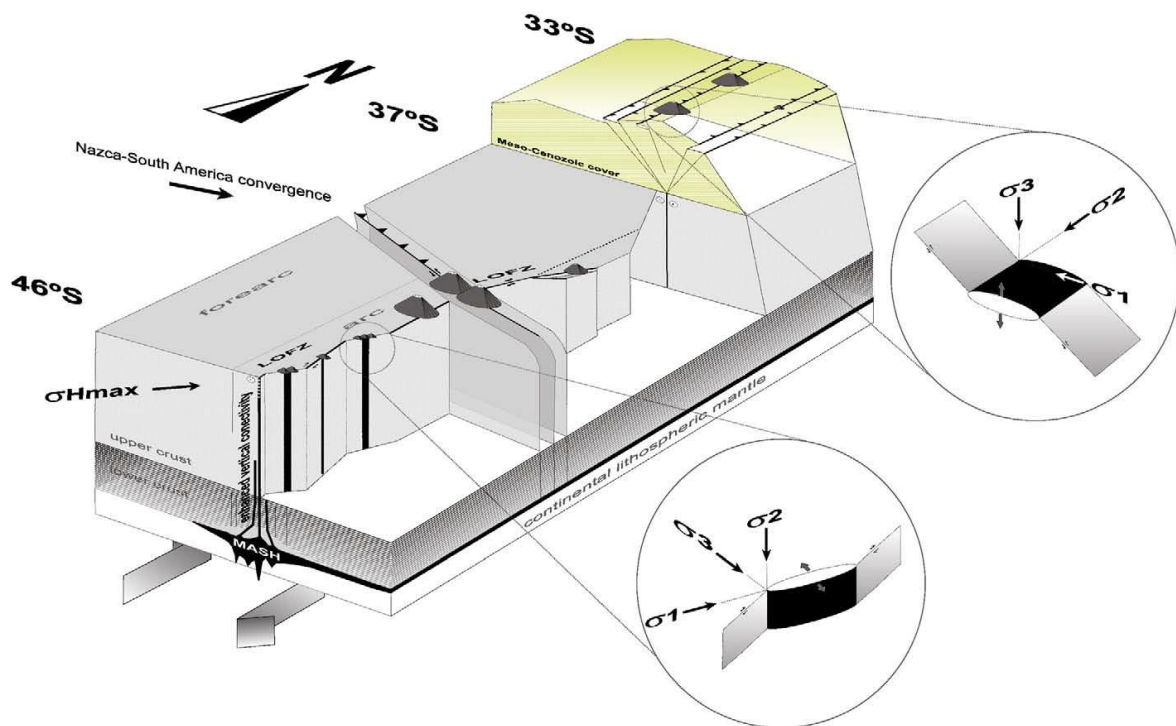


Figura 3.- Esquema que resume los factores de primer y segundo orden en los aparatos volcánicos de la SVZ. Destaca los estados de stress según diferentes latitudes. Extraído de Cembrano y Lara (2009).

2.1.5.- Depósitos Cuaternarios

Los depósitos del Cuaternario se distribuyen en toda la región en estudio, concentrando aquellos de origen fluvial y aluvial en el extremo este del Fiordo Aysén, en la ciudad de Aysén (Figura 4) (Sernageomin, 2003), dicha distribución se da siguiendo ciertas condicionantes, tales como, depositación relacionada a valles, o quebradas capaces de concentrar material no consolidado. Se clasifican en 3 grupos dominantes, depósitos morrénicos, depósitos aluviales fluviales, depósitos coluviales y de remoción en masa.

Los depósitos morrénicos, o también denominados diamícticos, constituyen cuerpos elongados, de orientación transversal y longitudinal a los valles glaciales, respectivamente originadas en el frente, como es el caso de la morrena frontal, y en los costados, como en morrenas laterales del glaciar que los transportó. En el área de estudio se ubican de preferencia en los valles y en las laderas de los edificios volcánicos. Poseen características de depósitos masivos, con escasa o nula estructura, de bloques, bolones y grava en matriz de arena y finos. Además, se incluyen dentro de estos, glaciares de roca y depósitos originados por soliflucción.

Se pueden clasificar dos sistemas morrénicos, uno está constituido por frentes morrénicos y morrenas laterales, confinados dentro de los valles secundarios de la Precordillera y Cordillera Principal. Mientras que el otro sistema pertenecería a frentes morrénicos ubicados en las cabeceras de los valles de la Precordillera, y en los valles transversales a la Cordillera Principal. Estos últimos no están cubiertos por

material no consolidado, ni tampoco se observa crecimiento de vegetación (Niemeyer et al., 1984; Sernageomin, 2003).

Los depósitos aluviales y fluviales, también incorporan depósitos glacio-fluviales, lacustres, de llanuras de inundación y planicies y materiales deltaicos, es decir, es un grupo con un amplio rango de criterios de clasificación, pero que comparten la característica de transporte mediante agua. Estos depósitos se componen de gravas, ripios y arenas con clastos, en general bien redondeados, que alcanzan espesores visibles de varias decenas de metros. En algunos sectores se observa intercalaciones de limo con estratificación fina, del tipo “varves”, indicando la presencia de ambiente glacial en la zona. Generalmente, pueden presentarse en terrazas, las cuales fueron modificadas por cambios en niveles base de los ríos, materializados por los lagos interglaciares y postglaciares del Cuaternario anterior.

De esta misma manera, los sedimentos aluviales configuran importantes cuerpos de sección cónica (abanicos aluviales) ubicados en zonas distales, en el pie de quebradas o desembocadura de ríos que drenan la cuenca. Los abanicos aluviales al pie de quebradas, están caracterizados por pendientes mayores y menor área respecto de aquellos asociados a la desembocadura de un río.

Los depósitos coluviales y de remoción en masa, tal como lo indica su nombre, corresponderán a los depósitos supeditados a procesos gravitacionales, y con algún medio de transporte asociado (agua en flujos húmedos, por ejemplo). Están concentrados en la zona oeste del área de estudio, donde la geomorfología de los valles se hace más empinada.

Las remociones en masa corresponden en parte a flujos de detritos que se distribuyen en quebradas de la red hídrica, con conos de deyección en algunas quebradas mayores. También existen deslizamientos de roca antiguos y deslizamientos de suelo de volumen pequeño, y caída de roca que son mucho menores para ser considerados en un análisis regional (Serey, 2011; U. De Chile, 2009).

2.2.- Geomorfología

La geomorfología de la zona de estudio (Figura 5) está controlada, en primer orden, por unidades morfo estructurales de carácter regional (U. De Chile, 2009). Entre éstas se pueden distinguir cuatro principales, de este a oeste: la zona extra-andina, la precordillera, la cordillera principal y la zona de archipiélagos, donde existe una superposición de factores exógenos, de segundo orden, como glaciales, fluviales y de remociones en masa (Lavenu y Cembrano, 1999; Gesat, 1997). En particular, el Fiordo Aysén está ubicado en la unidad Cordillera Principal, caracterizado por un cordón montañoso, con alturas promedio de 3000 [m], con valles glaciales y fiordos, que se ubican transversalmente al orógeno. Debido al contexto tectónico, con la presencia del punto triple, y estructuras como sistemas dúplex y fallas de rumbo, se dan valles tectónicos y lagos, originados netamente por movimientos diferenciales de las estructuras mencionadas. Adicionalmente, los depósitos cuaternarios, son ocupados como referencia, y como una guía en la determinación de unidades.

Debido a su contexto de arco volcánico, existe una cantidad importante de área supeditada a morfologías volcánicas dentro de la zona de estudio. Las que más destacan por sobre el relieve son los estratovolcanes, que están alineados según estructuras mayores controladas por el margen tectónico, en particular volcanes Hudson, Macá y Cay. De igual manera, se definen conos de escoria y maares. Cabe destacar que la morfología actual está fuertemente controlada por la actividad eruptiva de los volcanes Macá y Cay.

En el área de estudio la red hídrica está fundamentalmente controlada por la tectónica, presentando un patrón de drenaje de tipo rectangular. Las cuencas más importantes son las de los ríos Cuervo, Marta, Tabo, Arredondo, y Aysén, controlando los valles glaciofluviales. Estos valles presentan morfologías características de un modelo glacial con sobreimposición de erosión fluvial. En general, se caracterizan por mostrar una sección en 'U' con poca incisión fluvial en los tramos superiores de los valles, mientras que esta última se hace más notoria hacia los tramos medios e inferiores (Serey, 2011). A diferencia de estos valles característicos, el valle del río Aysén es un valle amplio, con fondo plano debido a la acumulación de sedimentos fluviales de relativamente baja pendiente. Las laderas de este último también presentan una marcada forma en 'U', en algunos casos con laderas de alta pendiente que condicionan sectores proclives a la generación de remociones en masa, aplanadas en el fondo por el relleno sedimentario de origen fluvial ya mencionado.

Las cabeceras de los valles presentan circos glaciales y valles colgados. Los valles están delimitados por cordones montañosos de alturas máximas entre los 1.000 y 2.000 [m] y tienen orientaciones predominantemente N-S a NNW, y secundariamente NE y E-W. Esta orientación coincide con el predominio de fallas de similares orientaciones como parte de la LOFZ en el área de estudio.

La erosión actual, se manifiesta en valles fluviales en parte excavados en depósitos de los antiguos valles glaciales. Los suelos actuales se derivan principalmente de material piroclástico depositado sobre superficies de abrasión en la roca. Estos mantos de suelo en laderas empinadas producen frecuentes deslizamientos superficiales, que caracterizan los valles (Pramar, 2007).

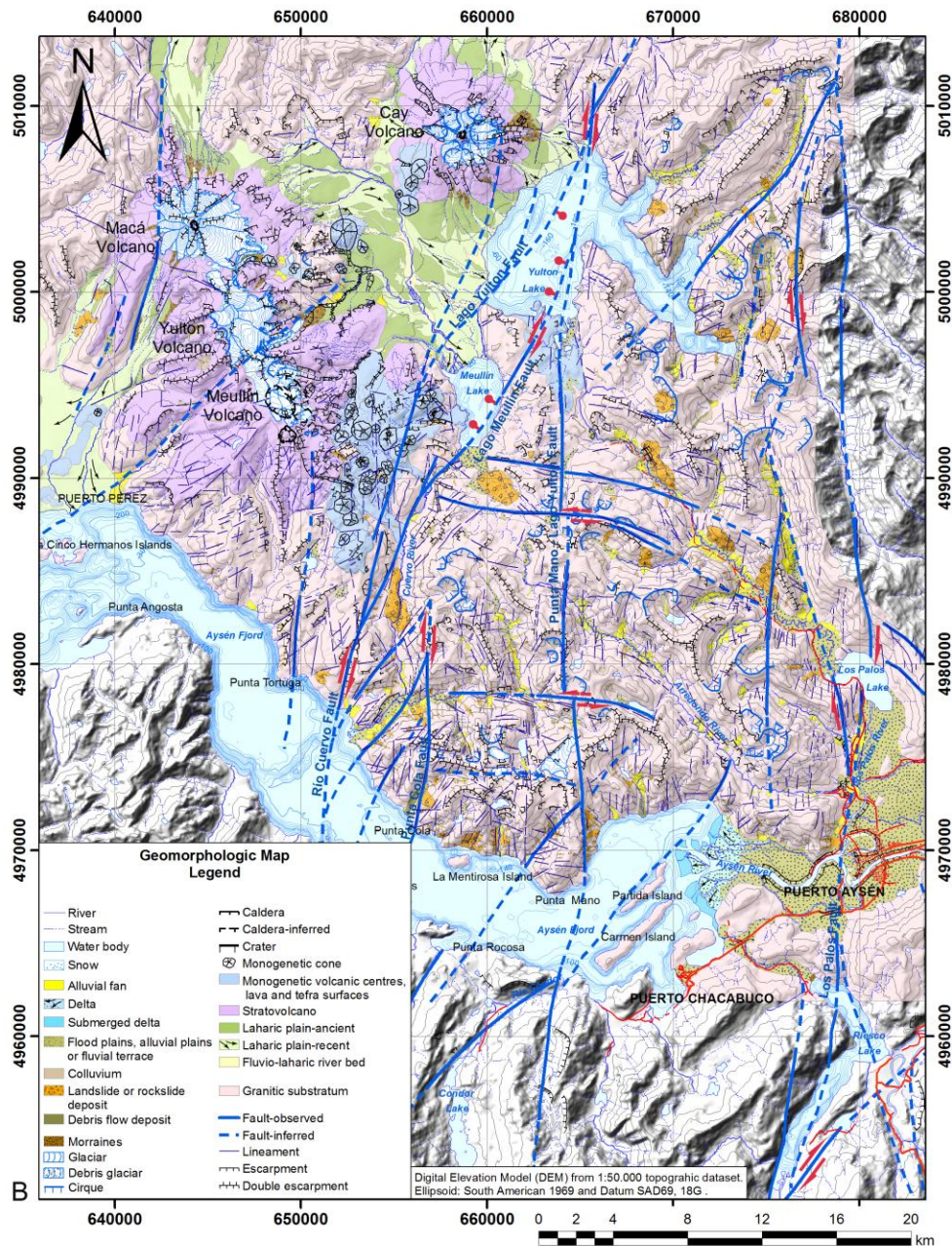


Figura 5.- Geomorfología del área de estudio. Extraído de Vargas et al (2013).

2.3.- Marco sismotectónico

2.3.1.- Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui

La estructura más relevante en el área la constituye el segmento del sistema de falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ) que cruza la región de Aysén, cuyo rol en la configuración morfo tectónica pleistocena-holocena de la zona ha sido primordial (Figura 6). Esta estructura de gran envergadura, se ha desarrollado en el interior del arco magmático Cenozoico, debido a acomodo de la subducción oblicua de la placa de Nazca con la Sudamericana, formando un sistema de falla pseudo paralelo a la fosa, comenzando hace 48 [Ma] con una subducción relativamente oblicua. Además, debido a la presencia de zonas de deformación frágil y plástica, se ha interpretado que LOFZ lleva activa desde hace 6 [Ma] (Cembrano et al., 2002; Cembrano et al., 2009).

La LOFZ posee una estructuración geométrica definida según tramos, la cual, para el área de estudio, consiste en dos alineamientos rectos NNE que se distribuyen entre los paralelos 39 y 44°S y entre 44 y 47°S, éstos están conectados por al menos 4 lineamientos en echelon rectos, de tendencia NE cuya magnitud está en el orden de decenas de kilómetros, formando un dúplex tipo strike-slip (Figura 6) (Cembrano et al., 1996).

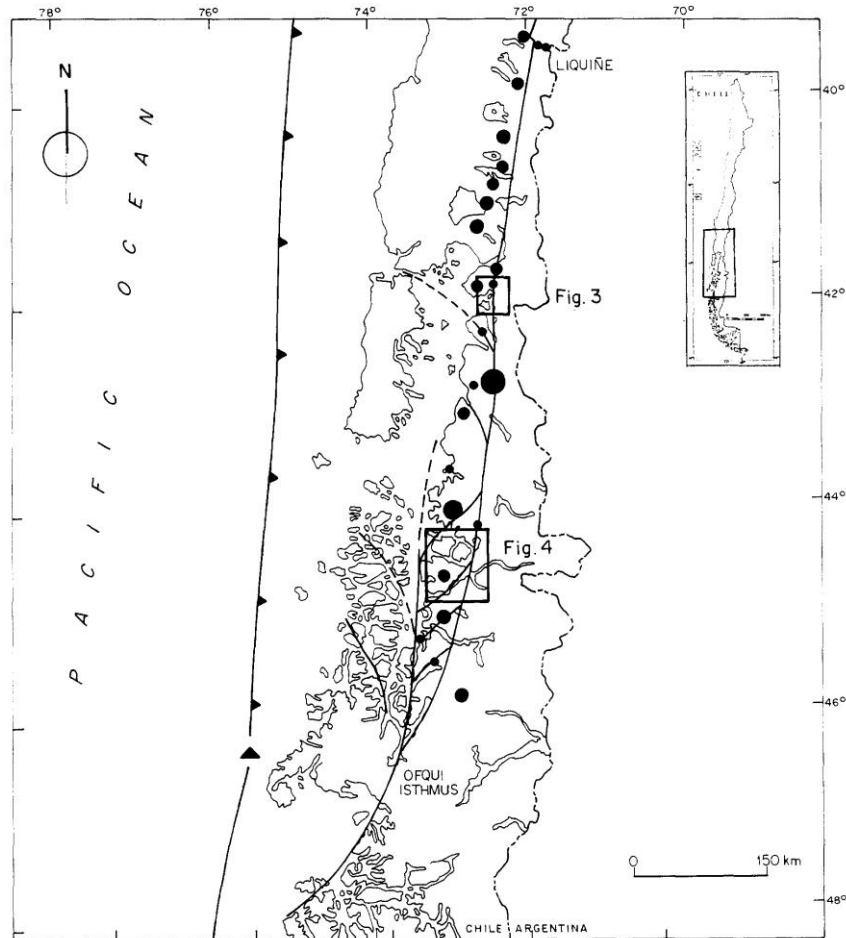


Figura 6.- Geometría regional de LOFZ. Se adjunta el contacto convergente (fosa Chile Perú). Los puntos son volcanes cuaternarios, cuyo tamaño (área) es proporcional con la cantidad de material eructado. Extraída Cembrano et al. (1996).

Los sistemas de falla, fracturas y lineamientos en la zona son numerosos, evidenciando una fuerte deformación frágil en tiempos recientes. Además, en el área estudiada destaca una marcada foliación que penetra los macizos rocosos del Batolito Patagónico, asociado a una deformación dúctil que condiciona en parte su fracturamiento. Esta relación se extiende al vínculo directo que existe entre volcanismo y LOFZ en la SVZ, ya que este sistema de falla es un factor de primer orden, junto al espesor cortical, que determina la naturaleza y composición del magma (Serey, 2011; Cembrano et al., 2009).

Este sistema de falla se encuentra activo a lo largo de gran parte de su extensión, presentando mayoritariamente sismicidad cortical (menos de 25 [km] de profundidad), de magnitud M_w de hasta 3,8: lo que se concentra en nubes de sismos. Estas nubes están espacialmente relacionadas a la LOFZ, a los volcanes Chaitén, Michinmahuida, Corcovado y a la acción de fallas secundarias (Lange et al, 2008). En tiempos recientes (Pleistoceno Holoceno), se caracteriza un régimen transpresivo, dado por un acortamiento SW-NE, el cual ha definido deformación a lo largo de fallas laterales dextrales dominantes tipo strike slip, con una componente

inversa, que define un pop up de estructuras en la superficie. Asimismo, la extensión a lo largo del acortamiento SW-NE, pareciera haber controlado el origen de las estructuras de duplex anteriormente mencionadas, con volcanismo monogenético reciente y volcanismo sub acuático (Vargas et al., 2013).

2.3.2.- Terremoto Fiordo Aysén 2007

Los antecedentes de la sismicidad en los alrededores del Fiordo Aysén, están dados exclusivamente por testimonios de lugareños e información de la historiografía tradicional, la cual da cuenta de algunos eventos de considerables proporciones en la década de 1920. En particular, Grave (1964) caracterizó un terremoto con un consecuente tsunami, fechados en el año 1927 con una magnitud Mw de 7,1. Adicionalmente, se produjo un sismo de (Mw) 5,3 y profundidad 33 [km], el 3 de marzo del 2002, cuyo epicentro estuvo en Puerto Aysén; y, otro evento de magnitud (Mw) 5,2 y profundidad 33 [km] al norte de Laguna San Rafael (Naranjo et al, 2009).

El 21 de abril del 2007 se produjo un terremoto de magnitud (Mw) 6.2 (Global CMT Catalog, 2008; NEIC, 2008) aproximadamente a las 13:50 hora local, en el Fiordo Aysén de la Patagonia chilena, cuyo epicentro se ubicó en las cercanías de Punta Cola al Oeste de Puerto Aysén (Figura 7). El hipocentro tuvo una profundidad de aproximadamente 8 a 9 [km], y una génesis tectónica en una de las ramas de LOFZ. Según el Centro Sismológico Nacional las intensidades reportadas para los pueblos aledaños a Puerto Aysén y Puerto Chacabuco alcanzaron un grado de VII (Sepúlveda & Serey, 2009; Naranjo et al., 2009).

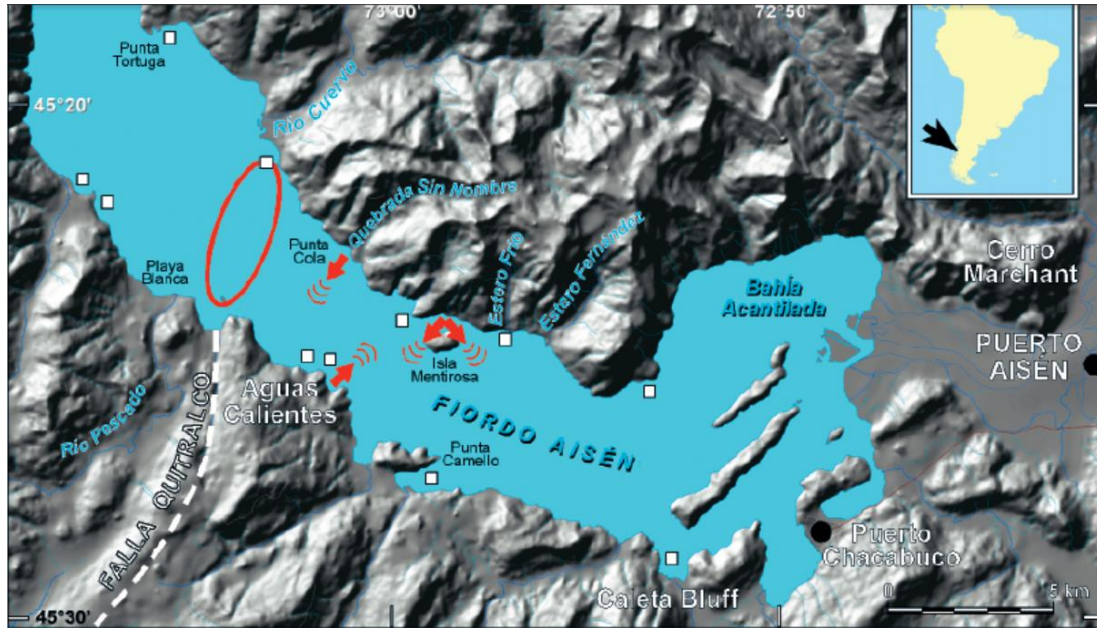


Figura 7.- Lugar del epicentro del terremoto de 21 de abril del 2007 (dado por la elipse roja). Las flechas indican dirección de remociones en masa producidas por el terremoto. Extraído de Naranjo et al. (2009).

El terremoto estuvo precedido por un enjambre sísmico, el cual comenzó a fines de enero, contando con un evento mayor el 22 de enero del 2007, con magnitud (M_w) 5,3. Estos tuvieron un origen tectónico, concentrado en el fin de la Falla Quitralco y/o en la Falla Punta Cola, y continuaron con el evento principal de abril, hasta las últimas réplicas en mayo del 2008. Los focos de estos eventos se encontraron en profundidades someras, entre 8 a 9 [km], y poseían mecanismos focales tipo strike slip dextral y de alto ángulo (Figura 8), es decir, es una activación de una de las ramas de LOFZ (Vargas et al., 2013; Mora et al., 2010).

Según Vargas et al. (2013), la información estructural y geomorfológica relacionada a este gran sismo, indica que este terremoto ocurrió sobre una estructura N-S caracterizado por un régimen transpresional, que ha estado activo desde el Mioceno tardío, debido al stress producido por contacto de placas tectónicas. Esto correspondería a una de las ramas de la LOFZ, en particular a la Falla Punta Cola

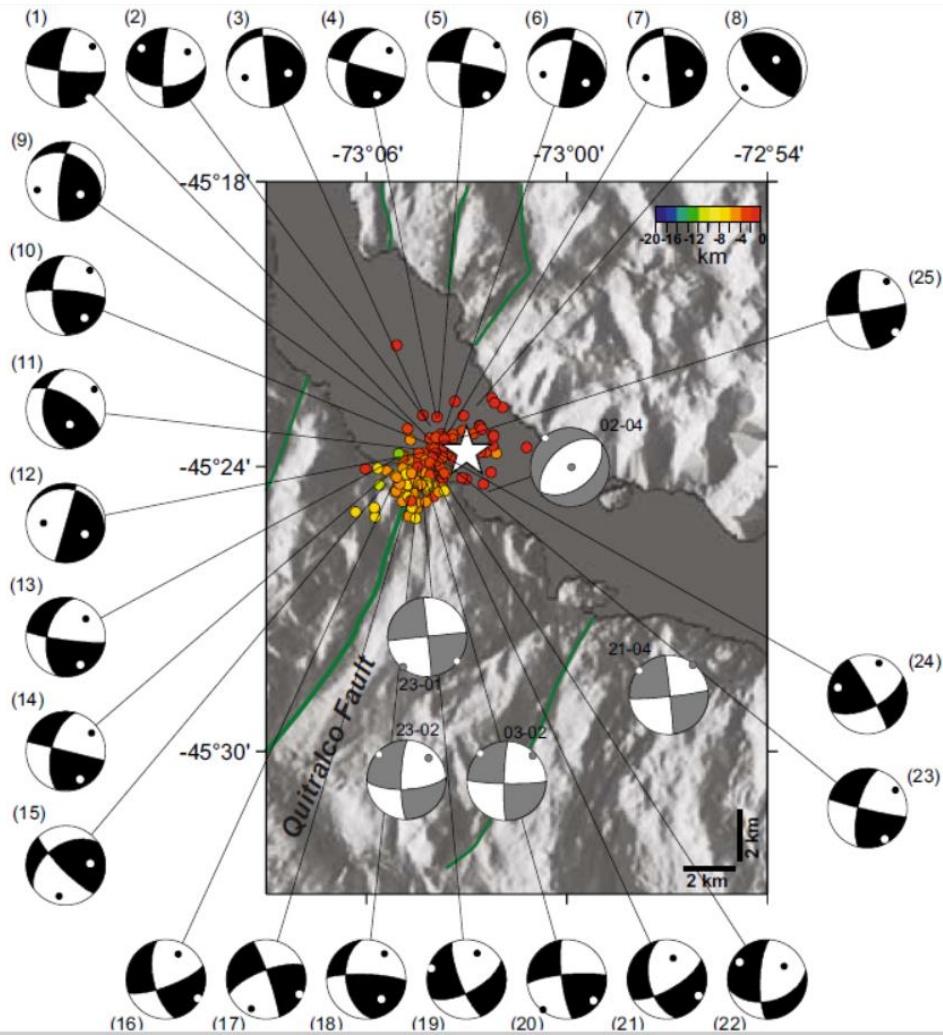


Figura 8.- Mecanismos focales determinados para 25 eventos, los que pertenecían al enjambre sísmico, que antecedió al terremoto de abril del 2007 en Aysén. Extraído de Mora et al. (2010).

Según leyes de atenuación calculadas para el deslizamiento, el máximo valor de PGA (Peak Acceleration Ground) correspondería a 0.6, en la componente horizontal. Junto a esto, el registro sísmico obtenido en localidades lejanas indica que la componente horizontal es un tanto mayor a la vertical (Serey, 2010)

Otro parámetro sísmico relevante del Terremoto de Aysén del 2007, es la Intensidad de Arias (I_a) cuya fórmula se aprecia en la Ecuación 1, donde g corresponde a la aceleración de gravedad, T es la duración total del terremoto y $a(t)$ es la aceleración del registro en función del tiempo. La I_a no puede ser calculada para Punta Cola debido a la falta de registro de la señal sísmica, pero se puede encontrar un valor aproximado según una relación con la Escala Modificada de Mercalli. Ésta última es una evaluación cualitativa de los daños causados por un terremoto, sus grados se pueden apreciar en Anexo A (Wilson, 1993).

$$I_a = \frac{\pi}{2g} \int_0^T a(t)^2 dt \quad (1)$$

La relación entre la Intensidad de Arias (I_a) y la Escala de Mercalli Modificada (I_{mm}) se entrega en la Ecuación 2. Esta ecuación fue hecha con una regresión lineal de un conjunto de datos del terremoto de 1979 de Imperial Valley, en la Falla de San Andrés (SAF) de California, por lo que su contexto sismotectónico es similar al de LOFZ. Si bien es una hipótesis fuerte el asumir linealidad entre el logaritmo de la I_a y I_{mm} , es una buena aproximación para tener un valor referencial del sacudimiento percibido (Wilson, 1993).

$$\log(I_a) = 0,527I_{mm} - 3,816 \quad (2)$$

Luego con una Intensidad de Mercalli modificada reportada de IX en la zona de Punta Cola (Naranjo et al, 2009), se calcula la Intensidad de Arias aproximada resultando en un valor de 8,473 [m/s].

2.4.- Geología Local

En un contexto local, el Fiordo Aysén se encuentra dominado en su mayoría por el NPB, el cual es esencialmente un complejo granitoide, con diversas litologías, como ya se mencionó anteriormente (Figura 9). Punta Cola, y en general, la zona afectada por remociones en masa producto del terremoto de 2007, están en la franja central del Mioceno del NPB. En esta área no aflora el basamento metamórfico, así como tampoco lo hace la cobertura sedimentaria del Mesozoico -Cenozoico.

Según el trabajo de Universidad de Chile (2009), el Batolito Nor Patagónico posee dos tipos litológicos marcados, llamados: granitos del NPB y tonalitas del NPB. Las que se describirán a continuación.

Los granitos son interpretados como “Roof Pendants”, y están caracterizados por la ocurrencia esencialmente de granitos y granodioritas de biotita (de feldespato potásico/sódico y/o biotita, equigranular, de grano grueso a fino), y subordinadamente algo de tonalita de biotita y anfíbola, principalmente leucocráticas y en menor proporción meso y melanocráticas. Se puede comparar estas rocas con las del NPB oriental, de edad Cretácica (Sernageomin, 2003).

Por su parte, las tonalitas poseen una deformación dúctil, lo que ha sido interpretado como emplazamiento sintectónico a la LOFZ, y, están caracterizadas mayoritariamente por tonalitas de anfíbola, tonalitas de anfíbola con enclaves dioríticos angulosos (agmatitas) y tonalitas de biotita y anfíbolos, principalmente leucocráticas y menor melano y mesocráticas. Las Tonalitas son comparables con las rocas del NPB de edad Miocena (Sernageomin, 2003), y, además intruyen a los granitos.

Los aparatos volcánicos que destacan en la zona de estudio, son los volcanes Macá y Cay, cuyos depósitos dominan el área NW, apoyándose sobre el basamento

que constituye el NPB. Éstos son los estratovolcanes más prominentes del área de estudio y se ubican a unos 230 kilómetros al este de la Fosa de Chile, aparentemente en la intersección de fallas NE-SW y NW-SE del sistema Liquiñe-Ofqui. Bajo este mismo contexto, es que se generan conos menores en la ladera S del Fiordo. Estos depósitos volcánicos subyacen y se interestratifican con depósitos cuaternarios, tanto glaciales, fluvio-glaciales y fluviales (Universidad de Chile 2009; Sernageomin 2003).

En cuanto a las estructuras locales, de acuerdo al estudio de U de Chile 2008, se encuentra la Falla Quitralco (FQ) ubicada en la ladera SW del Fiordo, con un rumbo NW-SO. Asimismo, está la Falla Río Cuervo (FRC) ubicada al E de FQ. Con rumbo casi N-S. Siguiendo hacia el E, y en particular de especial interés, se encuentra la falla Punta Cola (FPC), la cual pudo haber presentado actividad durante el terremoto del Fiordo Aysén del 2007, y podría ser causante del deslizamiento de roca de Punta Cola. Corresponde a una falla secundaria de orientación N-S a NNW-SSO, que pasa por Punta Cola, al E de la desembocadura del río Cuervo, y al W de la Isla Mentirosa. Además, se prolonga hacia la ribera oriental del río Cuervo, por lo que condicionaría su morfología. Esta falla caracteriza un segmento de 15 a 20 km de largo (Serey, 2011). Luego, al E de FPC, están las fallas Punta Mano-Lago Yulton (FPM), casi paralela a FPC, la Falla Río Cóndor (FRC), que sigue un rumbo NE-SO en la parte más oriental del Fiordo, y, finalmente, Falla Los Palos (FLP) también de rumbo paralelo a FPC (Figura 9).

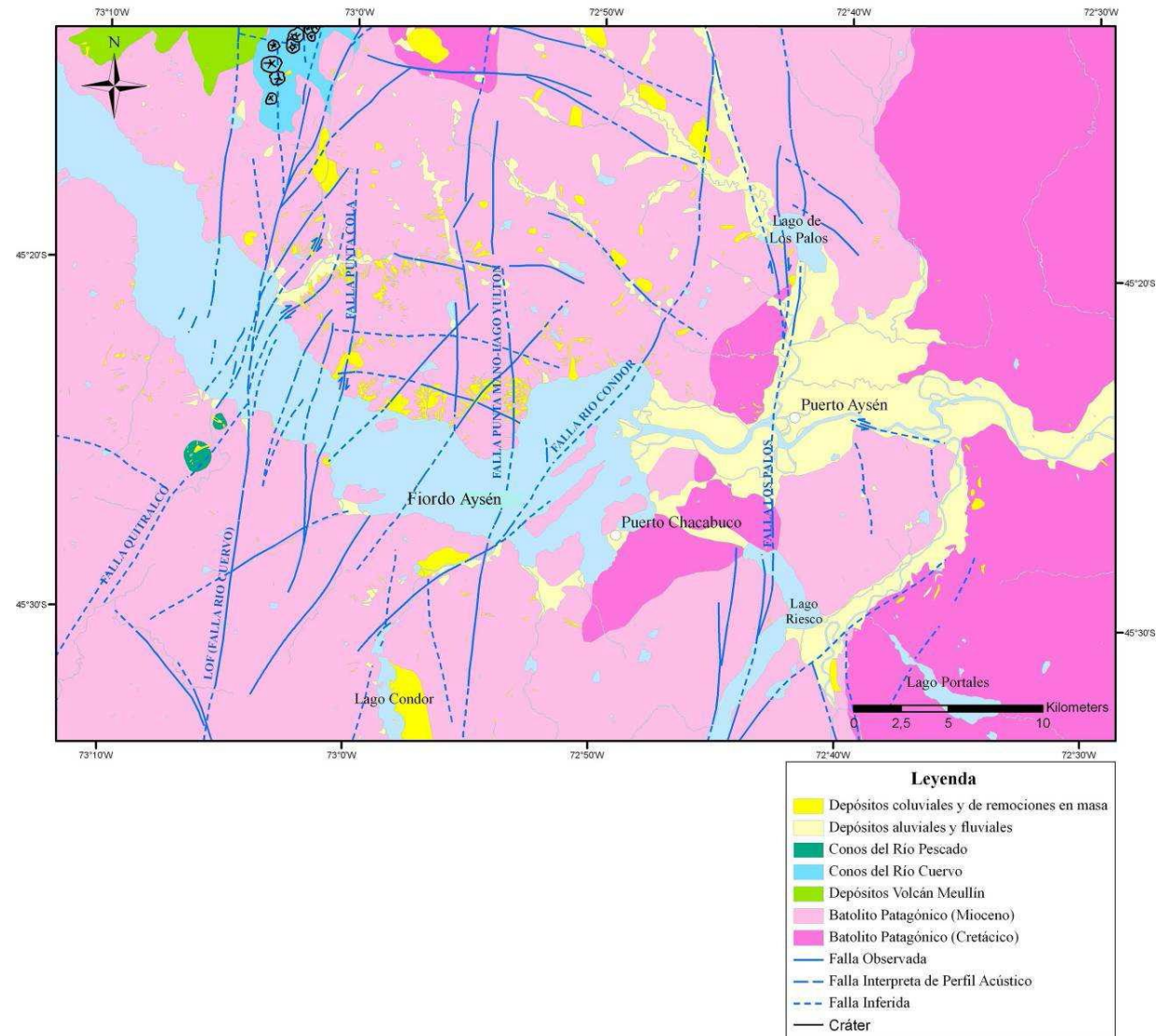


Figura 9.- Mapa de la Geología local de la zona de estudio. Extraído de Universidad de Chile (2009).

2.5.- Remociones en masa producidas por el Terremoto 2007.

Las remociones en masa, generadas por el evento sísmico del 21 de abril del año 2007, alcanzaron un número de 538 eventos, donde las más comunes fueron los deslizamientos de roca-suelo, con 282 eventos mapeados, seguido de 135 deslizamiento de suelo, 80 caídas de roca, 34 deslizamientos de roca y avalancha y 7 flujos de detritos (Serey, 2011).

Su distribución geográfica fue, predominantemente, alrededor del área epicentral del terremoto, y en la costa norte del Fiordo Aysén, las cuales poseen una pendiente más pronunciada que las de la costa sur (Serey, 2011). Asimismo, se puede

indicar que existe una relación espacial, entre los distintos eventos, con la LOFZ, lo cual podría traer consecuencias en el estudio de peligro geológico de la zona, ya que los deslizamientos más grandes se encontraron en zonas cercanas a sistemas de fallas, en las que el macizo rocoso tiene una calidad geotécnica menor (Sepúlveda & Serey, 2009).

En la Figura 10 se presenta un mapeo de las remociones en masa gatilladas por el terremoto de Aysén del 2007, cuya clasificación se hizo según Keeffer (1984) (Sepúlveda et al., 2010), mientras que en la Figura 11 se muestran imágenes de una remoción representativa para cada tipo.

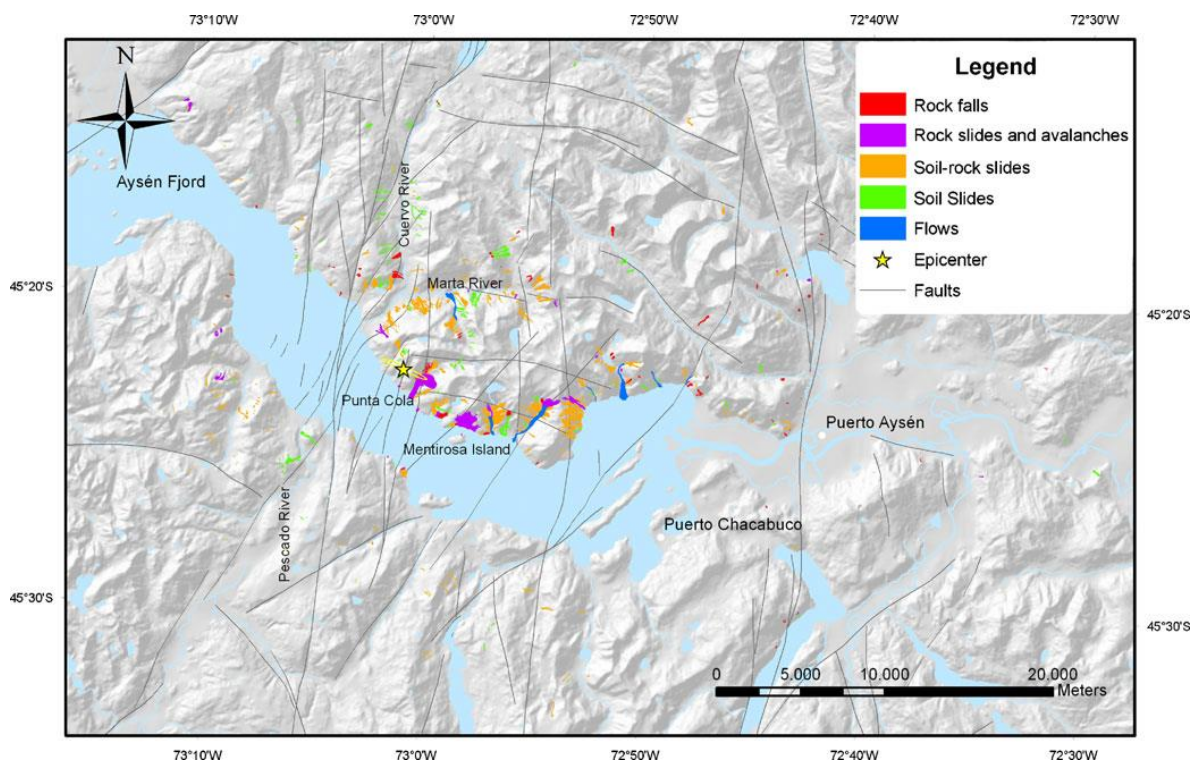


Figura 10.-Mapa de sombreado con el inventario de las remociones en masa gatilladas por el terremoto del 2007. Se adjuntan fallas locales, pertenecientes a LOFZ. Extraído de Sepúlveda et al. (2010).



Figura 11.- Fotos de ejemplo para los tipos de remociones en masa inducidas por el terremoto del 2007 en el Fiordo Aysén. A) Deslizamientos someros de suelo. B) Deslizamientos someros de suelo y roca. C) Deslizamiento de roca en Isla Mentiroso. D) Deslizamiento de roca y avalancha de roca en Punta Cola. E) Caída de rocas. F) Flujos de detritos. Extraída Sepúlveda et al. (2010).

Siguiendo la clasificación de Keefer (1984) las remociones en masa inducidas por el terremoto en el Fiordo Aysén, pueden ser agrupadas en 2 grupos: (1) deslizamientos disgregados, donde se incluyen deslizamientos someros, deslizamientos de roca, avalanchas de roca y caída de roca y, finalmente, (2) en flujos.

Complementariamente, como se observa en la Figura 12, el área total afectada por las remociones en masa y la máxima distancia epicentral (cerca de 17 km para flujos y 42 para remociones disgregadas), ajustan bien bajo las curvas propuestas por Keefer (1984) y Rodriguez et al (1999), a partir de registros de remociones en masa alrededor del mundo. Esto muestra que la distribución geográfica de las remociones está dentro de lo esperado para un terremoto de magnitud (M_w) 6,2 en terreno montañoso, donde el origen de los flujos, se concentra cerca del epicentro, mientras que los deslizamientos disgregados se ubican en general más lejos del epicentro (Sepúlveda et al., 2010).

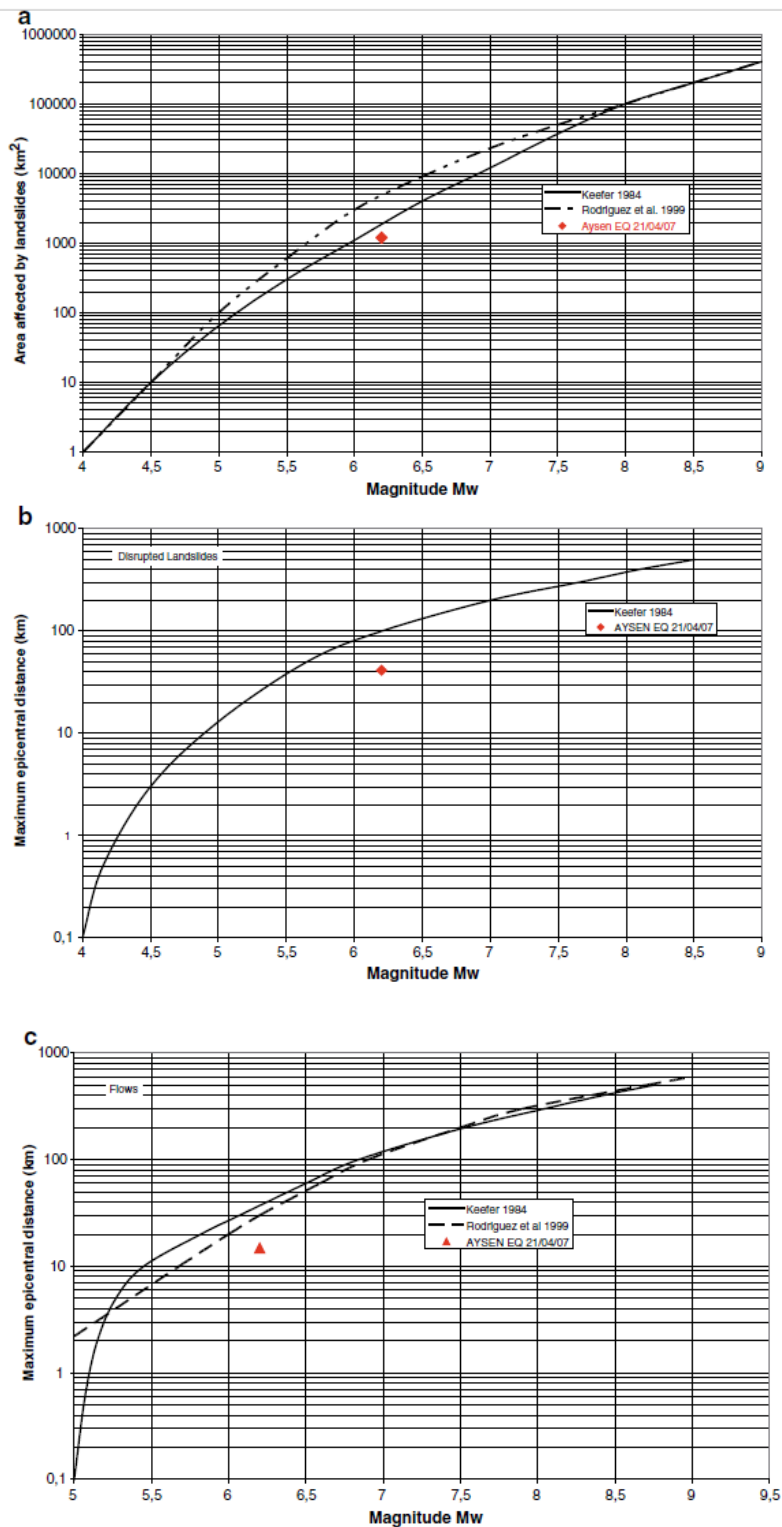


Figura 12.- Comparación entre las curvas de Keefe (1984) y Rodriguez et al. (1999), con el área máxima de deslizamiento y distancia epicentral, para registro mundial. A) área máxima de deslizamiento. B) distancia máxima epicentral para deslizamientos disgregados C) Distancia epicentral máxima para flujos. Extraído de Sepúlveda et al. (2010).

2.5.1.- Deslizamiento de roca en Punta Cola

El deslizamiento en Punta Cola fue gatillado por el terremoto de 2007 en Aysén, en una ladera lateral de un valle transversal de manteo NW, y continuó como una avalancha por el valle hasta alcanzar el fiordo, con un 'run-out' de alrededor de 1 km desde el pie del talud. El flujo removió vegetación en la ladera opuesta a la remoción, y río abajo por la quebrada, logrando alcanzar una altura de 'run up' de más de 150 m en el valle opuesto (Figura 13). El depósito en la quebrada, que se extiende hasta la costa del Fiordo, tiene un espesor variable con un máximo de 20 m, y se ubican sobre depósitos glaciales y aluviales, con esto, llegan a estar alrededor de 80 m sobre el nivel del mar. Estas evidencias sugieren un mecanismo de flujo de una oleada de fragmentos de roca a altas velocidades, por lo que su clasificación se ajustaría a la de deslizamiento o avalancha de roca. En cuanto al volumen, el deslizamiento principal movió 22.4 Mm³ de material, de los cuales 13.7 Mm³ están en tierra, y 14.4 Mm³ se depositaron en el Fiordo, lo cual, contrastado con otros volúmenes de eventos secundarios, entrega una noción de la magnitud de la avalancha (Figura 14). Adicionalmente, se produjeron una serie de remociones menores a lo largo de los flancos del valle, las que fueron, probablemente, gatillados por el roce entre la avalancha y los flancos, o quizá por réplicas del sismo principal (Sepúlveda & Serey, 2009; Sepúlveda et al, 2010; Opikkofer et al, 2012).

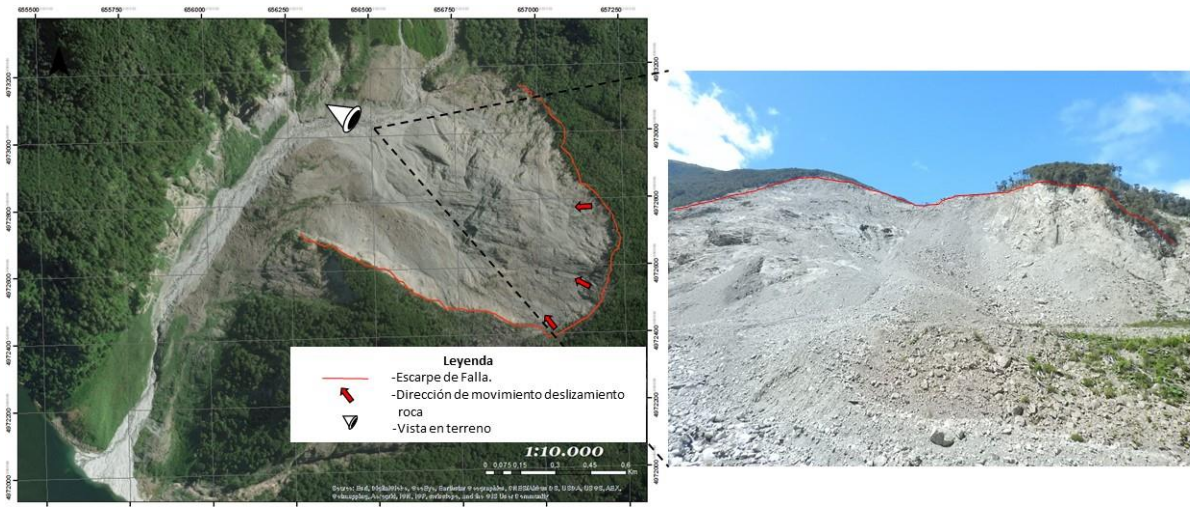


Figura 13.- Deslizamiento de roca de Punta Cola visto en planta (izquierda). Vista con orientación al SE del deslizamiento de roca de Punta Cola (derecha).

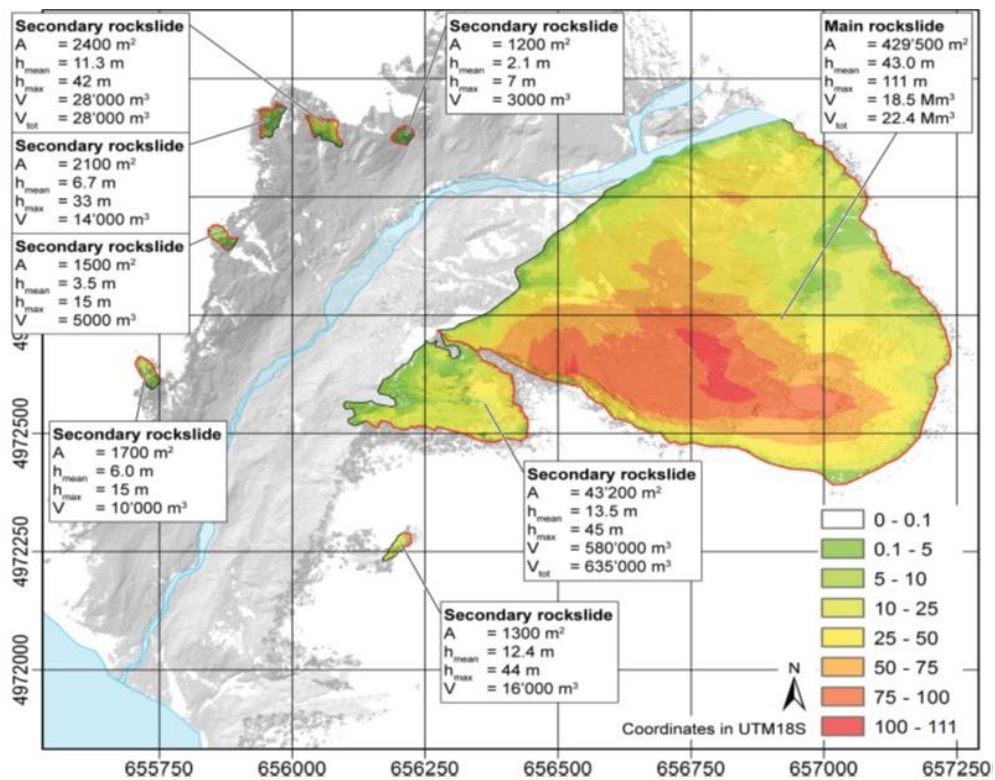


Figura 14.- Diferencias de altitud entre el modelo previo y la topografía actual. Lo que permite identificar el volumen del deslizamiento principal. Extraída Oppikofer et al. (2012).

Como se indica en la Figura 15, existe una segmentación entre la superficie de falla principal y superficies de falla secundaria que se distribuyen alrededor del valle. Asimismo, hay sectores cubiertos por detrito, y zonas donde se expone la roca descubierta, cuya diferenciación se puede apreciar de mejor manera en el escarpe principal. Los depósitos se concentran en zonas de baja energía potencial, depositando en el valle angosto que se extiende transversal al deslizamiento. Un aspecto a identificar, fundamental en el transcurso del presente trabajo, son las unidades geomorfológicas que se pueden apreciar en la Figura 15. Estas se definen como superficie de falla basal (BFS) y superficie de despegue lateral (LRS). La BFS es una superficie base por donde deslizó y se desplazó, posteriormente, la avalancha, aflorando en el costado N del escarpe con un rumbo aproximado NE y un manteo preferencial de 30° hacia el NW. Mientras, por otro lado, la LRS se localiza en el extremo S del escarpe con un rumbo SE y con manteo sub vertical. Su nombre, indica la característica de desapego que dio inicio al deslizamiento, indicando un potencial mecanismo de cuña para la avalancha de roca (Redfield et al., 2011; Oppikofer et al., 2012).

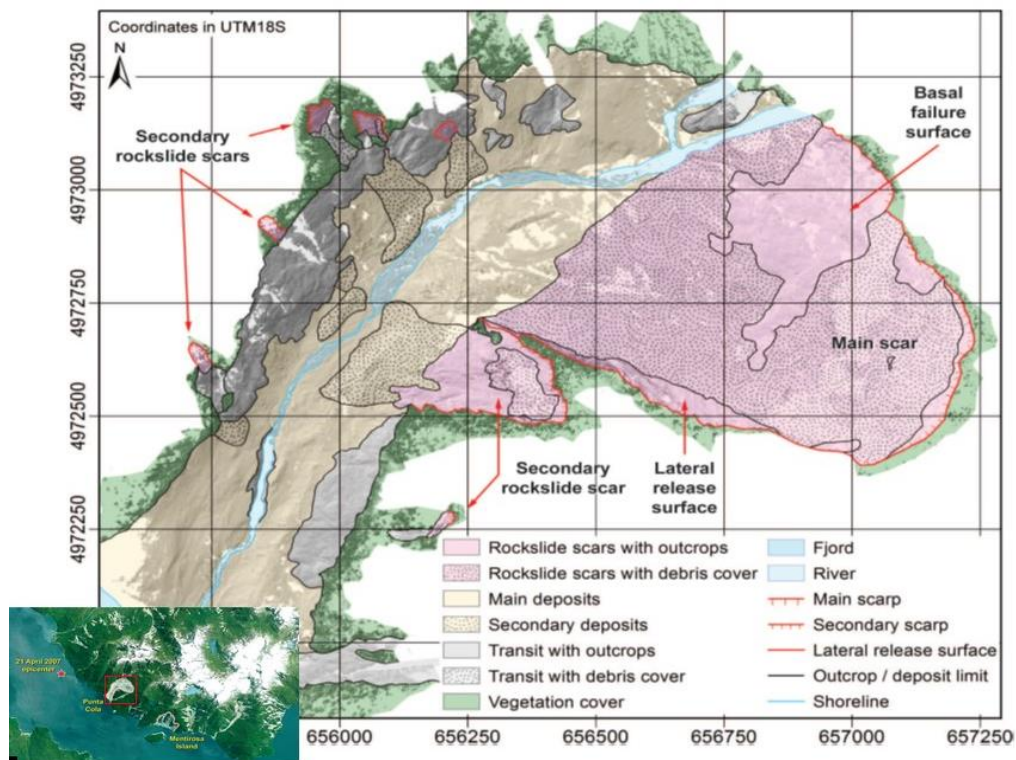


Figura 15.- Mapa que indica la geomorfología del deslizamiento de Punta Cola. Destaca el deslizamiento principal cuya cicatriz (Main scar) posee un área preponderante. Extraída Oppikofer et al. (2012).

En el mismo trabajo, Oppikofer et al. (2012), definieron una secuencia cronológica del deslizamiento. Para esta sucesión de eventos, es necesario dividir el escarpe principal en tres compartimientos: A, B y C (Figura 16). El compartimiento A está caracterizado por un espesor promedio mucho mayor al del compartimiento B, el cual es relativamente somero. El tercer compartimiento se compone de la porción más alta de la cicatriz y una zona de alto fracturamiento (HZF) que corta transversalmente el deslizamiento.

Los eventos se dividen entre el deslizamiento de roca principal y la avalancha de roca que impactó al Fiordo Aysén. El deslizamiento de roca hubiese comenzado con la movilización y falla del compartimiento A, provocando un relajamiento de stress, que se traduciría en el deslizamiento de los compartimientos B y C, sin claridad sobre qué compartimiento, B o C, desliza primero (Oppikofer et al., 2012).

Por otra parte, la avalancha de roca se divide en eventos principales (1 al 7, en Figura 16) y en eventos secundarios (8 a 10, Figura 16). Según Oppikofer et al. (2012), en el primer evento (1), el compartimiento A (y quizá B) evolucionó como una avalancha de roca de alta movilidad, alcanzando la ladera opuesta del valle (flanco NW), hasta una altura ('run up') del orden de los 150 m (2) (Figura 16). Posteriormente, la avalancha erosionó el flanco NW del valle, llevando consigo vegetación (3), para luego cruzar nuevamente el valle y escalar el flanco SE (4). En (5) debido a un alzamiento local de una porción de roca, a unos 400 m de distancia de la costa, la avalancha perdió energía, ya que tuvo que sortear y saltar este obstáculo, depositando material con una potencia de más de 50 m cerca de la costa (6). Aun cuando hubo una disminución de la energía cinética del cuerpo de la avalancha, ésta de todas formas impactó al Fiordo Aysén, produciendo un catastrófico tsunami en la costa (7). Por otro lado, debido a la escasa movilidad del compartimiento C, se produjo una detención al pie del talud de Punta Cola, conduciendo a depositación de material grueso (8), debido a que los tallos de los árboles en la parte superior de estos depósitos, se encontraban relativamente intactos, se concluyó que el compartimiento C, fue en términos de energía inferior a A y B. Los otros deslizamientos secundarios (9), ocurrieron después de la avalancha, ya que sus depósitos son encontrados sobre el deslizamiento principal (10). Estos deslizamientos secundarios, fueron gatillados por réplicas o por roce entre los flancos del valle y la avalancha (Figura 16).

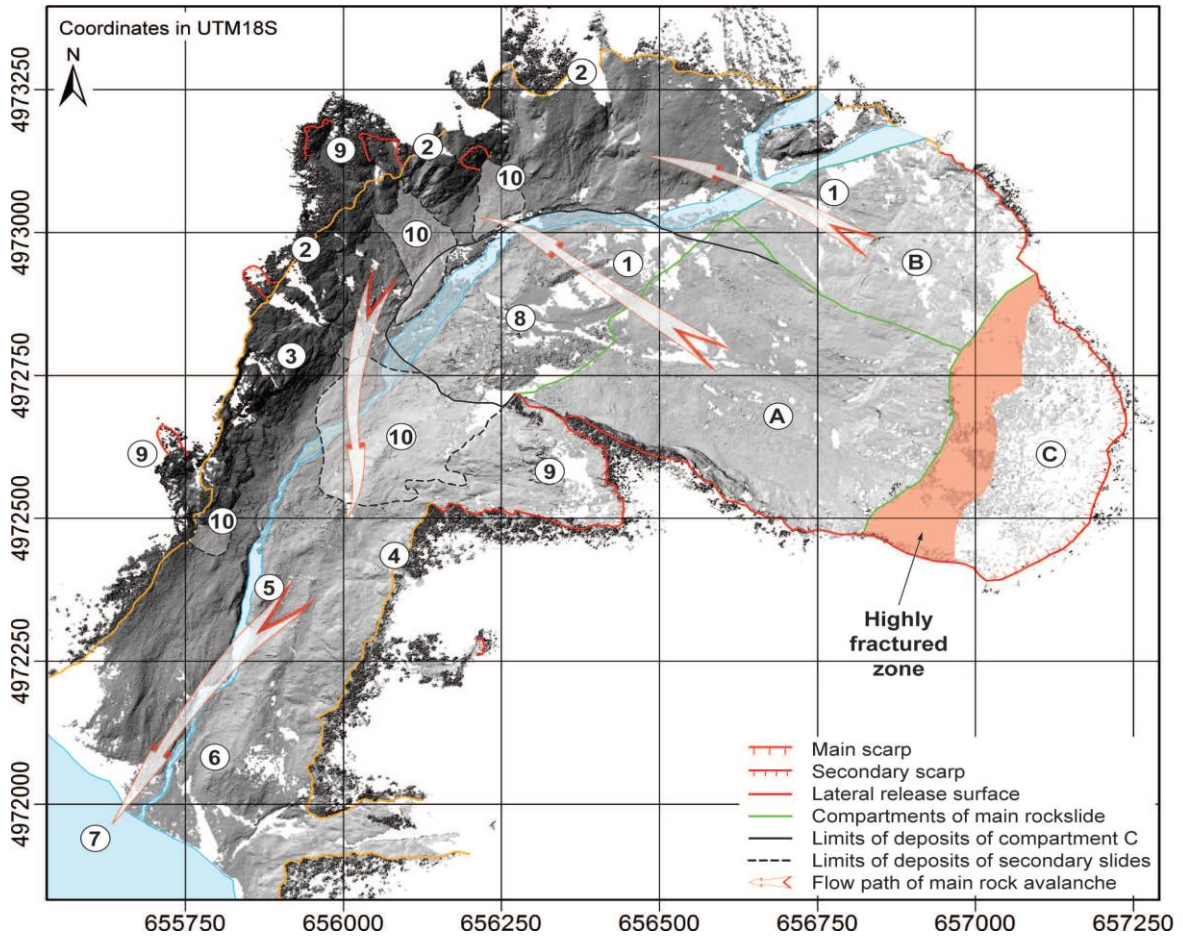


Figura 16.- Sucesión de eventos que ocurrieron en la secuencia del deslizamiento de Punta Cola. Extraída Oppikofer et al. (2012).

3.- Modelamiento

Como se mencionó anteriormente, el uso del software UDEC es fundamental en el trabajo, debido que en este programa se ejecutarán los modelos a analizar. En este capítulo se presenta una metodología detallada del modelamiento en UDEC.

3.1.- Modelamiento en UDEC

3.1.1.- UDEC

UDEC (Universal Distinct Element Code) es un programa numérico que provee modelamiento en dos dimensiones basado en métodos de elementos discontinuo para modelos discretos, cuyo enfoque principal, está en el estudio de potenciales modos de falla, directamente relacionado con presencia de discontinuidades en el macizo rocoso (Itasca, 2014)

El programa simula la respuesta de un medio discontinuo (como un macizo rocoso con set de discontinuidades, por ejemplo) sujeto a régimen estático o dinámico; este medio se representa como un ensamblado discreto de bloques, a los cuales se les tiene permitido rotar y presentar grandes desplazamientos a lo largo de las discontinuidades. Por otra parte, los bloques individuales, se pueden comportar como material rígido o material deformable. Estos últimos son sub divididos en una grilla de elementos de diferencia finita, donde cada elemento tiene una respuesta supeditada a una ley de stress - strain de características lineares o no lineares. Asimismo, el movimiento relativo de las discontinuidades también está gobernado por relaciones fuerza – desplazamiento lineares y no lineares tanto en la componente normal como en la de cizalle (Itasca, 2014).

UDEC incorpora varios modelos de comportamiento de materiales para los bloques rígidos y las discontinuidades, lo cual permite una simulación representativa de respuesta para materiales geológicos discontinuos o similares. El programa se basa en cálculos de características lagrangeanas, lo cual es bastante adecuado para modelar grandes movimientos y deformaciones en un sistema de bloques (Itasca, 2014).

A continuación, se presenta la forma recomendada por Itasca (2014) para realizar un modelo genérico en el software UDEC.

Para comenzar, se debe establecer el montaje del modelo, el cual está sustentado en tres componentes fundamentales del problema a resolver, que deben ser especificadas para poder ejecutar el modelo:

- Un modelo de bloque de elementos discretos con cortes para crear la geometría del problema.
- Comportamiento constitutivo y propiedades del material.
- Condiciones iniciales y de borde.

En el montaje del modelo, la geometría queda definida en el modelo de bloques de elementos discretos, es decir, la forma física del problema se define en

este paso. El comportamiento constitutivo y las propiedades asociadas, darán el tipo de respuesta que el modelo sufrirá, dada una perturbación particular (el terremoto en el presente caso). Mientras que las condiciones iniciales y de borde, definen la condición o estado de equilibrio (in-situ), antes de un cambio o una perturbación introducida posterior.

3.1.2.- Caso estático

El caso estático busca poder determinar si es posible llegar a un estado de equilibrio. Esto se hace para calibrar y contar con una representatividad óptima en el siguiente paso a realizar. En caso de no llegar a un estado de equilibrio, lo cual es esencial en el desarrollo del modelo, se deben hacer modificaciones en el montaje, buscando poder determinar un caso que efectivamente cumpla con lo deseado. Eso se identifica en la Figura 17, donde se puede ver que este proceso es recursivo, y se debe repetir hasta contar con la respuesta óptima del modelo (Itasca, 2014). Asimismo, para seguir un orden, y barrer todas las opciones que potencialmente hacen fallar al modelo, se recomienda seguir el orden mencionado en aquella figura, es decir:

- Revisar el modelo geométrico
- Revisar las propiedades del material constitutivo y de los criterios de falla para las discontinuidades
- Finalmente revisar las condiciones de borde

3.1.3.- Caso dinámico

Luego de haber llegado al caso de equilibrio, o a la respuesta que el usuario considere lo suficientemente óptima, se pasa al caso dinámico, el cual, tal como su nombre lo indica, consta de modificar las condiciones de borde e iniciales, de modo de agregar el factor dinámico, que en el estudio actual será el registro sísmico en las condiciones de borde. UDEC entrega las opciones de hacer esto agregando condiciones mediante dos configuraciones: una de estrés o de fuerza (Figura 18), y la otra de velocidad (Figura 19). En el presente modelo se usará la configuración dada por García (2016), que corresponde a un input sísmico de velocidades en la base, junto a condiciones de borde laterales de campo-libre (*free field*) y una capa de viscosidad basal (*quiet boundary*). Finalmente, se ejecuta el modelo hasta encontrar una respuesta o algún parámetro que el usuario estime conveniente (Itasca, 2014).

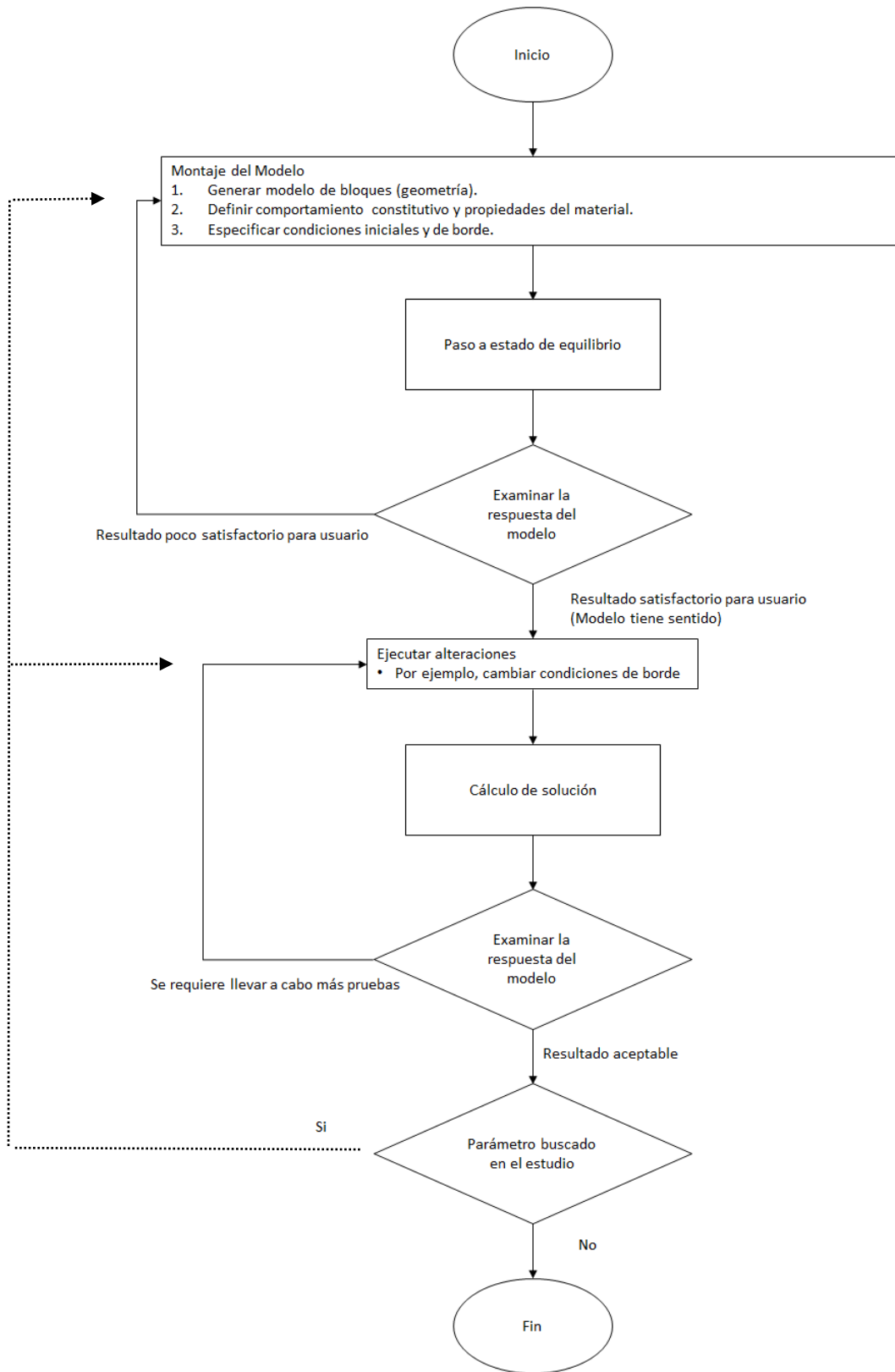


Figura 17.- Diagrama de Flujo adaptado desde Itasca (2014).

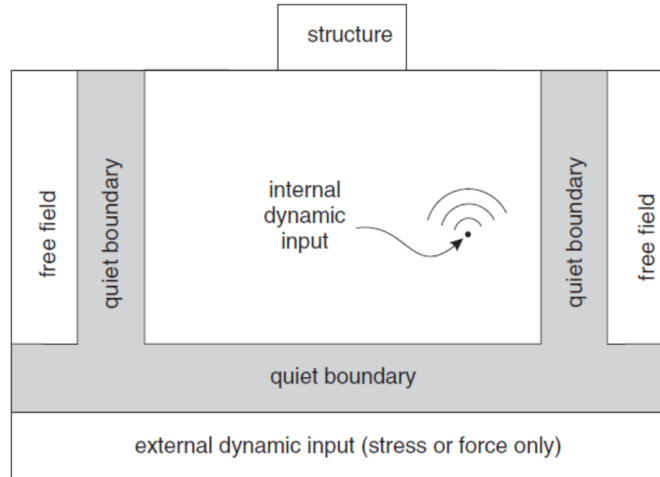


Figura 18.-Condiciones de borde, para el caso con un input sísmico de stress y fuerza. Extraído desde Itasca (2014).

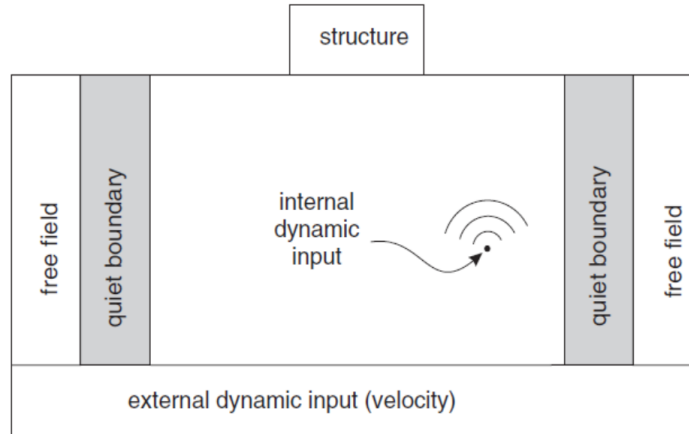


Figura 19.-Condiciones de borde, para el caso con un input sísmico de velocidad. Extraído desde Itasca (2014).

Primero se entregarán las propiedades de la ladera, y luego en base a dichas características junto a criterios geológicos, geotécnicos y de cómputo, se definirán los modelos a utilizar.

3.2.- Geometría del talud

La geometría de la ladera busca tener representatividad geológica y espacial al pasar de un comportamiento en tres dimensiones a uno en dos. Es así como se adoptará un perfil transversal extraído y adaptado desde el trabajo de Oppikofer et al. (2012), tal como se puede apreciar en la Figura 20. Dicha traza considera todas las unidades geomorfológicas del deslizamiento, las cuales estarían involucradas en el movimiento de un gran volumen de material.

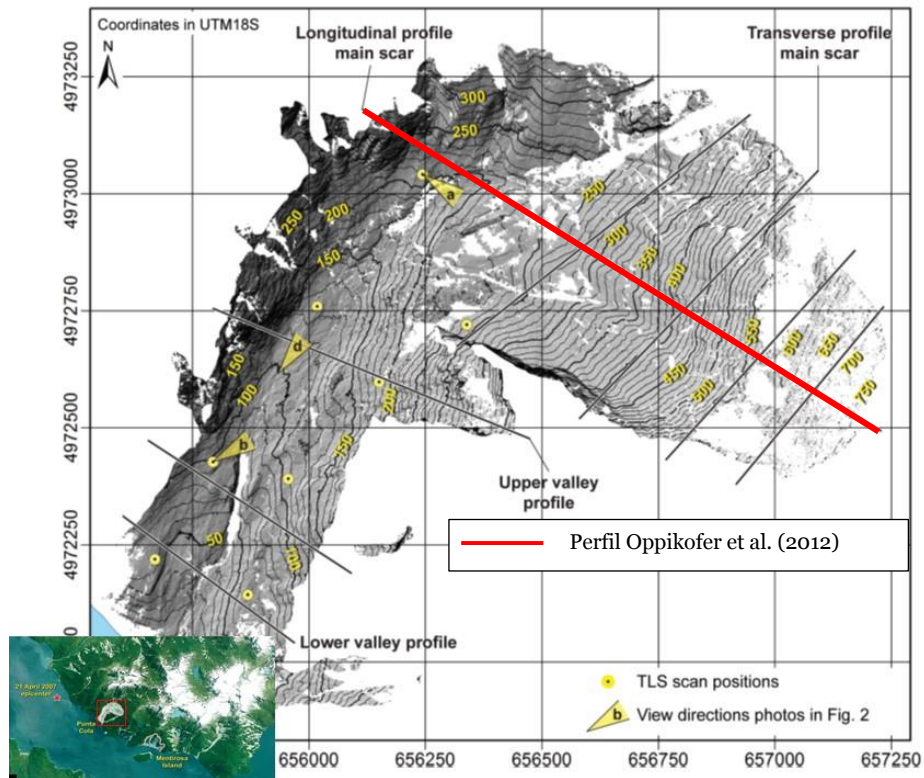


Figura 20.- Perfil representativo a usar en el estudio. Extraído desde Oppikofer et al. (2012).

Con el tamaño definido, y a partir de un DEM de 7 [m] de resolución (Oppikofer, inédito) se generan cotas de altura con el propósito de contar con un arreglo de puntos que definan el perfil topográfico a una menor escala. Esto se esquematiza en la Figura 21, donde se pueden apreciar curvas de nivel cada 30 [m], junto a una zonificación de colores según la elevación de los puntos en la componente vertical.

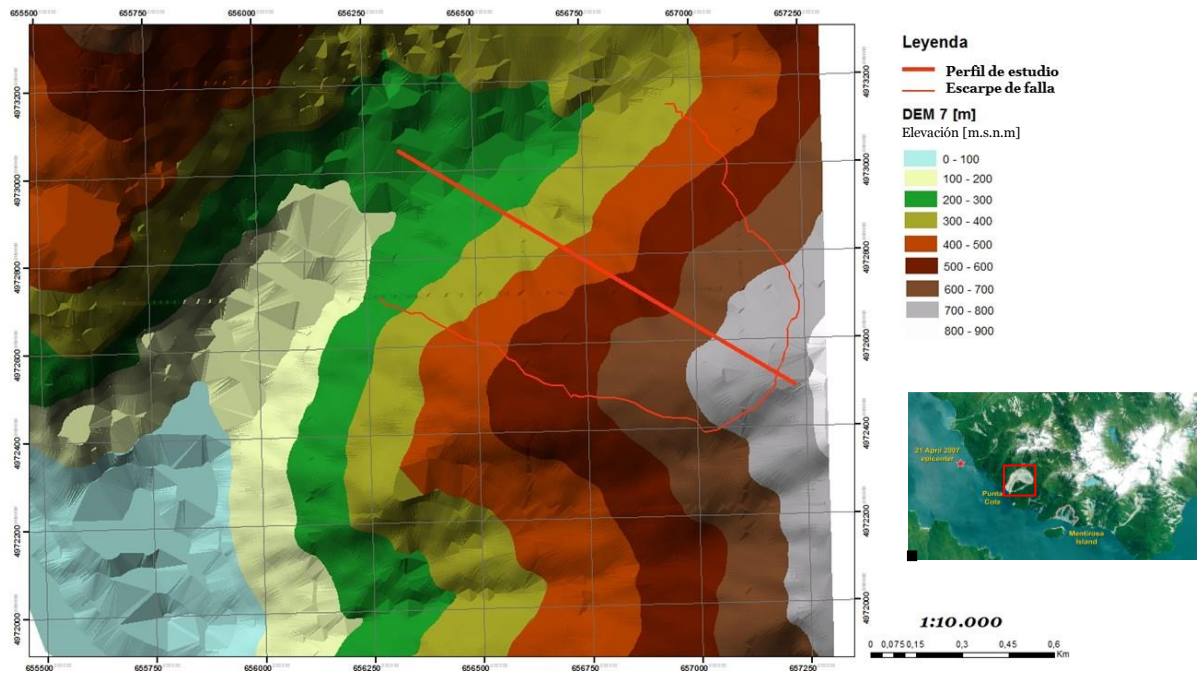


Figura 21.- Curvas de nivel para generar la topografía a usar en el perfil de estudio. Confeccionado a partir del DEM de 7 [m] de resolución confeccionado por Oppikofer (inédito).

3.3.- Estructuras del talud

La ladera en estudio, como ya se ha mencionado, está bajo un control tectónico de primer orden, que se manifiesta en la LOFZ. De esta manera, existen trazas mayores relacionadas directamente con la geología regional del área de estudio, es decir, con relación directa a la LOFZ. En lo que sigue del presente trabajo serán catalogadas como estructuras mayores.

Por otro lado, a una escala más local, también es posible identificar sets de discontinuidades, así como zonas con fracturamiento, los cuales se pueden observar en Punta Cola, y se analizarán más adelante en el trabajo. Estas estructuras serán denominadas menores.

3.3.1.- Estructuras mayores

Existen dos estructuras mayores en el deslizamiento en estudio: la Falla Punta Cola (PCF) en el pie del talud, y la HFZ ubicada en la cabecera (Figura 22). Se manifiestan en terreno como zonas de falla, con una alta densidad de fracturas, distribuidas sub verticalmente en la cabecera y en el pie de la ladera.

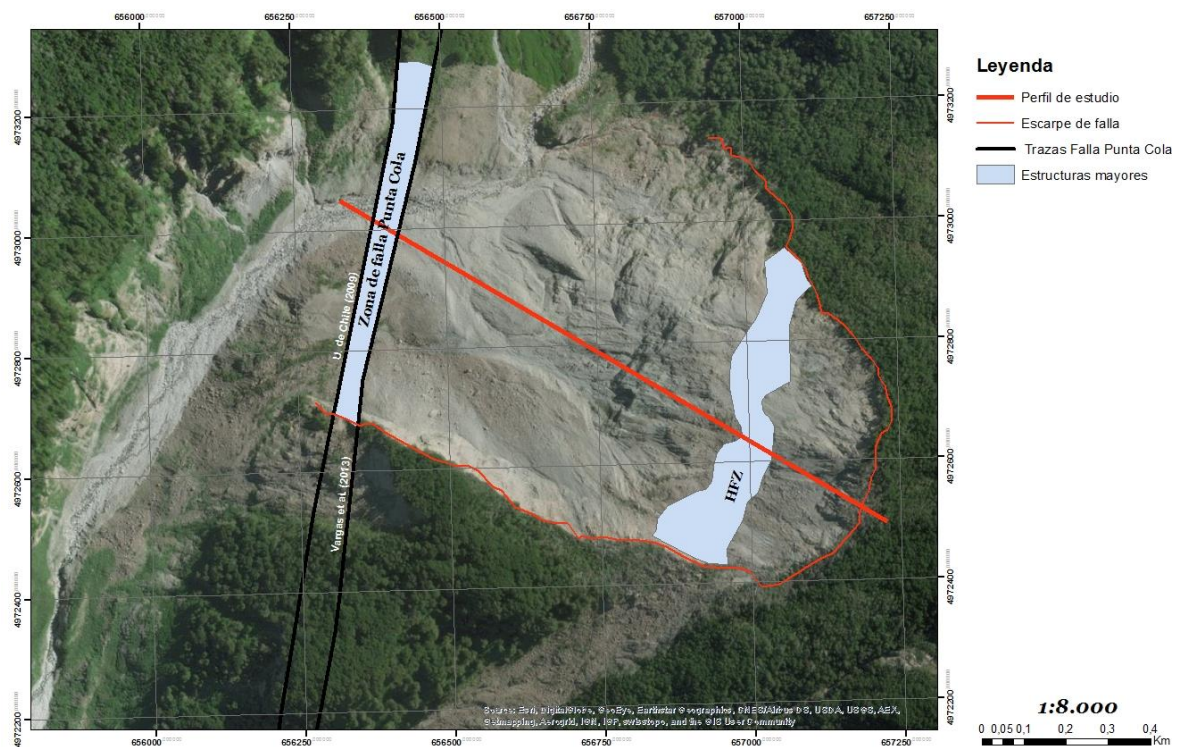


Figura 22.- Representación de estructuras mayores que cortan al perfil de estudio. La zona de falla de Punta Cola fue definida a partir de las trazas hechas por Vargas et al. (2013) y U. de Chile (2009). HFZ fue definida por Redfield et al. (2011).

La primera estructura se ubica en el extremo NW del deslizamiento, al pie del talud. Se la ha identificado como una rama perteneciente a la PCF, con un rumbo N-S, junto a un manto de 80-85° hacia el W. Esta falla ha sido indicada como una rama de la LOFZ, así como la posible responsable del terremoto del 21 de abril del

2007, también se la ha mencionado como un aspecto importante en la generación de grandes remociones en masa en la zona de estudio (Vargas et al., 2013; U. de Chile, 2009). La falla se esquematiza como una zona de falla cuyos límites son las trazas identificadas por los trabajos de Vargas et al. (2013) y U. de Chile (2009). Dichas trazas se muestran en la Figura 22. Como se mencionará en los siguientes capítulos, en el modelo realizado en UDEC, esta zona de falla se caracteriza como una zona con GSI 30, representando el intenso fracturamiento y mala calidad del macizo rocoso, asumiendo que se prolongan en profundidad.

Por otra parte, la segunda estructura mayor es un área definida por Redfield et al. (2011) como Zona Altamente Fracturada (HFZ). Sus características relevantes son un espaciamiento centimétrico entre estructuras, junto con una mala calidad de roca a la que se le asignó un GSI de 30. Una pequeña extensión se manifiesta en superficie con, aproximadamente, unos 80 m de extensión longitudinal a la ladera. También se le relaciona con una traza de LOFZ, pero su relación es especulativa, ya que no hay indicadores de datos estructurales, pero sigue siendo una buena aproximación debido a un análisis comparativo con otras estructuras (Oppikofer et al., 2012). Al igual que el caso anterior, en UDEC se modela como una zona de falla.

3.3.2.- Estructuras menores

El macizo rocoso corresponde en su mayoría a roca intrusiva ácida, con una gran cantidad de estructuras menores que se distribuyen a lo largo del cuerpo. En el trabajo hecho por Redfield (2011), se hizo un análisis estructural con el software Coltop3D, en el cual mediante un escaneo laser de la ladera, se identifican grupos de discontinuidades similares, los que se van agrupando en dos sectores mayoritariamente, los cuales son Basal Failure Surface (BFS) y Lateral Release Surface (LRS). BFS intersecta al perfil en estudio en zonas medias altas, mientras que LRS es paralela al perfil de estudio (Figura 23). Los grupos principales de discontinuidades derivados del análisis por escaneo a la ladera se resumen en la Figura 24 y Tabla 1.

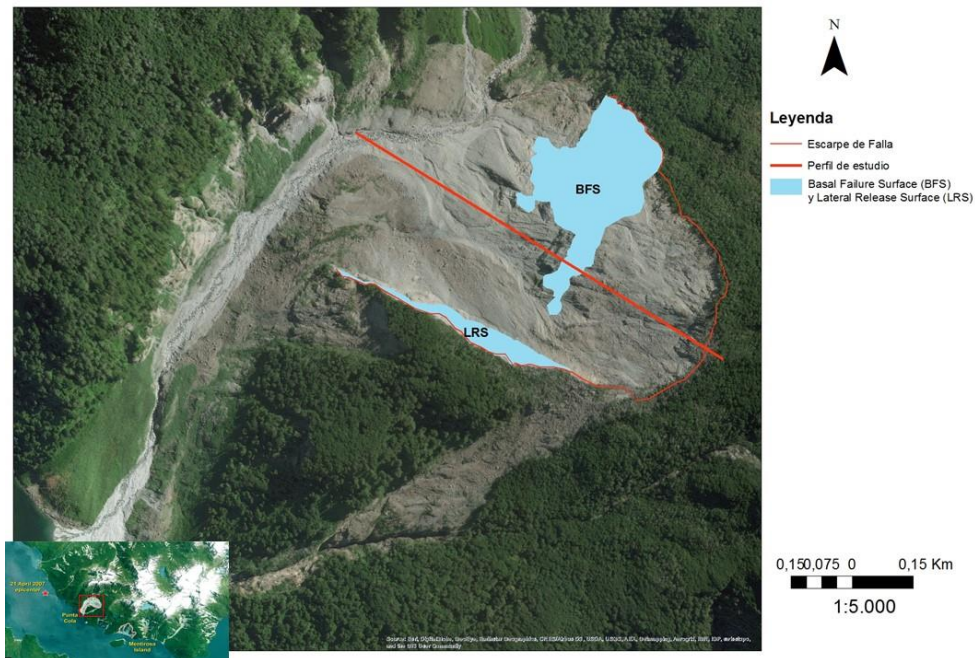


Figura 23.- Ubicación de Basal Failure Surface (BFS) y de Lateral Release Surface (LRS), así como su intersección con el perfil en estudio (Redfield et al., 2010).

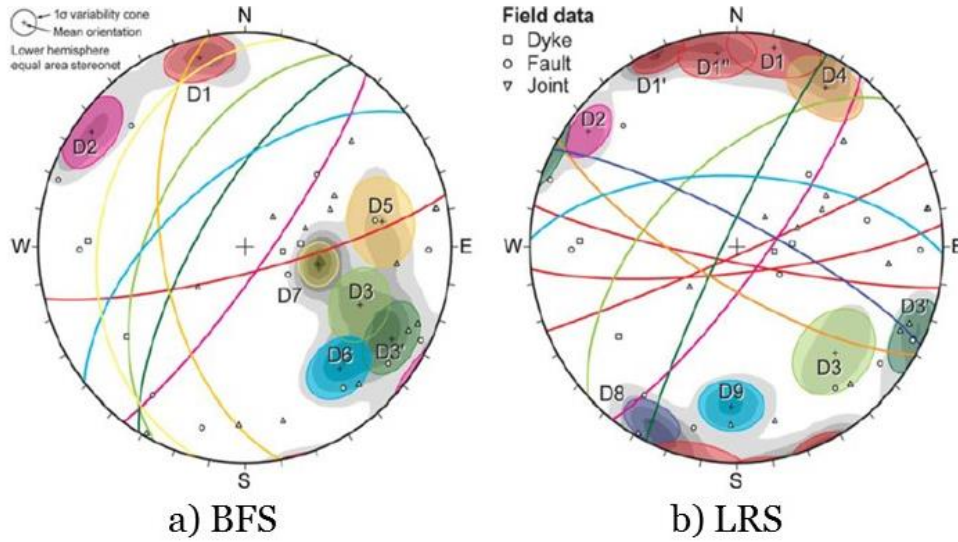


Figura 24.- a) Sets de discontinuidades en BFS. b) Sets de discontinuidades en LRS. Modificado de Redfield et al. (2010).

Tabla 1.- Detalle de los datos estructurales definidos por Redfield et al. (2011).

BFS	dip	dip direction	LRS	dip	dip direction
D1	79,4	166	D1	82,1	191
D2	79,4	125	D1'	87,4	156
D3	50,3	296	D1''	79,4	174
D3'	68,8	302	D2	78,1	126
D5	52,9	260	D3	55,6	316
D6	58,2	321	D3'	84,7	296
D7	26,5	283	D4	72,8	210

Una vez que se tienen todos los grupos de estructuras menores, se deben correlacionar aquellas que se ubiquen en ambas zonas (BFS y LRS), y que efectivamente corten transversalmente al perfil de estudio. A partir de la Figura 24 y Tabla 1 se obtiene que:

- Al hacer la correlación entre BFS y LRS, se encuentra que los dominios D1, D2, D3 Y D3' (y sus derivados) están en ambas zonas. Donde todos son transversales al perfil del modelo.
- De los 7 sets de discontinuidades que fueron medidos en la BFS, todas cortan transversalmente al perfil en estudio, 5 de ellos mantienen con dirección al W-NW (misma dirección al manto de la ladera), con ángulos máximos de 30° a 70° aproximadamente. Los otros sets mantienen hacia el S-SE con ángulos de manto máximo de 80° aproximadamente, formando bloques colgantes empinados dentro de la BFS (Oppikofer et al., 2012; Redfield et al., 2011)

3.4.- Materiales del talud

Una vez definidas las estructuras, se debe asignar propiedades a los materiales constituyentes del modelo, es decir, cada elemento discretizado de la malla, debe contar con propiedades concretas. Según lo dispuesto por Serey (2011), para entregar las propiedades geotécnicas de los materiales, se hace una distinción entre roca intacta, suelo y macizo rocoso. En particular, para el presente modelo, se define todo Punta Cola con propiedades de macizo rocoso, sin cubiertas de depósitos cuaternarios en superficie. Esto es una simplificación que se toma debido a la incerteza de la distribución espacial y del volumen neto de los depósitos cuaternarios. Adicionalmente, se definen zonas de fallas distribuidas pseudo verticalmente en el modelo; estas trazas corresponderían a fallas menores de la LOFZ. La forma en que éstas se modelarán, será como una zona donde el material cuenta con un GSI bajo (aproximadamente 30).

Para definir un criterio de ruptura, se requiere parámetros que a priori no son directos, o no son lo suficientemente específicos para el caso de Punta Cola. Por lo tanto, para caracterizar el macizo rocoso se considera:

- Al existir un predominio de distintos sets de estructuras distribuidos con mayor frecuencia hacia la cabecera del deslizamiento, el modelo debe obedecer a un control estructural.
- Al no contar con ensayos realizados específicamente en la zona de estudio, se debe encontrar un modo deductivo de las propiedades a partir de algún otro parámetro, del cual sí se tenga información

En primera instancia se debe clasificar el macizo rocoso, según algún índice, que también permita derivar de él otros parámetros geotécnicos. Luego, la opción escogida es la de usar el GSI, donde se contrastarán valores bibliográficos junto a fotografías del deslizamiento, que permitirán indicar su calidad. Serey (2011) define el GSI de los escarpes de los deslizamientos de roca y avalancha, en la zona de estudio, como un rango entre 35 y 45. Por otro lado, Glueer et al. (2015), en la localidad de Punta Grafiti, ubicada inmediatamente al S de Punta Cola, le entrega un GSI de 85 al macizo rocoso. Al ponderar estos valores, no pueden tener el mismo peso, ya que la geometría de Punta Grafiti es un tanto distinta a la de Punta Cola, lo que se refleja en la pendiente, donde para Punta Grafiti es mayor, entre 52 y 55°, mientras que en Punta Cola es de 30°; asimismo, el volumen de material desplazado fue mayor para Punta Cola con 22,4 [Mm³] (Opikkofer et al., 2012) versus los 0,25 [Mm³] de Punta Grafiti. Al analizar material fotográfico recolectado en terreno (Figura 25), y conciliando lo dicho anteriormente, se estima un GSI de 50, caracterizado como bloques irregulares, con un macizo rocoso parcialmente alterado y bloques en contacto de forma angular compuesto por cuatro o más familias de discontinuidades, con una condición del frente buena.



Figura 25.- Fotografía de la ladera SE del deslizamiento de Punta Cola, la cual permite evaluar de mejor manera el GSI del macizo.

El criterio de ruptura utilizado para el macizo rocoso es el de Hoek-Brown generalizado, la cual se puede observar en la Ecuación 4, donde a , m_b y s son constantes del macizo rocoso, σ_1' y σ_3' son los stresses principales y σ_{ci} es la resistencia a la compresión simple del material intacto. Dicho criterio fue inicialmente desarrollado para su aplicación a macizos rocosos fracturados sin alterar con matriz rocosa resistente, asumiendo que los bloques de roca están en contacto, y que la resistencia del macizo está controlada por la resistencia de las discontinuidades, donde al contar con tres sets de discontinuidades casi ortogonales conviene asumir el presente criterio. Asimismo, este criterio de ruptura permite calcular sus parámetros para zonas o materiales donde se haya identificado el GSI, por lo que se pueden identificar las propiedades de las zonas de falla (González de Vallejo, 2002)

$$\sigma_1' = \sigma_3' + \sigma_{ci} \left[m_b \frac{\sigma_3'}{\sigma_{ci}} + s \right]^a \quad (4)$$

Por su parte, las constantes del macizo (m_b y s) se calculan con las fórmulas de las Ecuaciones 5 y 6, las cuales son función del GSI y de m_i , este último es una constante que depende de la litología del macizo (González de Vallejo, 2002).

$$m_b = m_i e^{\frac{GSI-100}{28}} \quad (5)$$

$$s = e^{\frac{GSI-100}{9}} \quad (6)$$

Para caracterizar los materiales según el criterio de ruptura mencionado anteriormente, UDEC requiere definir los valores de los parámetros a , m_i , m_b , s y σ_{ci} .

- **a**, se define a partir del GSI. Si $GSI > 25$, entonces $a = 0,5$ (González de Vallejo, 2002).
- **m_i** , en el caso de una litología compuesta mayoritariamente de granito, González de Vallejo (2002) entrega un valor de 33 para este parámetro (mayor detalle en Anexo C).
- **m_b y s** , se calculan en función del **GSI** y **m_i** según las Ecuaciones 5 y 6.
- **σ_{ci}** , este término fue calculado por Serey (2011) mediante ensayos de carga puntual, obteniendo un valor de 210 [MPa] para la localidad de Punta Cola y 148,5 [MPa] de promedio en el área de estudio. Esto fue posteriormente validado y respaldado por parámetros de roca intacta en granitos de González de Vallejo (2002), el cual cuenta con un σ_{ci} promedio de 200 [MPa], valor que se utilizará posteriormente en el modelo para truncar levemente hacia abajo posibles errores como la zona donde se tomó el ensayo de carga puntual y la correlación entre I_s (50) con UCS (mayor detalle en Anexo C).

Se entregan las características de la ladera derivadas del GSI que se usarán posteriormente en el modelamiento, primero los valores dados para el macizo rocoso (GSI 50, Tabla 2), y posteriormente para las zonas de falla (GSI 35, Tabla 3).

Tabla 2.- Detalle de parámetros a ingresar en el macizo rocoso para el criterio Hoek-Brown generalizado.

GSI 50		
Constantes macizo rocoso criterio de ruptura Hoek-Brown	a	0,5
	m_i	33
	m_b	5,533
	s	0,003865

Tabla 3.- Detalle de parámetros a ingresar en las zonas de fallas para el criterio Hoek-Brown generalizado.

		GSI 35	
Constantes macizo rocoso criterio de ruptura Hoek-Brown	a	0,5	
	m_i	33	
	m_b	3,2384	
	s	0,0007	

Para definir las características elásticas de los materiales se ingresan los parámetros de Densidad (ρ), Módulo de Young (E) y Coeficiente de Poisson (ν), los cuales fueron extraídos desde Glueer et al. (2015). Adicionalmente se entregan el Módulo de deformación volumétrica (K) y Módulo de cizalle (S), los que son definidos por Itasca (2014) con las Ecuaciones 7 y 8 (Tabla 4).

$$K = \frac{E}{3(1-2\nu)} \quad (7)$$

$$S = \frac{E}{2(1+\nu)} \quad (8)$$

Tabla 4.- Características adicionales de la ladera en estudio.

Parámetro	Valor
Densidad (ρ)	2800 [kg/m ³]
Módulo de Young (E)	49 [GPa]
Coeficiente de Poisson (ν)	0,3
Módulo de deformación volumétrica (K)	43,928 [GPa]
Módulo de cizalle (S)	30,245 [GPa]

3.5.- Modelos

Una vez definidas las propiedades de la ladera en estudio, es que se está en condiciones de definir los modelos que se evaluarán en el software UDEC.

Tanto el Modelo de gran escala sin discontinuidades (M1) y el Modelo mediana escala sin discontinuidades (M2), son concebidos para analizar el modelamiento en sí, en particular la sensibilidad a la extensión del perfil (geometría). Por motivos de reducido tiempo de cómputo que tienen los plazos de este trabajo es que no se considerarán discontinuidades en estos modelos, pero se analizará de todas formas el efecto de su ausencia comparativamente con el siguiente modelo.

Por otra parte, el Modelo de mediana escala con discontinuidades (M3), se incorpora para modelar el deslizamiento de roca y los efectos de señales sísmicas con diferentes PGA sobre la ladera de estudio. Ya que este modelo sería el con más características representativas de la geología, geometría y geotecnia de la ladera de estudio.

3.5.1.- Modelo gran escala sin discontinuidades (M1)

En la Figura 26 se aprecia el perfil a usar para el presente modelo, éste tiene casi 4 veces el ancho del usado por Oppikofer et al. (2012). Mientras que en la Figura 27 se observa un esquema del modelo, con dimensiones de 4800 [m] de largo y 2100 [m] de ancho.

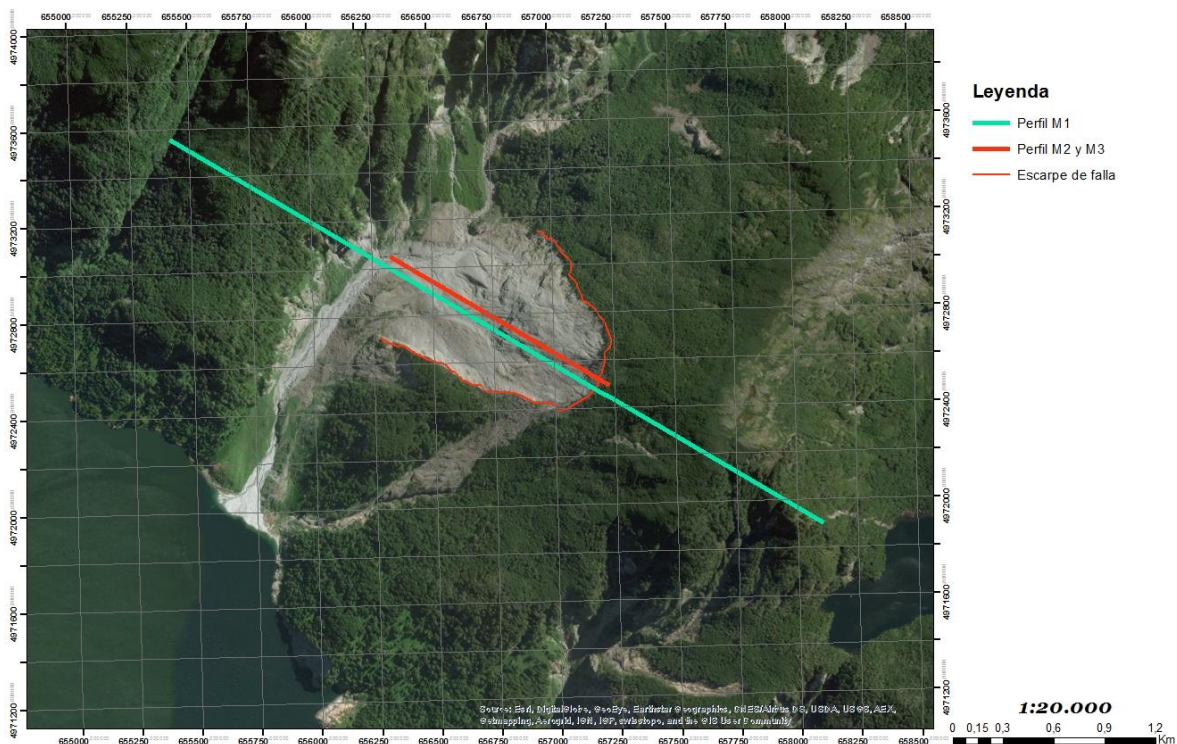


Figura 26.- Perfiles a usar según cada modelo. Se utiliza como referencia el perfil ya mencionado anteriormente de Oppikofer et al. (2012).

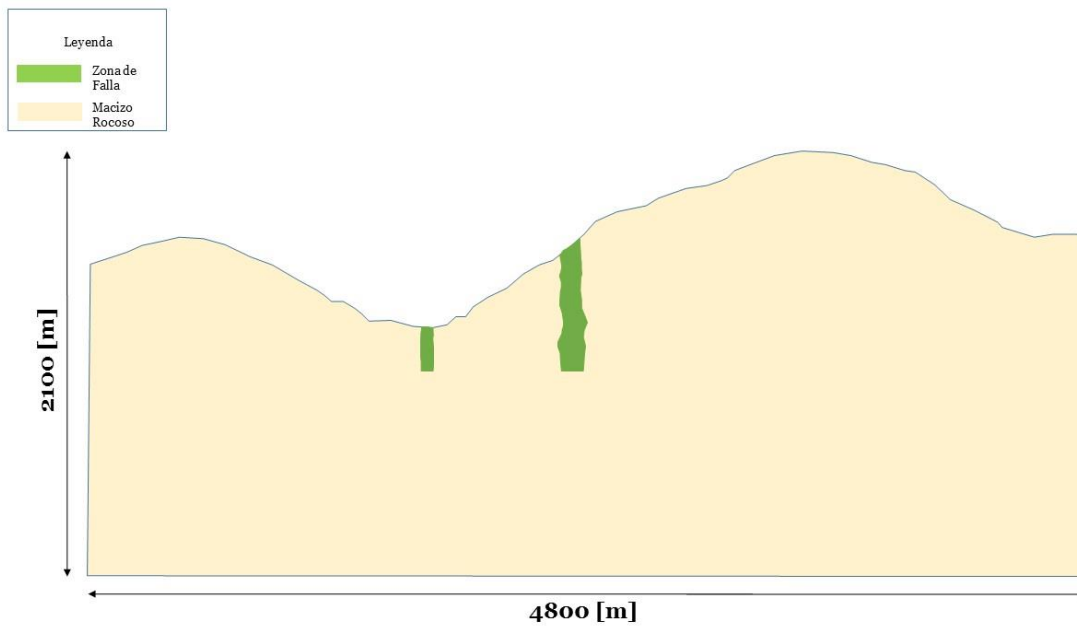


Figura 27.- Esquema del modelo M1.

3.5.2.- Modelo mediana escala sin discontinuidades (M2)

Este modelo es concebido a partir del perfil mostrado en la Figura 26. Al contrario del modelo anterior, éste es de menores dimensiones, con 1100 [m] de largo y 800 [m] de alto (Figura 28).

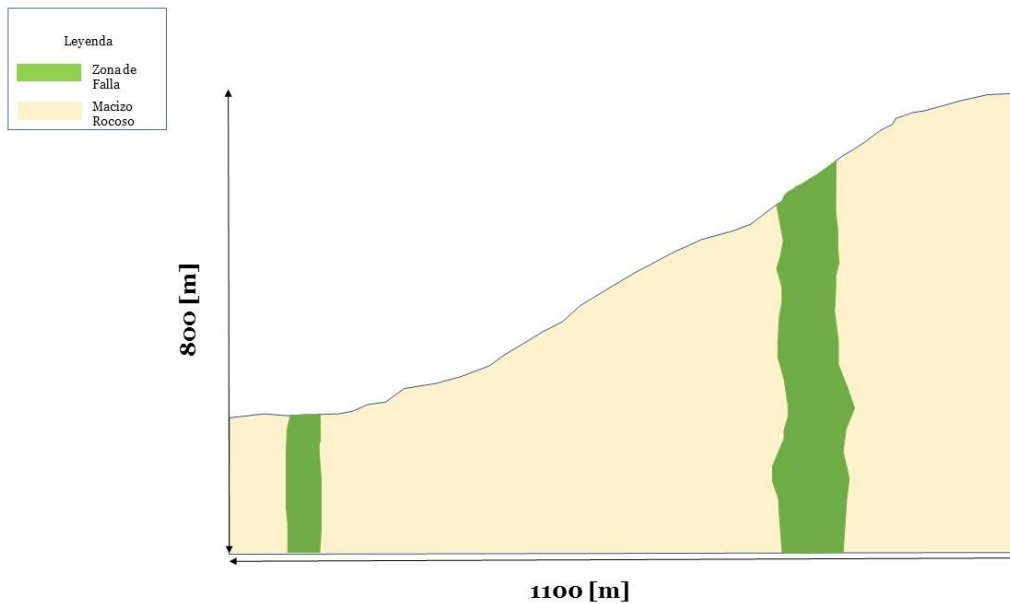


Figura 28.- Esquema del modelo M1.

3.5.3.- Modelo mediana escala con discontinuidades (M3)

Para modelar el deslizamiento de roca en la ladera de estudio y analizar la relación que tendrían distintas señales sísmicas con el deslizamiento de roca en la ladera de estudio es que se incluye este modelo, el cual incorpora las discontinuidades de la ladera y posee las mismas dimensiones de mediana escala que el modelo M2 (Figura 26). Este sería el modelo que incorpora más características de la ladera en estudio.

Para caracterizar las estructuras menores se modelarán 3 sets de discontinuidades, donde cada uno representará el ángulo de manto extremo máximo que tuvo cada grupo en los análisis previos. Se puede apreciar un resumen de estos 3 sets en la Tabla 5. Estos sets fueron identificados como los principales mediante observación de terreno y fotografías, con espaciamientos promedio de 20 [m] para el set 1 y 27,5 [m] para los sets 2 y 3.

Los espaciamientos en el modelo fueron aumentados por motivos de tiempo de cómputo, es decir, se tomaron discontinuidades de baja frecuencia de fracturas, generando espaciamientos sobre estimados y amplificadas. Si bien considerar una geometría reducida tenía el propósito de disminuir el cómputo, la frecuencia real de estructuras de una escala menor a 30 [m] (Figura 29), genera una mayoría de bloques de un orden de magnitud métrico, cuya resolución en cada ciclo de cómputo toma un tiempo que, en el contexto de plazos y dadas las herramientas y alcances con que se contó en la presente memoria, se convertía en inviable.

Tabla 5.-Sets de discontinuidades a considerar en el modelo M3. Los ángulos de manto en el modelo dan cuenta del valor que se tuvo que adaptar para indicar la dirección del manto en el código (sentido positivo según eje cartesiano).

Set	Manto Real	Ángulo de Manto en Modelo
1	30°NW	120°
2	70°NW	160°
3	80°SE	80°

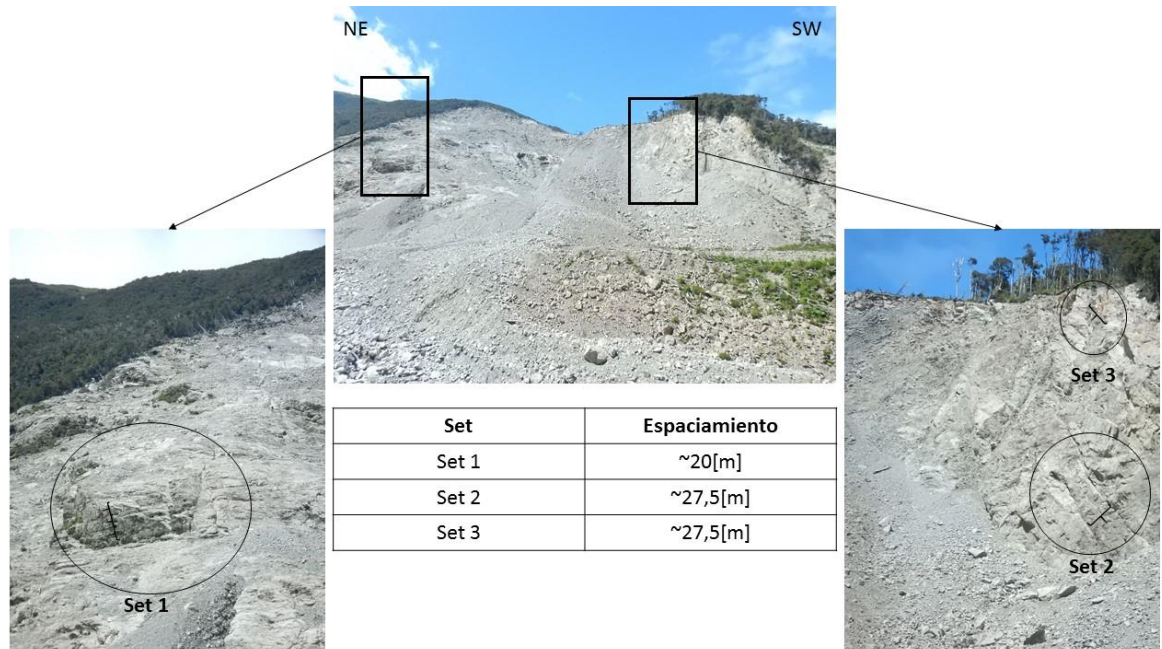


Figura 29.- Espaciamiento aproximado de cada uno de los sets definidos en el trabajo.

De esta manera, el modelo estructural de la ladera afectada por el deslizamiento de roca ha debido ser simplificado en cuanto a cantidad de estructuras y su distribución en la ladera.

Para asignar la frecuencia de discontinuidades del set 1 se tomará como referencia la diferencia de altura entre las topografías previas al deslizamiento y la actual, en una intersección de los perfiles transversal y longitudinal de la Figura 30. Esta diferencia de altura, será considerada como el espaciamento máximo del set paralelo a la superficie de falla (Set 1), cuyo valor es de 80 [m] aproximadamente, según lo visto en la Figura 30. Este espaciamento máximo se toma para el set 1, debido a que éste ejercería un control sobre el deslizamiento, y se relaciona directamente con la unidad geomorfológica superficie de falla (BFS) (Redfield et al., 2011).

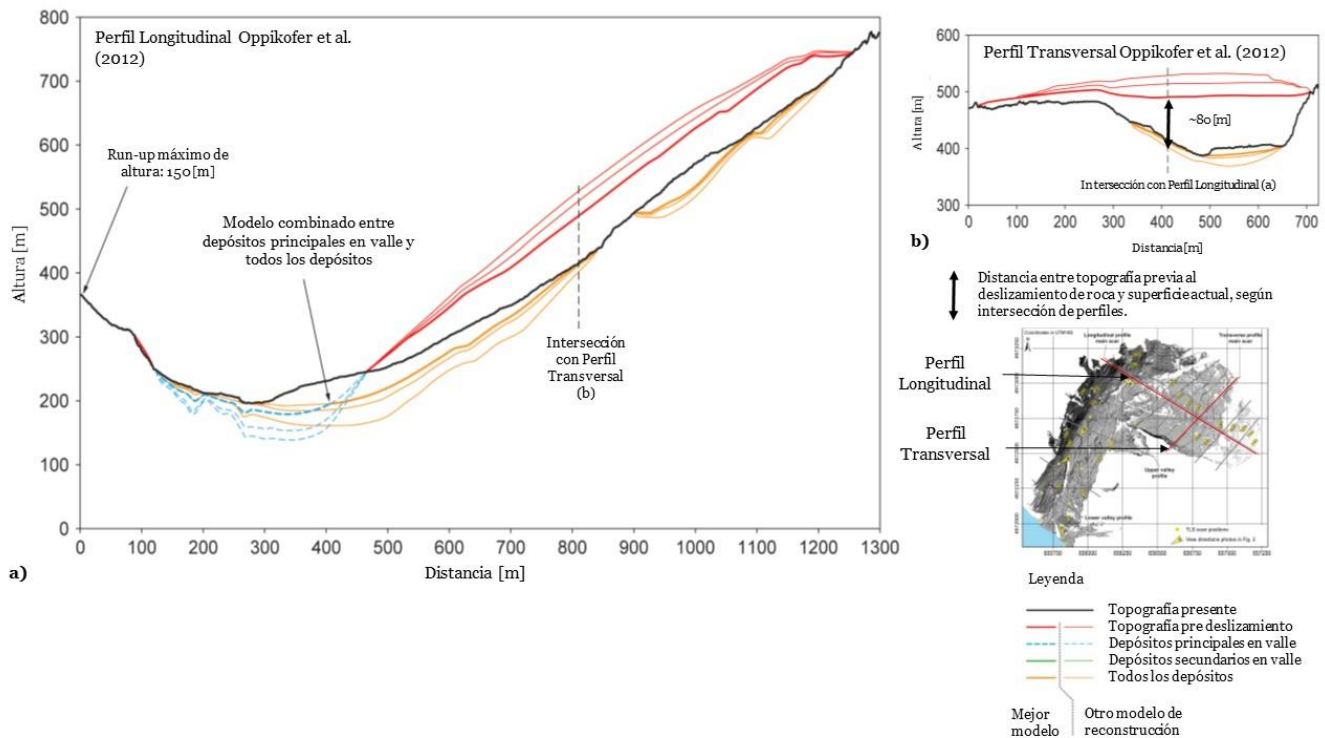


Figura 30.- Espaciamiento máximo a considerar para modelar los sets de discontinuidades del modelo M3, a partir de reconstrucción de Oppikofer et al. (2012) según perfil longitudinal y transversal.

Luego, se amplifica el espaciamiento del Set 1 cuatro veces, pasando desde 20 [m] a 80 [m]. Para amplificar los demás sets, se usará la misma razón calculada anteriormente, es decir, se multiplicará por 4, para mantener la proporción lineal entre los sets. Así, siguiendo la misma razón de amplificación, se multiplican los espaciamientos de los Sets 2 y 3 por cuatro, resultando en un valor de 110 [m].

Las estructuras secundarias no se distribuirán en todo el macizo, sino que se restringirán a una zona acotada por la superficie previa al deslizamiento de roca, lo cual se aprecia en la Figura 31. El límite superior y el límite inferior corresponden a los extremos de la topografía previa reconstruida por Oppikofer et al. (2012). De esta forma, la profundidad de los sets queda restringida por el límite inferior. Al restringir las discontinuidades a una zona particular se disminuye el número de bloques que se podrían generar al contar con discontinuidades en toda la ladera con lo cual se disminuye el tiempo de cómputo.

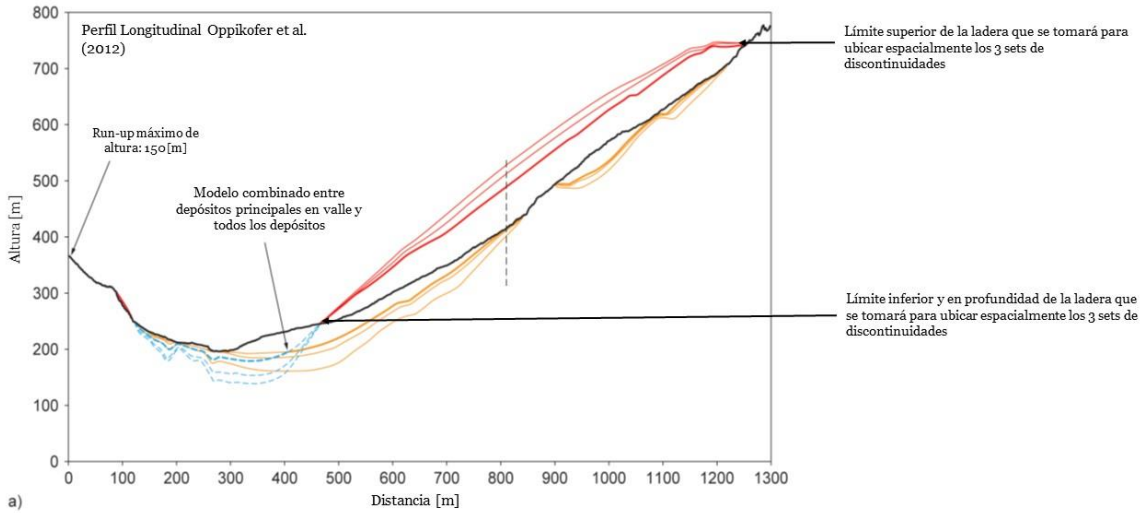


Figura 31.- Límites para ubicar espacialmente los sets de discontinuidades dentro de la geometría, con el propósito de no distribuir en todo el macizo rocoso los sets. Modificado de Oppikofer et al. (2012).

Esquemáticamente, los 3 sets de discontinuidades se observan en el modelo como se aprecia en la Figura 32.

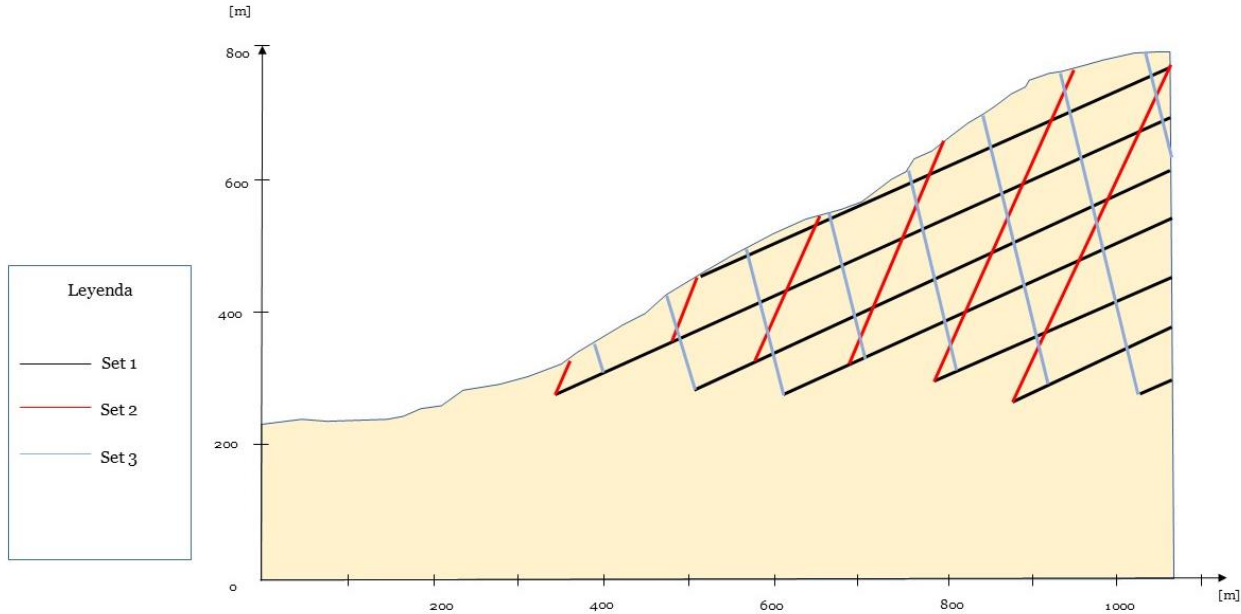


Figura 32.- Esquematación de las estructuras menores en el modelo M3.

Para modelar la resistencia de las estructuras menores del área se usará el criterio de ruptura de Mohr-Coulomb (Glueer et al., 2015), el cual se detalla en la Ecuación 3, donde τ corresponde al esfuerzo de corte, σ es la tensión, ϕ es la fricción y c es la cohesión (González de Vallejo, 2002).

$$\tau = \sigma \tan(\phi) + c \tag{3}$$

Adicionalmente, es necesario definir otros parámetros que también controlan la ruptura de la discontinuidad y el contacto entre bloques, éstos son la rigidez y el ángulo de dilatación (ψ). La rigidez en modelos de discontinuidades se usa para describir la característica general de stress y deformación que presente el sistema, tanto en la componente normal (K_n) como en la tangencial (K_s). Ambos se definen como stress por unidad de desplazamiento (Barton, 1972). El ángulo de dilatación, por otra parte, es una relación de la cantidad de deformación volumétrica plástica desarrollada durante el límite de fluencia. Por ejemplo, un valor 0° corresponde a un volumen que mantiene constante la deformación durante el corte.

En el caso del modelo, es necesario entregar los valores de los parámetros ϕ , c , ψ , K_s y K_n

- ϕ , c y ψ , se obtienen directo desde el trabajo de Glueer et al. (2015), donde se asignan los valores de 33° , 10 [kPa] y 43° respectivamente.
- K_s y K_n según Glueer et al. (2015) tienen valores de 3,2 [GPa/m] y 32 [GPa/m] respectivamente. Pero estos valores generan superposición entre diversos bloques, haciendo que para el presente modelo el programa deje de ejecutarse. Luego, los parámetros se deben aumentar hasta un valor mínimo tal que el programa no sufra convergencia. Este aumento fue de 2 órdenes de magnitud en el caso de la rigidez tangencial y 3 órdenes de magnitud para la normal, resultando en un K_s de 3,2 [TPa/m] y K_n de 32 [TPa/m].

Se resumen los valores de los parámetros descritos anteriormente en la Tabla 6.

Tabla 6.- Datos usados en el modelo estructural de Mohr-Coulomb, referencia de los valores de los parámetros en texto.

Parámetro	Valor
Fricción (ϕ)	33°
Cohesión (c)	10 [kPa]
Ángulo de dilatación (ψ)	43°
Rigidez cizalle (K_s)	3,2 [TPa/m]
Rigidez normal (K_n)	32 [TPa/m]

Luego, en la Figura 33 se tiene una esquematización final del modelo M3.

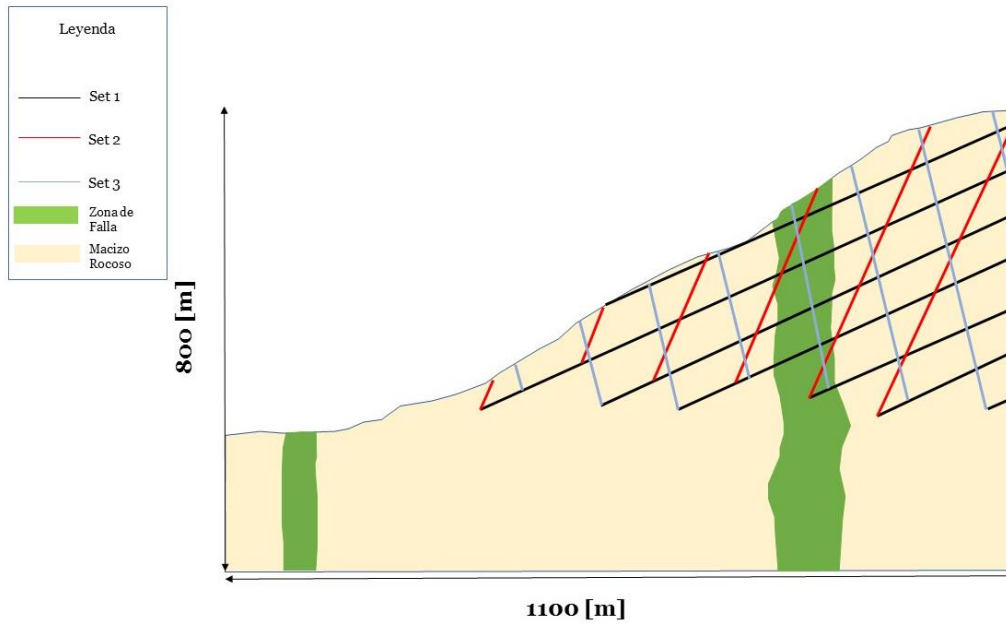


Figura 33.- Esquema del modelo M3.

3.6.- Condiciones de borde para caso dinámico

Con el fin de simular una respuesta realista del modelo ante las condiciones dinámicas iniciales (input sísmico), se establecen el amortiguamiento y las condiciones de borde (capa viscosa y campo-libre).

3.6.1- Condiciones de borde

Las condiciones de borde para el análisis dinámico que se consideraron, tal como indica la Figura 34, se obtuvieron desde el trabajo de García (2016), donde se tiene una capa de input dinámico, el cual simula una señal sísmica en forma de velocidades en función del tiempo.

Adicionalmente se tiene una capa viscosa en la base, la cual atenúa las reflexiones que podría tener la onda en la componente vertical, evitando una reflexión sobre amplificada. A esta capa se le asignan propiedades de densidad, módulo de variación volumétrica y módulo de cizalle, tanto en la componente vertical como la horizontal, dichas propiedades corresponden a las propiedades del macizo rocoso base (Itasca, 2014; García (2016)).

Finalmente se ingresa una condición de campo-libre (*free field*) en los costados, la que provee de características no reflexivas al borde lateral del modelo, simulando un medio infinito (Itasca, 2014).

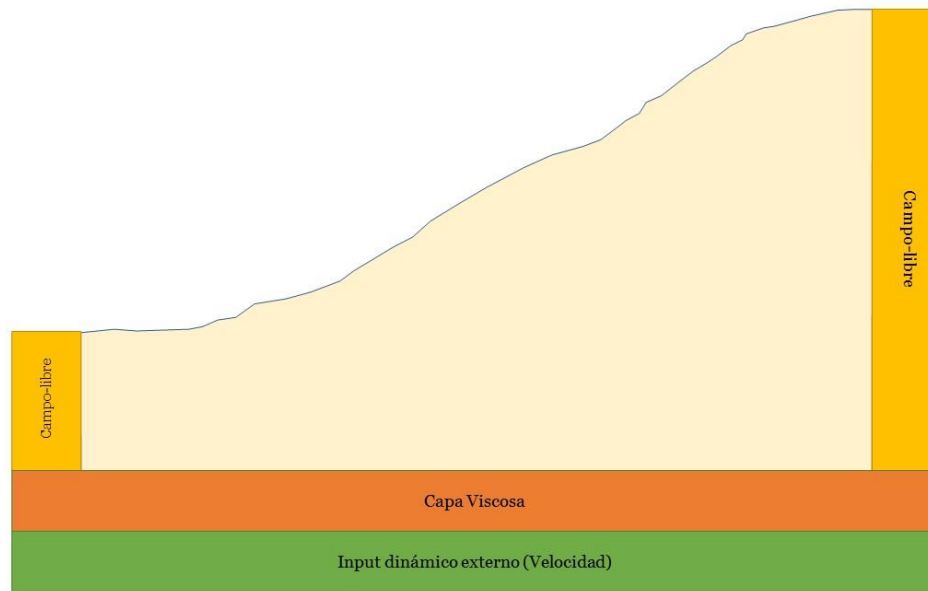


Figura 34.- Esquemización de las condiciones de borde, junto al input sísmico del modelo.

3.6.2- Amortiguamiento

El amortiguamiento tiene como propósito modelar la disipación natural de energía que tendría un sistema producto de fricción interna y externa. Para este trabajo se usa amortiguamiento de Rayleigh, el cual es gobernado en el modelo por dos parámetros, una frecuencia mínima (f_{\min}) y un factor de amortiguamiento (ξ_{\min}),

de esta manera se aproxima a una función independiente de la frecuencia (Gischig et al., 2015; García, 2016). La frecuencia central consiste en un valor donde el amortiguamiento es mínimo, mientras que el factor es la fracción del amortiguamiento crítico del modelo. Los valores de dichos parámetros se observan en la Tabla 7.

Tabla 7.- Parámetros usados para Amortiguamiento de Rayleigh.

f_{\min}	2,2[Hz]
ξ_{\min}	0,005

3.6.3.- Input sísmico

Idealmente, el registro de movimiento con el que debería contar un modelo bajo condiciones dinámicas, es el registro en función del tiempo de la aceleración para el terremoto que gatilló la remoción en masa. Obtener dicha información puede ser una tarea compleja o hasta imposible, debido a la carencia de instrumentación necesaria en la zona en estudio (Miles et al., 1999). En estos casos existen diversas metodologías para tratar de replicar las condiciones dinámicas originales. Una metodología recurrente en la bibliografía es el uso de una base de datos robusta con registros de terremotos pasados. Otra forma consiste en utilizar un registro sintético, desde el cual se modela el acelerograma en base a algún parámetro sísmico de interés (Gischig et al., 2015). Para el caso de Punta Cola, al no contar con registro de movimiento in situ, se hará una conciliación de ambas formas, con un re escalamiento, o una adaptación de un registro en función del tiempo según algún parámetro sísmico característico como el PGA o la Intensidad de Arias (I_a) (Miles et al., 1999).

Las consideraciones principales para el registro real en función del tiempo es que la fuente sismogénica sea similar, junto al modelo de propagación y forma de la ruptura de falla, lo que se caracteriza en el mecanismo focal y el hipocentro del sismo. (Allstadt et al., 2013; Barrientos et al., 2010).

Se resume lo requerido en los siguientes puntos:

- Un sismo de mecanismo focal similar al de Aysén (strike slip dextral), junto con una magnitud similar (6,2 Mw), hipocentro similar (8-9 [km]) y que también se haya propagado en roca dura, con una configuración geológica afín, tanto en lo litológico como en lo tectónico (Serey, 2011).
- Para el caso particular de Punta Cola, se estaría trabajando potencialmente sobre la falla que activó el terremoto (Vargas et al., 2013), o al menos a una distancia menor de 1 [km] desde el epicentro (Naranjo et al., 2009). Luego, al estar en una distancia tan restringida es que se deben buscar señales de estaciones que estén a una distancia epicentral de menos de 1 [km], tendiendo a cero. De esta forma, replicar las condiciones de cercanía que hubiese tenido la fuente sísmica con el deslizamiento.

Para escalar el input sísmico y simular las condiciones sísmicas locales, se toman parámetros sísmicos del terremoto de Aysén del 2007. El principal parámetro será el PGA, debido a su relevancia en estudios de riesgo sísmico, ya que entrega una medida relativa de la capacidad destructiva del terremoto (Saragoni et al., 2004). Otro parámetro es la Intensidad de Arias, ya que al ser una descripción de la energía disipada en el sitio durante 90 % del registro sísmico, entrega una medida del sacudimiento que tendría el deslizamiento (Shroder et al., 2015)

Con lo expuesto anteriormente, es que se realiza una búsqueda en la base de datos del “Center of Engineering Strong Motion Data” (<http://strongmotioncenter.org>). Entre los potenciales candidatos que cumplieran con las condiciones impuestas anteriormente están los terremotos de Imperial Valley del 1979 (6,5 Mw), Mammoth Lakes de 1980 (6,1 Mw) y Parkfield del 2004 (6,0 Mw), todos ubicados en el estado de California, EEUU.

Se selecciona el terremoto de Parkfield del 28 de septiembre del 2004, ya que éste cuenta con estaciones, y por tanto, con registros sísmicos ubicados a una distancia de menos de 0,5 [km] del epicentro (Figura 35). El terremoto de Parkfield se caracteriza por contar con:

- Mecanismo focal Strike-Slip.
- M_w 6,0.
- Hipocentro de 8-9 [km].
- Tener una estación sísmica a 0,5 [km] del epicentro

Dicho terremoto está supeditado al contexto tectónico de la Falla San Andrés (SAF), la cual corresponde a un sistema de 33 [Ma], con Fallas tipo Strike Slip de componentes dextrales, que marcan el contacto entre la placa Norteamericana y la Pacífico (Unsworth et al. 1997) (Figura 36).



Figura 35.- Epicentro del terremoto de Parkfield del 2004. Extraído desde USGS.

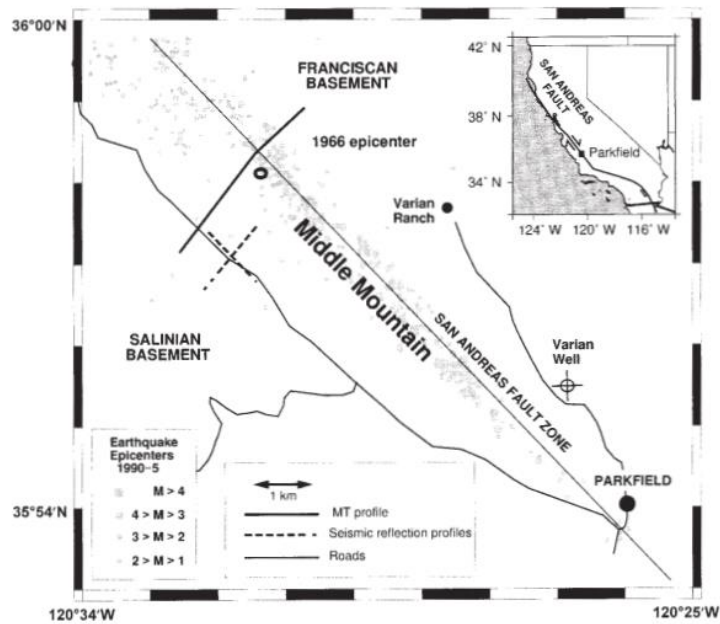


Figura 36.- Contexto tectónico de la zona de Parkfield, junto a la traza de SAF. Extraído de Unsworth et al. (1997).

El terremoto de Parkfield ha sido un foco de estudio permanente debido a la regular frecuencia con que se suceden los eventos sísmicos, por lo que es un lugar

propicio para controlar las características predictivas que podría tener un sismo en SAF. La geología local está controlada por cuerpos ígneos hacia el W de la SAF y cuerpos metamórficos hacia el E del mismo sistema, constriñendo el medio que corresponde a una zona de falla, existiendo depósitos terciarios de mayor potencia hacia la base, junto con menores y localizados depósitos holocenos (Unsworth et al. 1997).

En particular, para cumplir con el último criterio de cercanía con la fuente, es que se seleccionó la estación con el registro más cercano al epicentro, estación denominada CE36414, ubicada a 500 [m] del epicentro (Figura 37). Se resume la información de parámetros sísmicos del terremoto de Parkfield del 2004 en la Tabla 8.

Tabla 8.- Resumen parámetros sísmicos relevantes del terremoto de Parkfield del 2004.

Parámetro	Valor
Mw	6,0
PGA horizontal	0,12 [g]
PGA vertical	0,06 [g]
I_a horizontal	0,249 [m/s]
I_a vertical	0,083 [m/s]
Hipocentro	8-9 [km]
Mecanismo Focal	Strike slip dextral
V_s³⁰	221 [m/s]

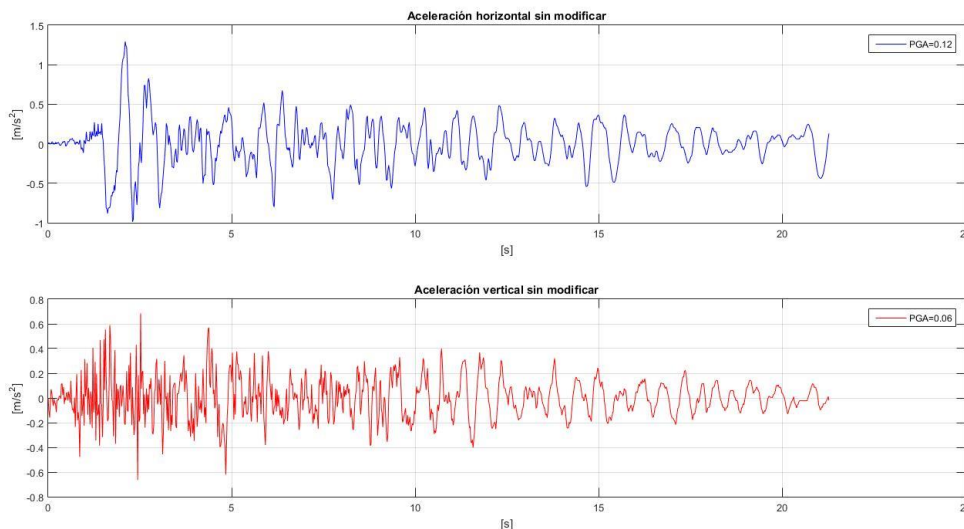


Figura 37.- Registro de aceleraciones de la componente horizontal (azul) y vertical (rojo) para la estación CE36414 durante el terremoto de Parkfield del 2004.

La señal sísmica original se modificará para analizar tres casos, los que se denominarán como señal A1, señal A2 y señal B. donde cada una contará con un escalamiento diferente, y por tanto con un PGA distinto. Como ya se mencionó anteriormente, el input se hará en forma de velocidad como una capa en la base de cada modelo. Para mayor detalle ver Anexo C.

3.6.4.- Señal A1

La señal A1, será una base, que represente parámetros sísmicos entregados por la bibliografía para Punta Cola, es decir, se busca replicar un evento con la ley de atenuación calculada para el deslizamiento, lo cual se traduce en un PGA horizontal de 0,6 [g] y una I_a asociada a dicha componente de 8,473 [m/s]

La señal A1 tendrá condiciones dinámicas en la componente horizontal y vertical, lo que genera ondas de corte SV en la horizontal y SH en la vertical, así como una onda P directa desde la vertical. Como ya se mencionó anteriormente, se hará una adaptación o un escalamiento del registro original, según el PGA (Miles et al., 1999). Este escalamiento se hará para poder conseguir un PGA de 0,6 [g] en la componente horizontal a partir del registro original (0,12 [g]), multiplicando por una constante de valor 5 para ambas componentes. El input sísmico se encuentra en la Figura 38.

Esto genera una Intensidad de Arias de 6,2 [m/s], lo cual es inferior al valor calculado para el registro original. Siguiendo la relación establecida entre Intensidad de Arias y Escala modificada de Mercalli, se estaría en un valor aproximado por la izquierda de IX.

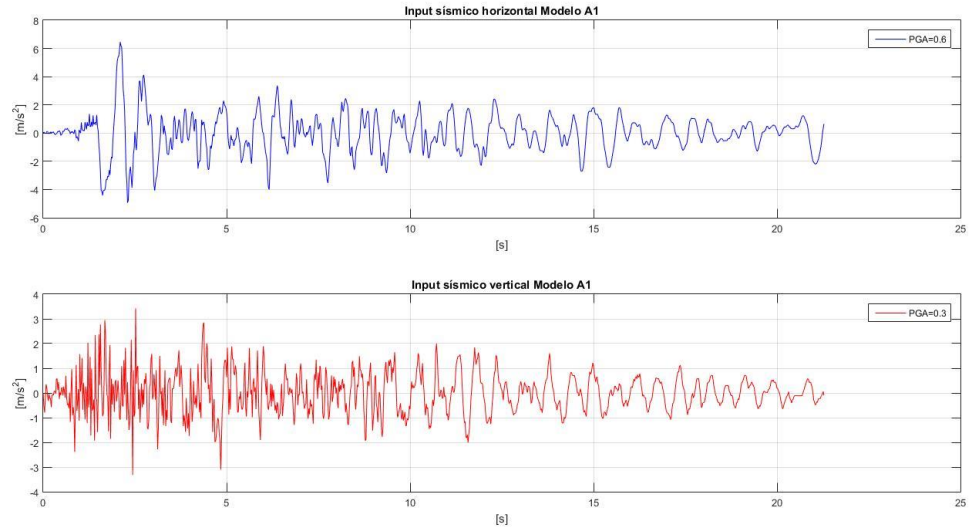


Figura 38.- Registro sísmico de la señal A1. Componente horizontal (arriba) y componente vertical (abajo).

Las frecuencias del registro amplificado se adjuntan en las Figuras 39 y 40, con esto se observa que la frecuencia dominante es aproximadamente de 2,9 [Hz] en el caso horizontal y 3 [Hz] en el caso vertical. Esto estaría dentro del rango esperado para este tipo de terremotos de 0,1 [Hz] hasta 10 [Hz] (Gischig et al., 2015.).

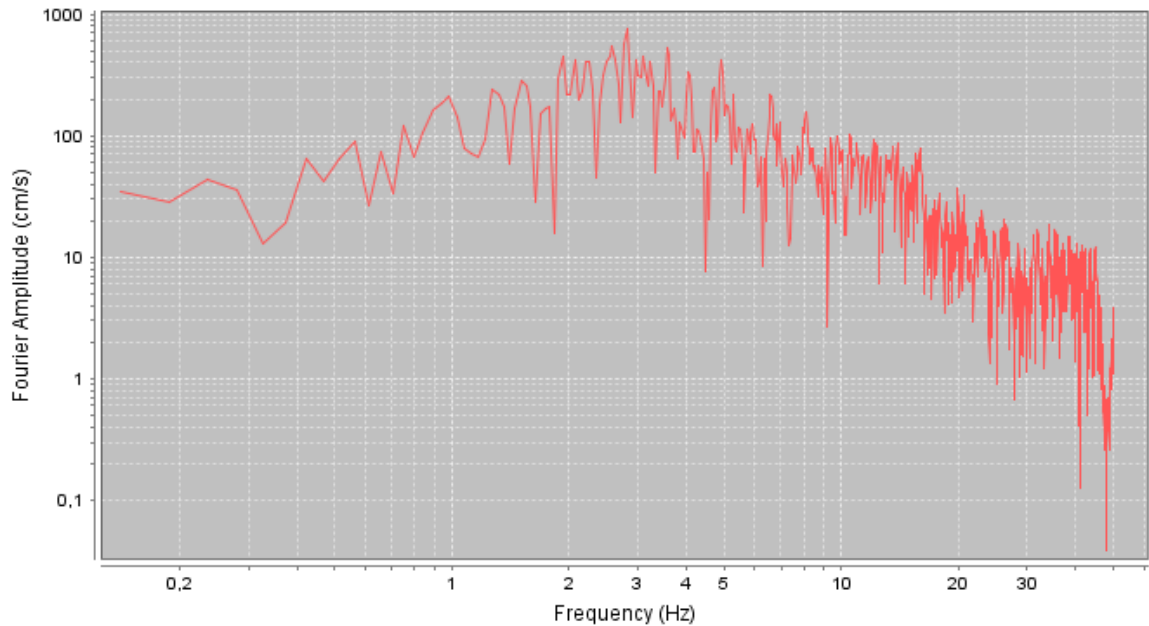


Figura 39.- Espectro de Fourier para el input del registro sísmico horizontal de la señal A1.

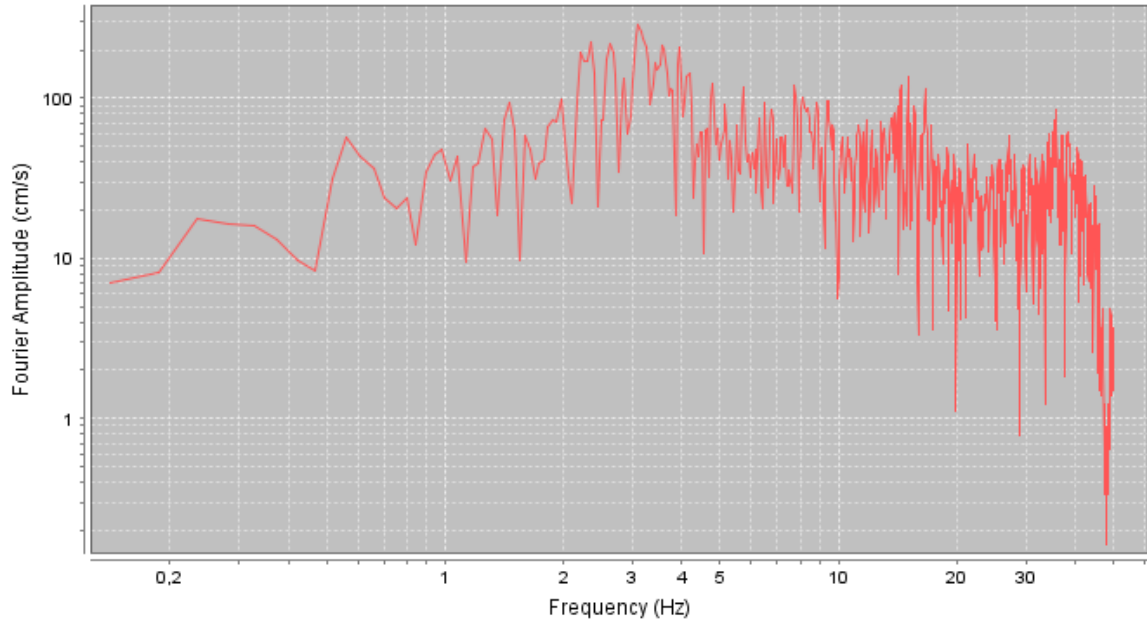


Figura 40.- Espectro de Fourier para el input del registro sísmico verticales de la señal A1.

3.6.5.- Señal A2

La señal A2 es estrictamente unidimensional, ingresando sólo la componente horizontal del registro (SV). Para esto, el registro horizontal será el mismo que el usado en la señal A1. De esta forma se puede hacer una comparación con la señal A1, para poder evaluar los efectos que tendría el ingresar dentro del registro sísmico la componente vertical.

3.6.6.- Señal B

Para poder analizar el comportamiento del modelo bajo un input sísmico de aceleraciones extremas se presenta la señal B. Se ingresará el PGA asociado al máximo evento esperado para la zona de estudio, lo que se traduce en que la señal sísmica tendrá el PGA de mayor valor probable para la zona de estudio. De esta forma se barre un espectro de aceleraciones más amplio, ya que se incorpora un análisis adicional al PGA estimado para el terremoto del 21 de abril del 2007 en Aysén, así se abren las opciones para intentar generar un deslizamiento de roca en la ladera.

Para poder modificar el registro original se debe tener en consideración la magnitud máxima esperada para la zona, así como el PGA correspondiente de aquel evento.

Se estima que el evento de máxima magnitud esperado es de 7,1 (Mw), el cual podría ocurrir levemente hacia el E del epicentro terremoto de Aysén del 2007 (Vargas et al., 2013). Siguiendo una ley de atenuación dada por Liu et al. (2005) para terremotos corticales (Ecuación 8), se puede aproximar el máximo valor del PGA correspondiente a la magnitud buscada. Se relaciona la magnitud Mw 7,1, la distancia hipocentral de 8 [km] y el PGA.

$$\ln(PGA) = a \ln(8 + h) + 8b + 7,1c + d \pm \sigma \quad (8)$$

Donde a, b, c, d y h corresponden a coeficientes de la ecuación y σ a la desviación estándar (Tabla 9).

Tabla 9.- Coeficientes para ley de atenuación según Liu et al. (2005).

Coeficientes de la ecuación					
a	b	c	d	h	σ
-0,852	-0,0071	1,027	1,062	1,24	0,7

Como se muestra en la Tabla 10, el PGA resultante es de 1,2 [g], por lo que la señal original se amplifica por un coeficiente de 10 en ambas componentes para poder escalar el registro original (0,12 [g]) al máximo valor de PGA calculado, resultando en el input sísmico de la Figura 41. La Intensidad de Arias del registro es de 24,9 [m/s] en la componente horizontal.

Tabla 10.- Resumen de Magnitud, distancia hipocentral y PGA para ingresar en las condiciones dinámicas de la señal B.

Magnitud (Mw)	Distancia hipocentral [Km]	PGA
7,1	8	1,2

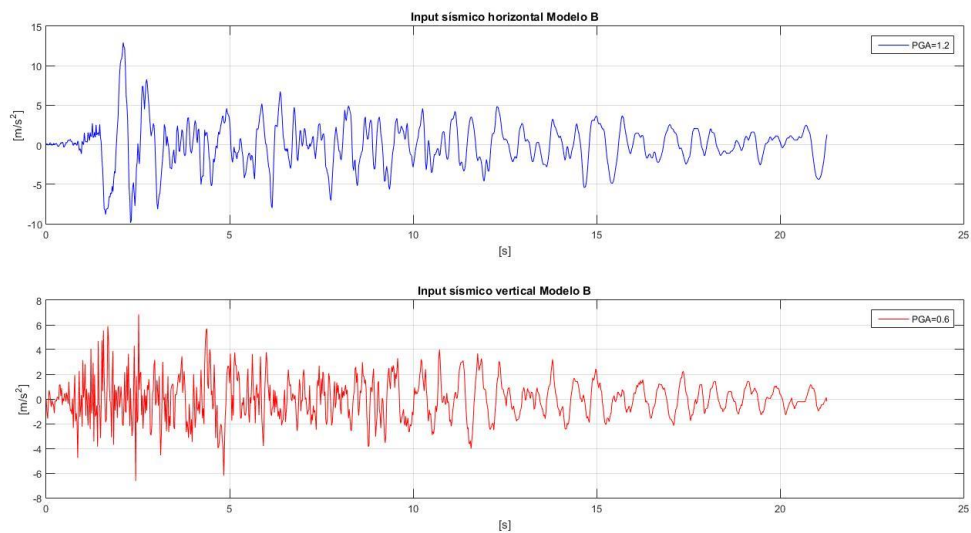


Figura 41.- Registro sísmico de la señal B. Componente horizontal (arriba) y componente vertical (abajo).

Las frecuencias del registro amplificado se adjuntan en las Figuras 42 y 43, con esto se observa que la frecuencia dominante es aproximadamente de 2,9 [Hz] en el caso horizontal y 3,1 [Hz] en el caso vertical. Esto estaría dentro del rango esperado para este tipo de terremotos (0,1-10 [Hz]).

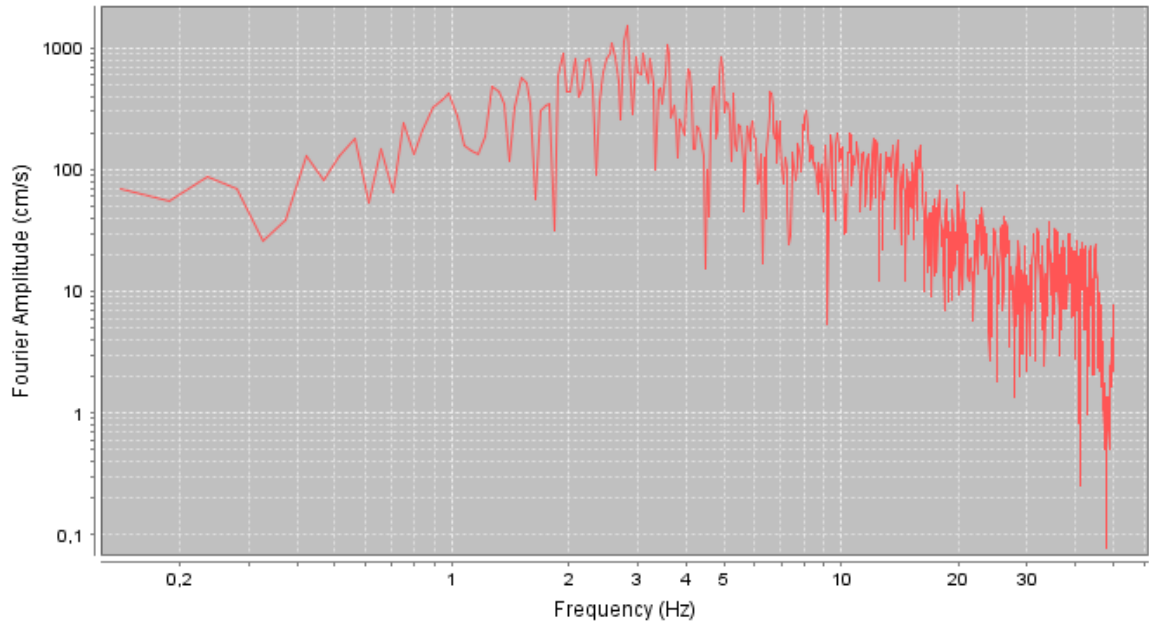


Figura 42.- Espectro de Fourier para el input del registro sísmico horizontal de la señal B

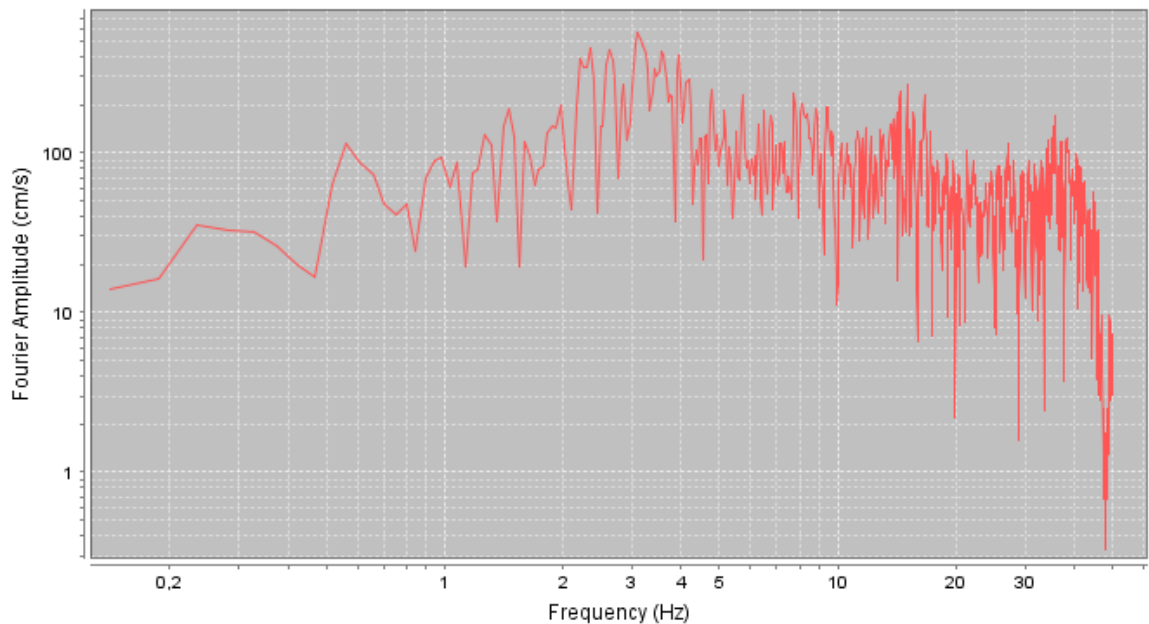


Figura 43.- Espectro de Fourier para el input del registro sísmico vertical de la señal B.

4.- Resultados

A continuación, se presentan los resultados según tres análisis. El primero comparando los modelos M1 y M2 para inspeccionar el efecto del tamaño de la geometría en el modelamiento. El segundo comparando los modelos M2 y M3 para determinar el grado de influencia de las discontinuidades en el modelamiento. Ambos análisis están enfocados en el modelamiento y en la validación de los resultados posteriores. Mientras que el tercer análisis es del efecto de distinto input sísmico sobre el modelo M3, enfocado en modelar el deslizamiento de roca en la ladera de estudio.

En cada modelo se definieron 3 puntos de control, ubicados al pie de la ladera (punto de control 1), al medio de la ladera (punto de control 2) y en la cabecera de la ladera (punto de control 3). Estos puntos de control servirán para monitorear los desplazamientos relativos que podría experimentar la ladera, grabando este registro en paralelo a la ejecución de cada modelo en el software UDEC. Los signos de cada registro se toman con un sistema cartesiano de referencia en dos dimensiones convencional, por ejemplo, la aceleración de gravedad quedaría con un valor de $-9,8$ $[m/s^2]$. Para el modelo M1 se observan los puntos de control ubicados espacialmente en la Figura 44, para el modelo M2 en la Figura 45 y en la Figura 46 para el modelo M3.

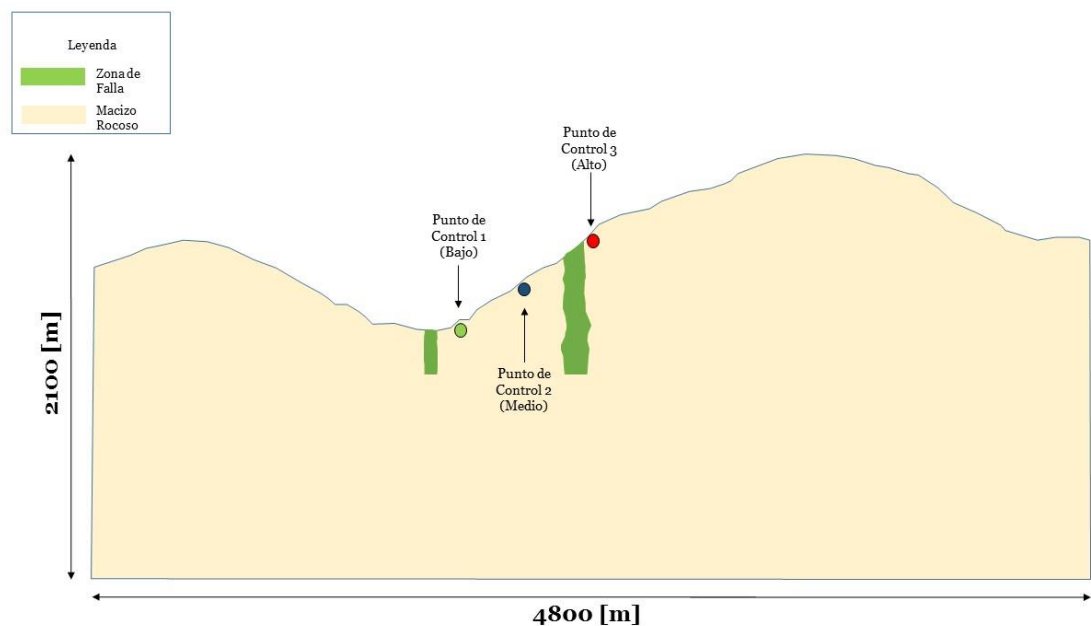


Figura 44.- Esquematización de la ubicación espacial de los 3 puntos de control definidos para el modelo M1.

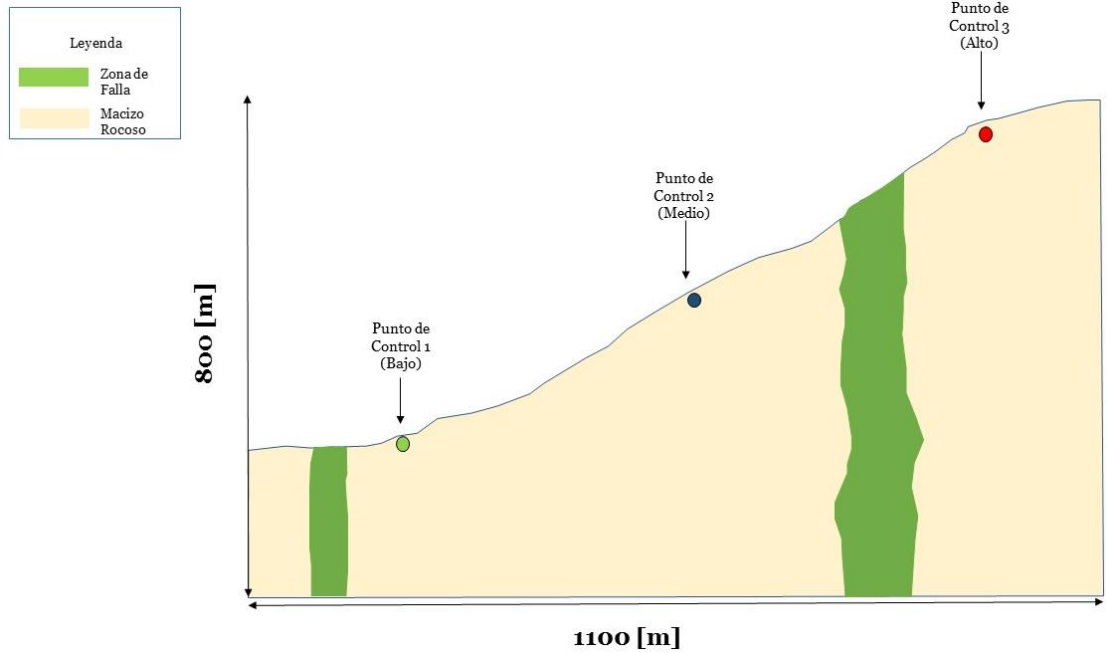


Figura 45.- Esquematización de la ubicación espacial de los 3 puntos de control definidos para el modelo M2.

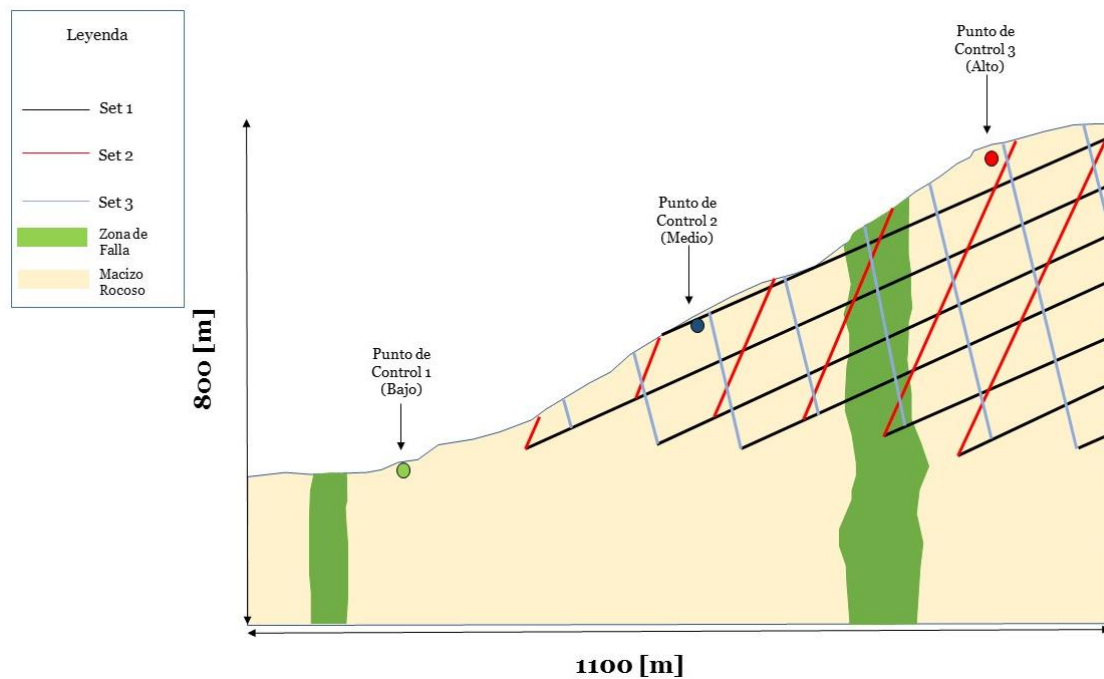


Figura 46.- Esquematización de la ubicación espacial de los 3 puntos de control definidos para el modelo M3.

A continuación, se presentan los resultados obtenidos con los modelos ejecutados en el software UDEC junto con los análisis de tamaño en el modelamiento y presencia de discontinuidades.

4.1.- Análisis del tamaño del modelo

Este análisis permitirá comparar el efecto del tamaño de la geometría en el modelamiento. Para ello se compararán los modelos M1 y M2 (Capítulo 3.5.- Modelos).

Esta comparación sólo se ejecutará con una señal sísmica por los alcances de tiempos que tiene la presente memoria. Esta será la señal B (Capítulo 3.6.3.- Input sísmico), ya que ésta fue la que se amplificó para conseguir un mayor PGA.

4.1.1.- Caso estático

Los resultados para el análisis estático muestran que los desplazamientos, tanto horizontales como verticales, del modelo M1 (Figura 47) y del modelo M2 (Figura 48) presentan un comportamiento sumamente estable que valida las condiciones previas a la señal sísmica. En M1 el desplazamiento máximo en la componente vertical ocurre en el punto de control 2 con 0,07 [m], mientras que en la componente horizontal es en el punto de control 3 con un valor de 0,22 [m] ambos en la dirección negativa del eje cartesiano (Figura 47). Por otro lado, en M2 el desplazamiento máximo es de 0,14 [mm] y 0,08 [m] en la componente horizontal y vertical respectivamente. Cabe destacar que los desplazamientos son menores en M1.

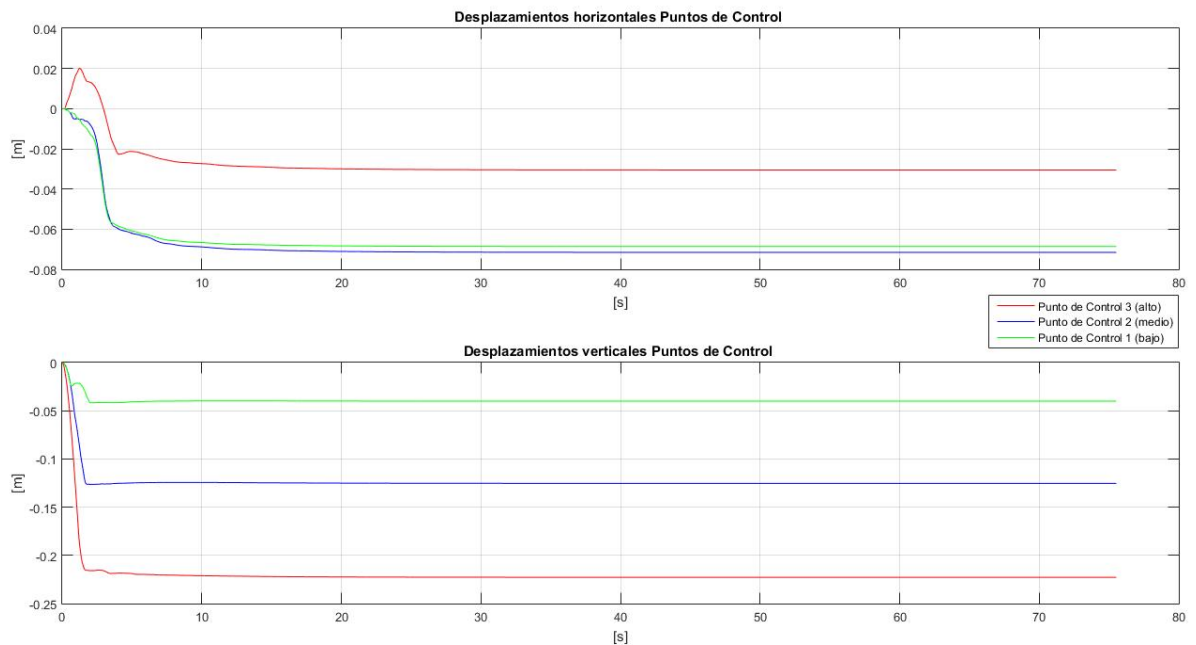


Figura 47.- Desplazamientos de los puntos de control para caso estático del modelo M1. Arriba desplazamientos horizontales, abajo desplazamientos verticales.

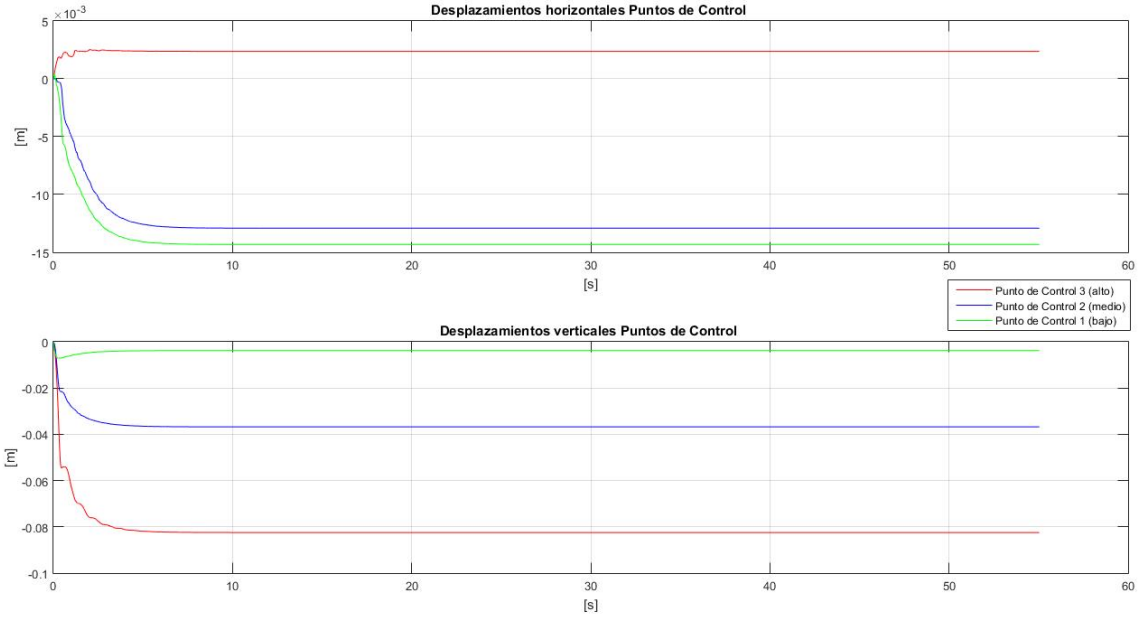


Figura 48.- Desplazamientos de los puntos de control para caso estático del modelo M2. Arriba desplazamientos horizontales, abajo desplazamientos verticales.

4.1.2.- Caso dinámico

En las Figura 49 y 50 se muestran los desplazamientos para el caso dinámico que experimentaron los modelos M1 y M2 respectivamente.

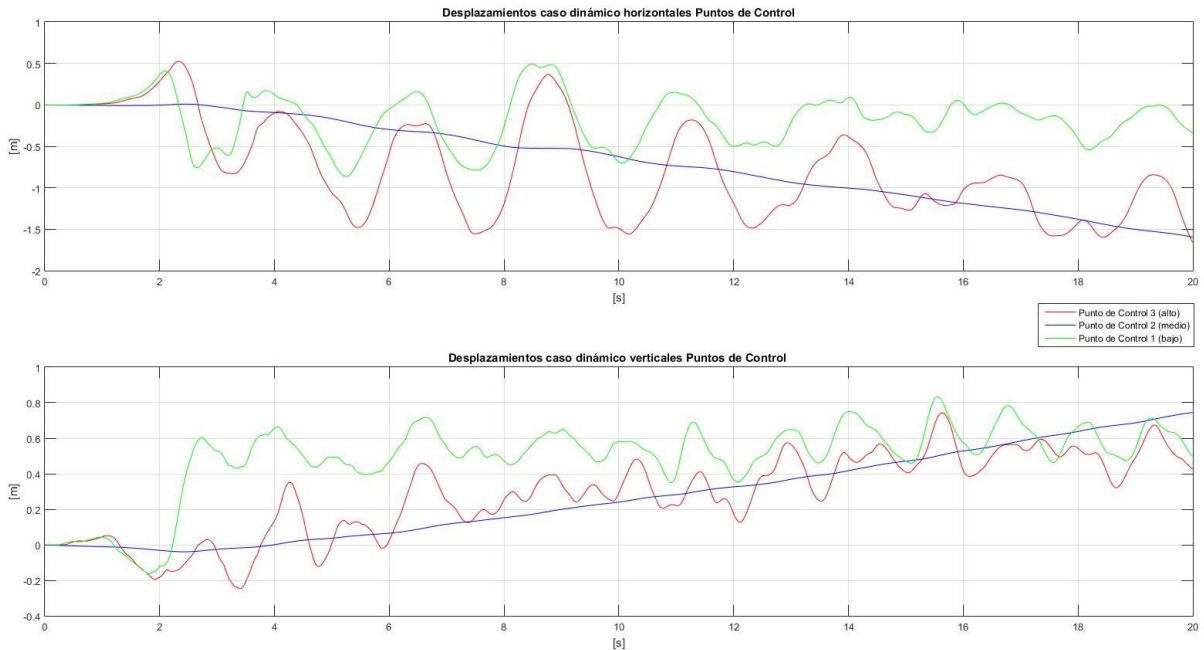


Figura 49.- Desplazamientos de los puntos de control para caso dinámico del modelo M1. Arriba desplazamientos horizontales, abajo desplazamientos verticales.

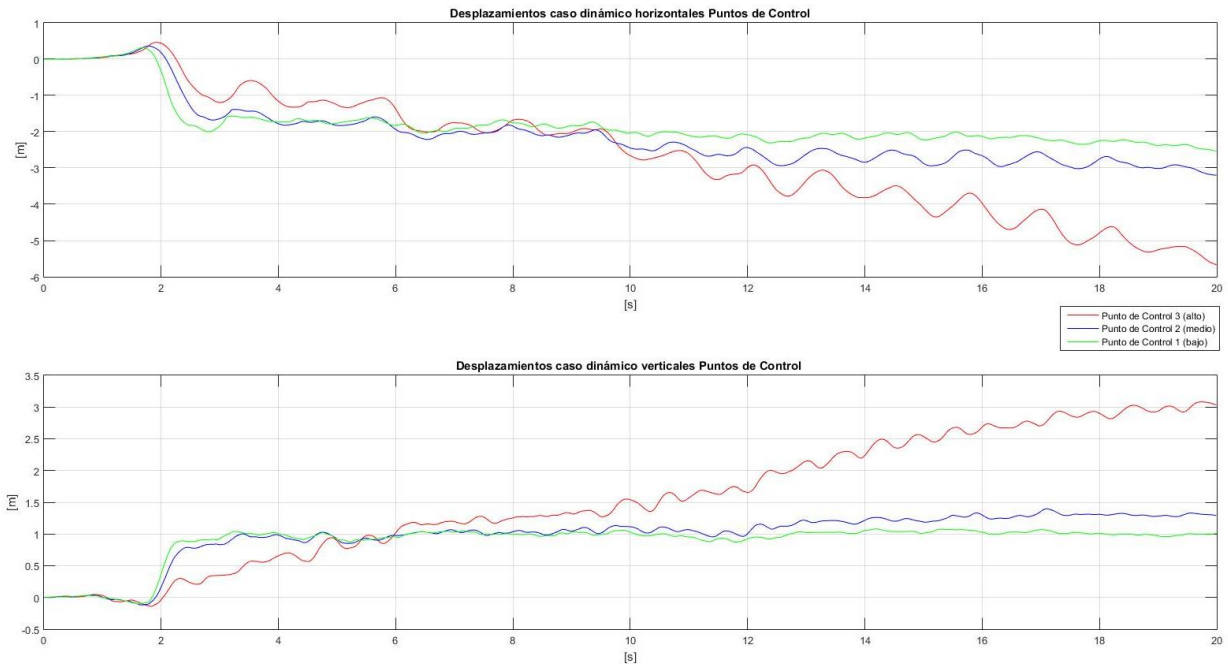


Figura 50.- Desplazamientos de los puntos de control para caso dinámico del modelo M2. Arriba desplazamientos horizontales, abajo desplazamientos verticales.

Para los casos dinámicos de los modelos M1 y M2, se adjuntan los PGD (Peak Ground Displacement) los cuales son los valores absolutos de los máximos desplazamientos en cada modelo y en cada componente.

Los desplazamientos horizontales para M1 varían desde -1,6 [m] hasta 0 [m], con un comportamiento sinusoidal mucho más marcado que en el modelo M2, esto quizá por la escala menor a la que se observa el movimiento. Mientras que en la componente vertical el desplazamiento varía desde -0,2 [m] hasta 0,8 [m] (Figura 49 y Tabla 11). El punto de control 2 para el modelo M1 posee un comportamiento particular al casi no oscilar, y ser una función monótona con respecto al tiempo (Figura 49).

Por otra parte, ante el mismo escenario sísmico (o dinámico) el modelo M2 presenta desplazamientos que varían desde -5,7 [m] hasta 0 [m] en el caso horizontal, y desde 0 hasta 3,1 [m] en el caso vertical (Figura 50). El comportamiento de los desplazamientos en este mismo caso es bastante homogéneo en ambas componentes, donde los puntos de control 1 y 2, luego de desplazarse llegan a un límite, donde se podría interpretar como acomodo, el cual alcanza los -3 [m] en la horizontal y 1 [m] en la vertical (Figura 50). El punto de control 3 es aquel que más se desplaza con un máximo de 5,7 [m], segmentando la zona alta de la ladera en una con mayor desplazamiento (Tabla 11).

Tabla 11.- Desplazamiento máximo en los puntos de control de los modelos M1 y M2.

Modelo	Componente	PGD [m]			
		Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
M1	Horizontal	0,3	0,8	1,5	1,6
	Vertical	0,1	0,8	0,7	0,7
M2	Horizontal	0,3	2,5	3,2	5,7
	Vertical	0,1	1,1	1,3	3,1

De acuerdo a los resultados mostrados, el análisis con el modelo M1 es donde se producen menores desplazamientos bajo condiciones dinámicas. Como se puede apreciar en la Tabla 12, donde se tienen los porcentajes de desplazamiento máximo del modelo M1 con respecto al modelo M2. Los desplazamientos máximos horizontales del modelo M1 son más cercanos al M2 en el punto de control 2 en un 49,8%, mientras que en la componente vertical lo son en el punto de control 1 en un 77,1% (Tabla 12). Adicionalmente en los promedios se puede apreciar que la mejor correlación se da en la componente vertical con un 51,1 %, mientras que la peor, es decir, la zona con mayor diferencia está en la componente vertical con un 37,6%

Por lo que se puede observar porcentualmente la diferencia entre los desplazamientos de ambos modelos, donde el modelo M1 llega a alcanzar una fracción del modelo M2. Pero esta diferencia está en el mismo orden de magnitud y por tanto no es significativamente grande, tampoco posee una relación directa entre los órdenes de magnitud de las dimensiones de ambos modelos.

Tabla 12.- Porcentaje del desplazamiento máximo del modelo M1 con respecto al modelo M2.

Porcentaje PGD modelo M1/PGD modelo M2				
Componente	% Punto de control 1	% Punto de control 2	% Punto de control 3	% Promedio
Horizontal	33,9	49,8	29,2	37,6
Vertical	77,1	53,3	24,1	51,5

Con respecto a Intensidad de Arias que experimentaron ambos modelos, observado en la Tabla 13, se aprecia un incremento significativo, particularmente en M2, donde están los valores máximos en la componente horizontal y componente vertical, lo que podría indicar que el movimiento superficial de M2 es mayor que M1. Esto podría deberse a la ausencia de estructuras que hacen de los modelos un gran y único bloque elástico. Adicionalmente existen dos valores anómalos dentro de los

resultados de Intensidad de Arias, la componente horizontal del punto de control 1 y la componen vertical del punto de control 2, lo que podría deberse a los valores de PGA que presentan dichos puntos los cuales se observan en la Tabla 15.

Tabla 13.- Intensidad de Arias medida en los puntos de control para los modelos M1 y M2.

Modelo	Componente	Intensidad de Arias [m/s]			
		Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
M1	Horizontal	24,9	80,4	16,4	54,2
	Vertical	8,3	28,2	4,2	33,5
M2	Horizontal	24,9	62,3	62,8	76,9
	Vertical	8,3	26,8	32,3	61,5

También se entregan los PGV (Peak Ground Velocity) o valores máximos del registro de velocidades de los puntos de control, así como el del input. En general los PGV del modelo M2 son los que obtuvieron mayores valores en particular en la componente horizontal, lo que se podría correlacionar con el mayor input al cual se ven sometidos dichos registros (Tabla 14).

Tabla 14.- Resumen PGV medidos en los puntos de control según cada modelo. Se adjunta PGV del input.

Modelo	Componente	PGV [cm/s]			
		Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
M1	Horizontal	164	361,1	150,5	337,8
	Vertical	47	190,3	85,8	147,5
M2	Horizontal	164	527,7	338,1	312,4
	Vertical	47	274,6	227,8	161,2

Por otra parte, en la Tabla 15 se resumen los valores de PGA calculados en ambos casos, a partir de los registros observados en las Figuras 51 y 52 para el modelo M1 y Figuras 53 y 54 para el modelo M2. Existe un predominio de PGA mayor hacia zonas cercanas al medio y pie del talud, es decir, a los puntos de control 2 y 1 respectivamente. Con el modelo M2 se obtiene el máximo en el punto de control 2 con un valor de 3,1 [g] en la vertical. En el modelo M1 se obtiene un máximo de 3,9 [g] en el punto de control 1 en la componente horizontal. No se encuentra una relación directa entre los PGA medidos en los puntos de control con respecto al tamaño del modelo.

Tabla 15.- Resumen PGA medidos en los puntos de control según cada modelo. Se adjunta PGA del input.

Modelo	Componente	PGA [g]			
		Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
M1	Horizontal	1,2	3,9	1,7	1,9
	Vertical	0,6	0,9	0,07	1,2
M2	Horizontal	1,2	2,7	3,1	1,5
	Vertical	0,6	2,1	0,9	1,4

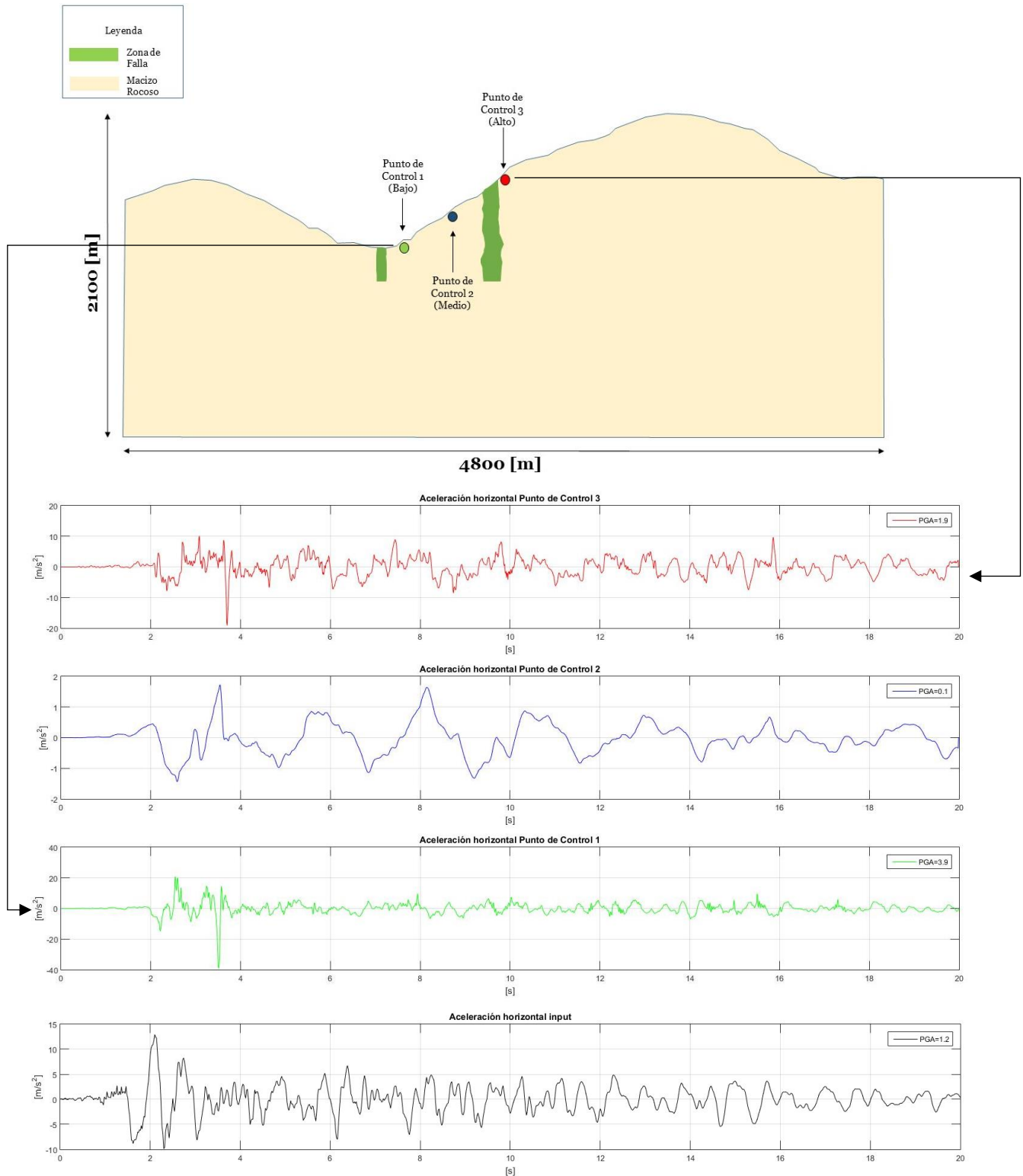


Figura 51.- Esquemática del registro de aceleración horizontal de los puntos de control en el modelo M1.

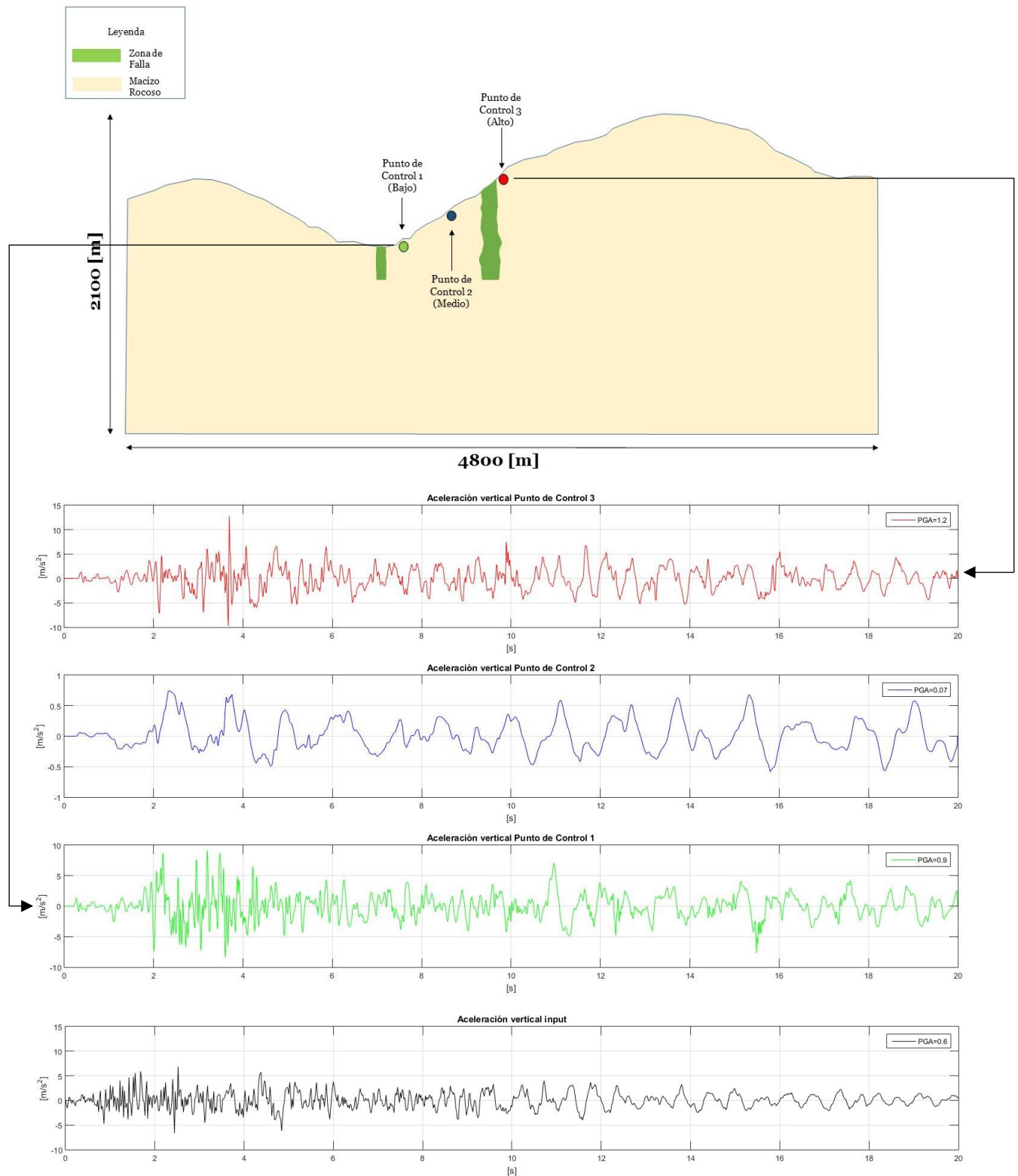


Figura 52.- Esquematización del registro de aceleración vertical de los puntos de control en el modelo M1.

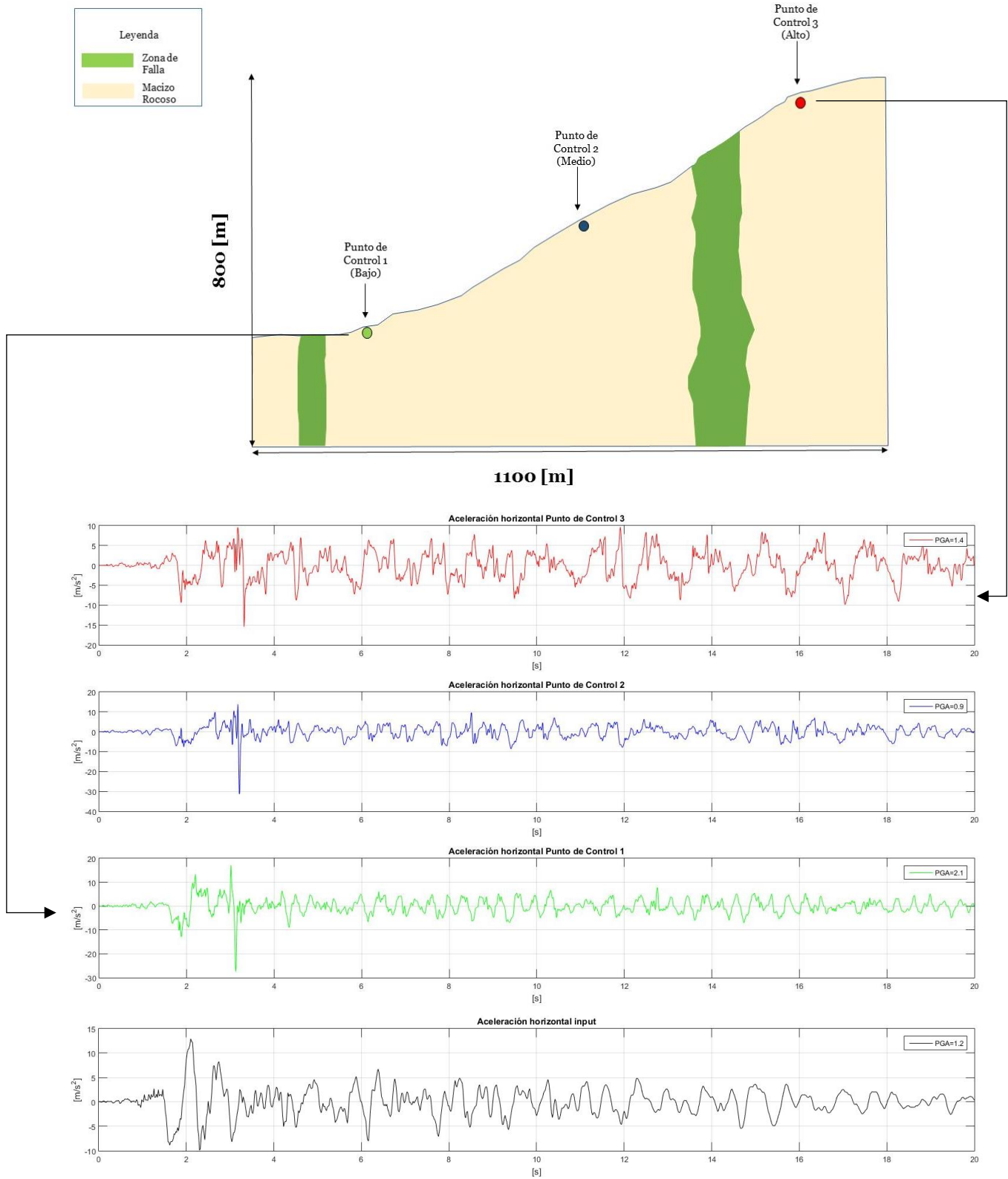


Figura 53.- Esquemización del registro de aceleración horizontal de los puntos de control en el modelo M2

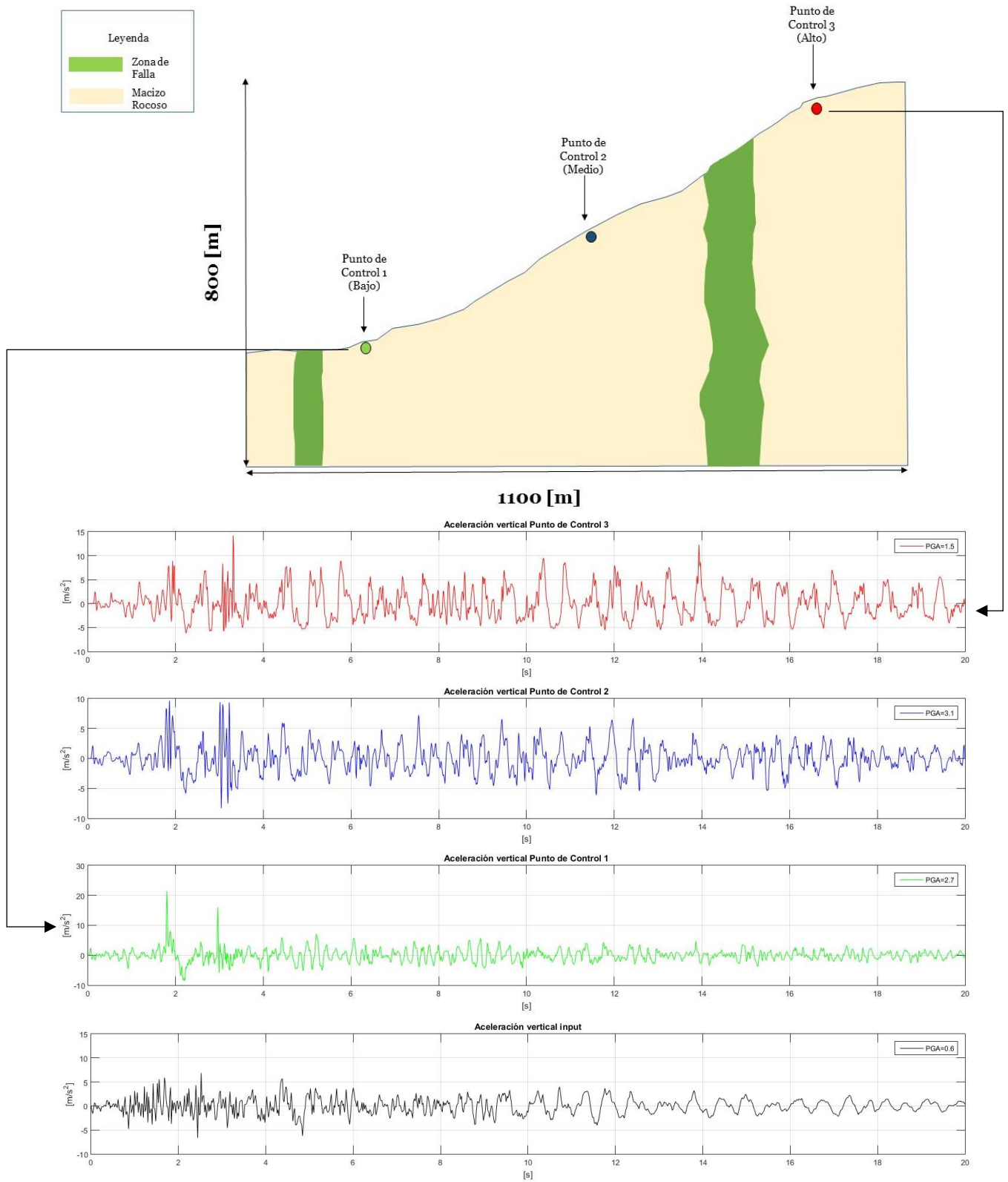


Figura 54.- Esquemización del registro de aceleración vertical de los puntos de control en el modelo M2.

Se analizará la amplificación de la señal para completar la comparación entre dicho parámetro y el tamaño de los modelos. Esto se hizo en la forma de razones entre los PGA medidos en los puntos de control y el PGA que se incorporó en el input dinámico (Tabla 16). Como se observa en la Figura 55, para la componente horizontal no hay un comportamiento claro entre ambos modelos, es decir, la relación entre tamaño del modelo con la amplificación no es contundente, lo que sí se podría indicar es que la zona media es aquella que menos amplifica con respecto a los extremos, siendo el pie de la ladera el que, para ambos modelos, posee una amplificación mayor. Por otro lado, en la componente vertical existe un predominio de amplificación en M2, tal como lo indica la Figura 55.

Tabla 16.- Resumen de los valores de las razones PGA_{medido}/PGA_{input} para cada modelo.

Modelo	Componente	Razón PGA_{medido}/PGA_{input}		
		Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
M1	Horizontal	2,25	2,58	1,25
	Vertical	3,5	1,5	2,33
M2	Horizontal	3,25	0,08	1,5
	Vertical	1,5	0,11	2

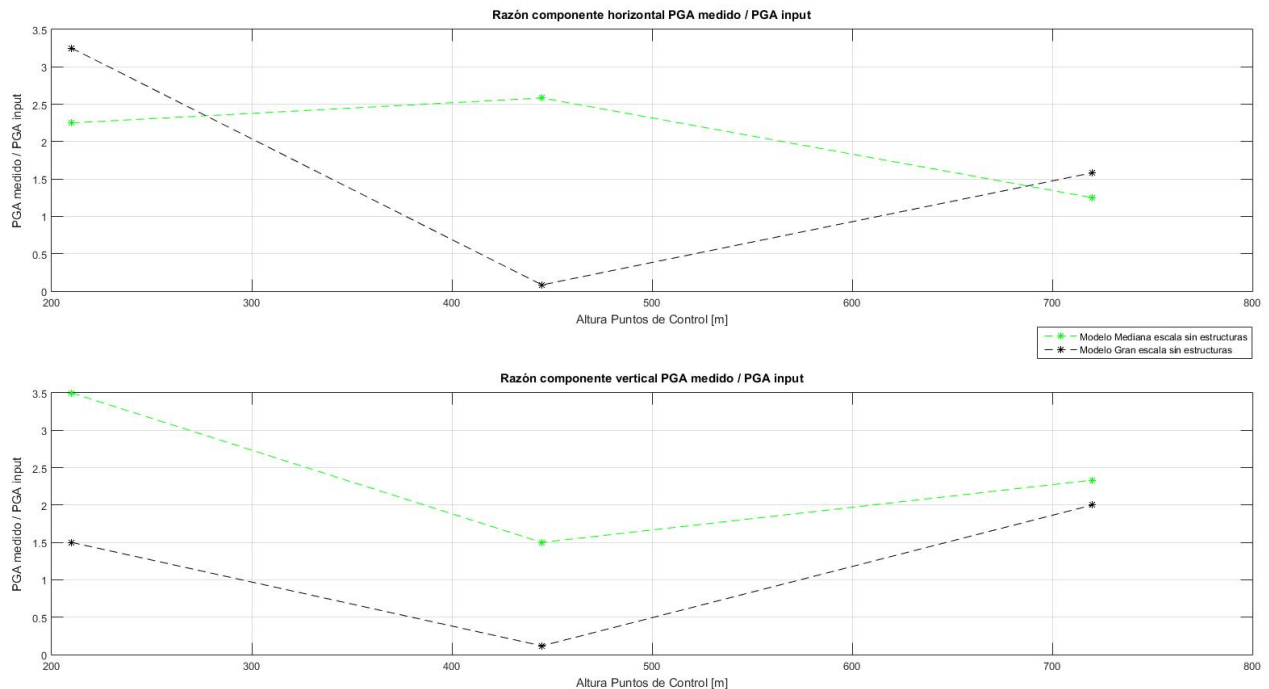


Figura 55.- Comparación entre razones PGA_{medido}/PGA_{input} para los modelos M1 y M2. Arriba componente horizontal, abajo componente vertical.

Estos resultados permiten establecer que el tamaño del modelo no tendría una influencia importante en los desplazamientos obtenidos, pero sí podría existir una exageración en la amplificación de la señal sísmica en especial en la vertical y en particular de los PGA.

4.2.- Análisis presencia de discontinuidades en el modelo

Este análisis permitirá comparar el efecto de la presencia o ausencia de discontinuidades en el modelamiento, dejando fijo el parámetro del tamaño. Para ello se compararán los modelos M2 y M3 (Capítulo 3.5.- Modelos).

Al igual que en el análisis anterior, esta comparación sólo se ejecutará con una señal sísmica por los alcances de tiempos que tiene la presente memoria. Esta será la señal B (Capítulo 3.6.3.- Input sísmico), ya que ésta fue la que se amplificó para conseguir un mayor PGA.

4.2.1.- Caso estático

Contrario a la comparación anterior los resultados para el análisis estático muestran que, los desplazamientos para el modelo M2 (Figura 56), tanto horizontales como verticales, presentan un comportamiento sumamente estable, régimen que es alcanzado antes de los primeros 10 [s] del registro, lo cual no ocurre con los desplazamientos estáticos del modelo M3 (Figura 57), cuya estabilidad total tarda hasta el final del registro en ambas componentes. Pero los valores están en el mismo orden de magnitud. M3 presenta un máximo desplazamiento de 8,3 [mm] para la componente horizontal ubicada en el punto de control 1 y de 0,075 [m] en la componente vertical ubicada en el punto de control 3.

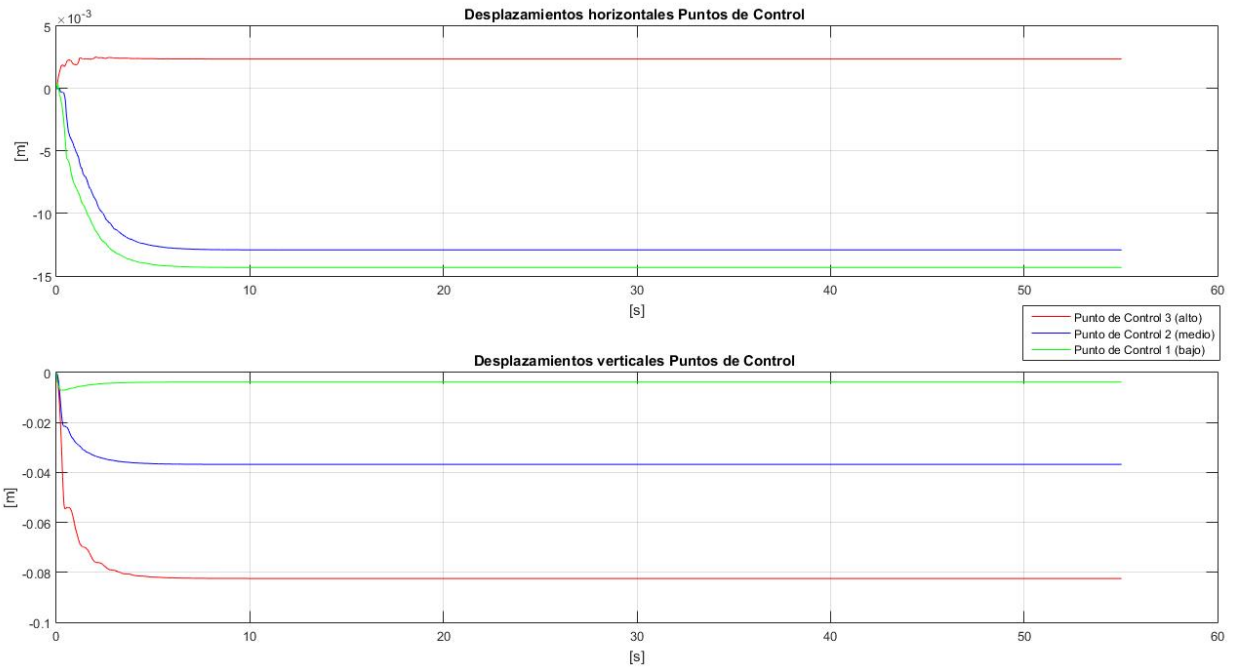


Figura 56.- Desplazamientos de los puntos de control para caso estático del modelo M2. Arriba desplazamientos horizontales, abajo desplazamientos verticales.

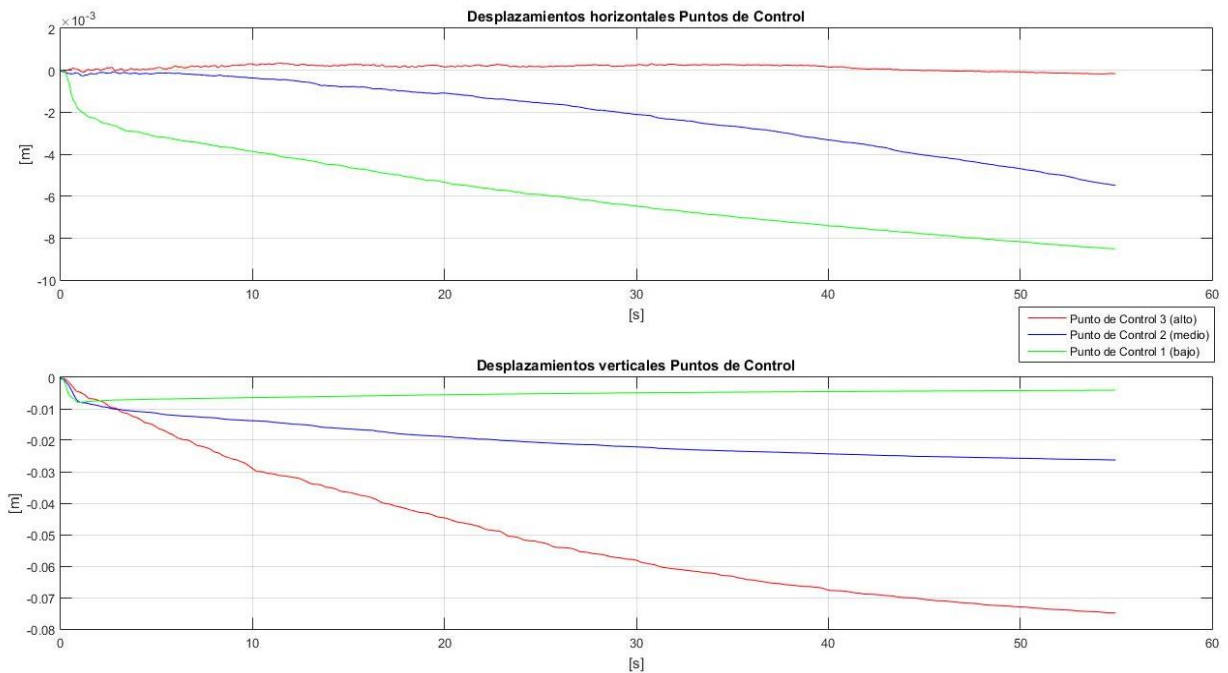


Figura 57.- Desplazamientos de los puntos de control para caso estático del modelo M3. Arriba desplazamientos horizontales, abajo desplazamientos verticales.

4.2.2.- Caso dinámico

En las Figura 58 y 59 se muestran los desplazamientos para el caso dinámico que experimentaron los modelos M2 y M3 respectivamente. Los desplazamientos de M2 ya fueron analizados en la sección anterior

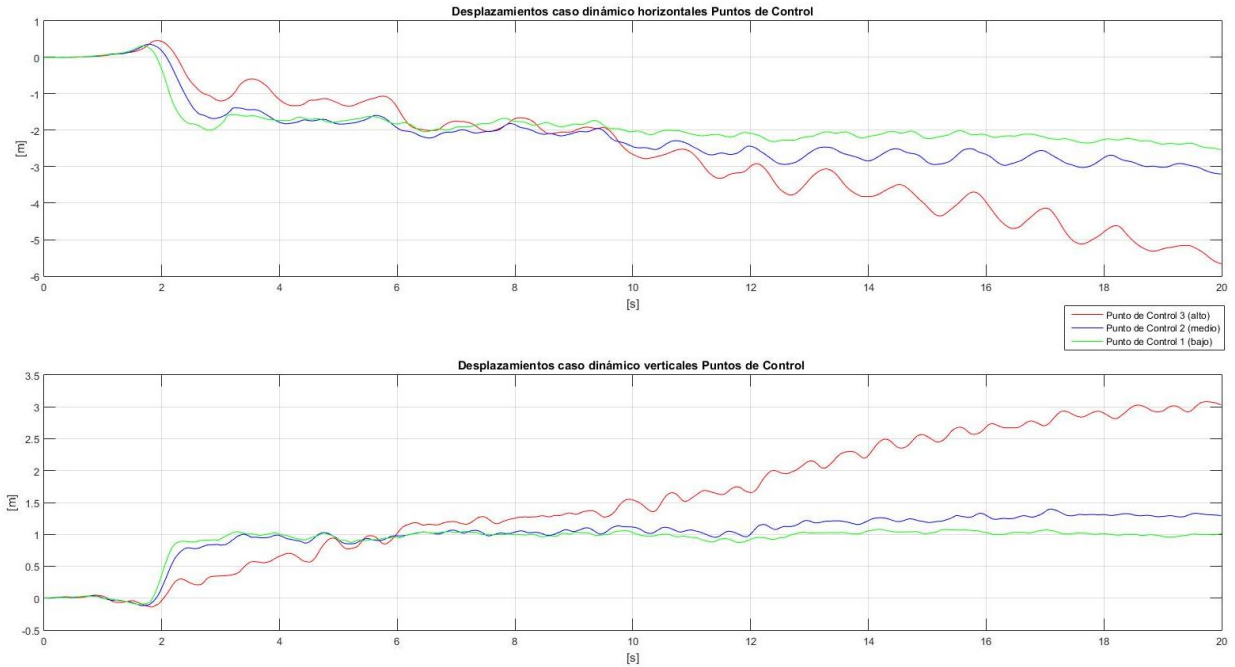


Figura 58.- Desplazamientos de los puntos de control para caso dinámico del modelo M2. Arriba desplazamientos horizontales, abajo desplazamientos verticales

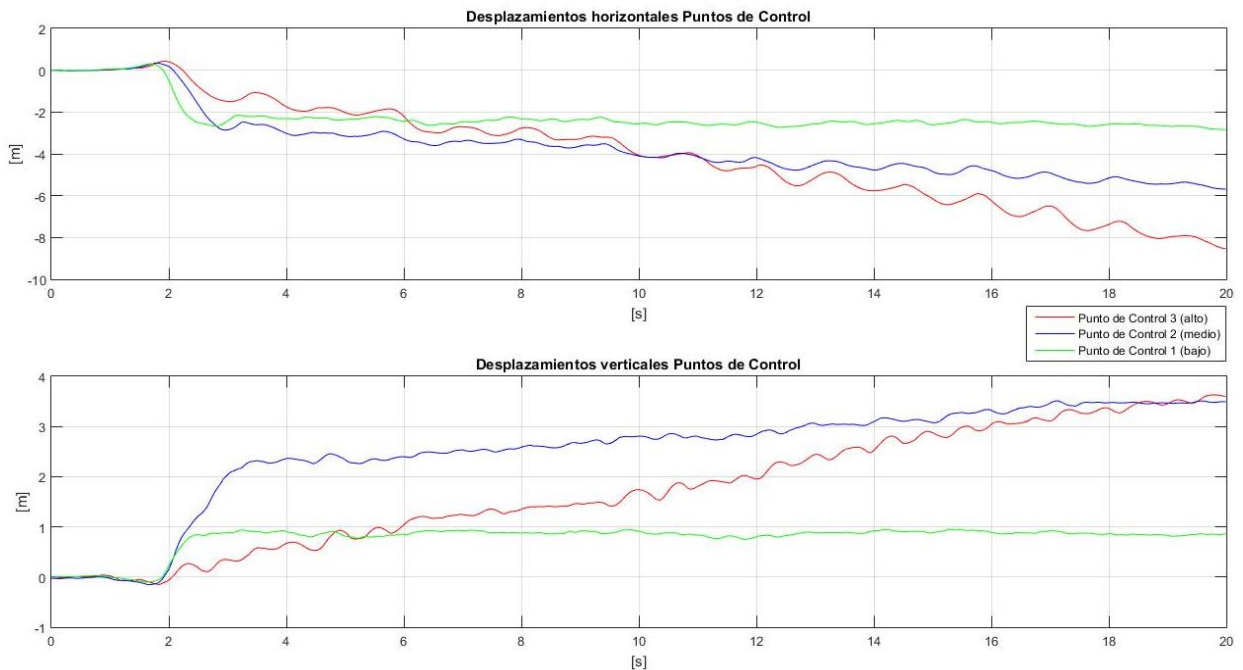


Figura 59.- Desplazamientos de los puntos de control para caso dinámico del modelo M3. Arriba desplazamientos horizontales, abajo desplazamientos verticales.

Los desplazamientos del modelo M3 presentan variaciones desde 0,5 [m] hasta -8.5 [m] en la componente horizontal. Mientras que en la componente vertical varían desde 0 hasta 3,6 [m]. Adicionalmente se resumen los PGD en la Tabla 17.

Se puede apreciar que ambos modelos están en el mismo orden de magnitud para sus desplazamientos en el caso dinámico. Para evaluar mejor esta diferencia es que se calculará los porcentajes de los PGD. A grandes rasgos los desplazamientos del modelo M3 son mayores, por lo que se considerará como el denominador en el cálculo de los porcentajes

Tabla 17.- Desplazamiento máximo en los puntos de control de los modelos M2 y M3.

Modelo	Componente	PGD [m]			
		Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
M2	Horizontal	0,3	2,5	3,2	5,7
	Vertical	0,1	1,1	1,3	3,1
M3	Horizontal	0,3	2,8	5,7	8,5
	Vertical	0,1	0,9	3,5	3,6

Como se muestra en la Tabla 18, pareciera ser que los valores con mayor cercanía de desplazamiento en ambas componentes ocurren en las inmediaciones del punto de control 1. En promedio los valores están bastante cercanos con un 70,8 % en la componente horizontal y un 81,8% en la componente vertical, por lo que la correlación entre estos modelos es mejor que en el análisis anterior en torno a los tamaños de las geometrías.

Tabla 18.- Porcentaje del desplazamiento máximo del modelo M2 con respecto al modelo M3.

Porcentaje PGD modelo M2/PGD modelo M3				
Componente	% Punto de control 1	% Punto de control 2	% Punto de control 3	% Promedio
Horizontal	89.2	56.1	67.1	70.8
Vertical	122.2	37.1	86.1	81.8

En la Tabla 19 se observa los registros de Intensidad de Arias que experimentaron ambos modelos. En ambas componentes existe un predominio del modelo M3, el cual posee los mayores valores de ambos. Particularmente en la componente horizontal del modelo M3 es donde se encuentran valores sumamente altos. Esto podría indicar que el sacudimiento es mayor en M3 con respecto a M2, y por transitividad, como ya se vio en el análisis anterior, el sacudimiento en M3 sería mayor que el de M1. Una tendencia que se puede indicar para ambos modelos es el

hecho que a medida que aumenta la altura del punto de control es que se obtienen intensidades mayores (Tabla 19).

Tabla 19.- Intensidad de Arias medida en los puntos de control para los modelos M2 y M3.

Modelo	Componente	Intensidad de Arias [m/s]			
		Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
M2	Horizontal	24,9	62,3	62,8	76,9
	Vertical	8,3	26,8	32,3	61,5
M3	Horizontal	24,9	75,1	81	87,8
	Vertical	8,3	28,4	53,4	71,5

Al igual que en el análisis anterior se resumen los PGV obtenidos en los puntos de control de cada modelo. Los PGV del modelo M3 poseen mayores valores con respecto a los del modelo M2, lo cual mediante transitividad permitiría establecer a los PGV de dicho modelo como los que prevalecerían sobre los tres modelos (Tabla 20).

Tabla 20.- Resumen PGV medidos en los puntos de control según cada modelo. Se adjunta PGV del input.

Modelo	Componente	PGV [cm/s]			
		Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
M2	Horizontal	164	527,7	338,1	312,4
	Vertical	47	274,6	227,8	161,2
M3	Horizontal	164	685,7	423,3	316,9
	Vertical	47	212,5	332,6	166,3

Por otra parte, en la Tabla 21 se resumen los valores de PGA calculados en ambos modelos, y de esta manera analizar el efecto de las discontinuidades sobre el PGA. Estos se obtuvieron desde las Figuras 60 y 61 para el modelo M2, y desde las Figuras 62 y 63 para el modelo M3. Como se observa en la Tabla 21 en el modelo M2 el PGA de mayor valor para la componente horizontal se ubica en el punto de control 2 con un valor de 3,1 [g], mientras que para la componente vertical es de 2,1 [g] y se ubica en el punto de control 1. Para el modelo M3 el máximo PGA de la componente horizontal está ubicado en el punto de control 2 con un valor de 2,4 [g], y en la componente vertical está en el punto de control 3 con un valor de 1,7 [g].

Tabla 21.- Resumen PGA medidos en los puntos de control según cada modelo. Se adjunta PGA del input.

Modelo	Componente	PGA [g]			
		Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
M2	Horizontal	1,2	2,7	3,1	1,5
	Vertical	0,6	2,1	0,9	1,4
M3	Horizontal	1,2	2,2	2,4	2,3
	Vertical	0,6	1,1	1,5	1,7

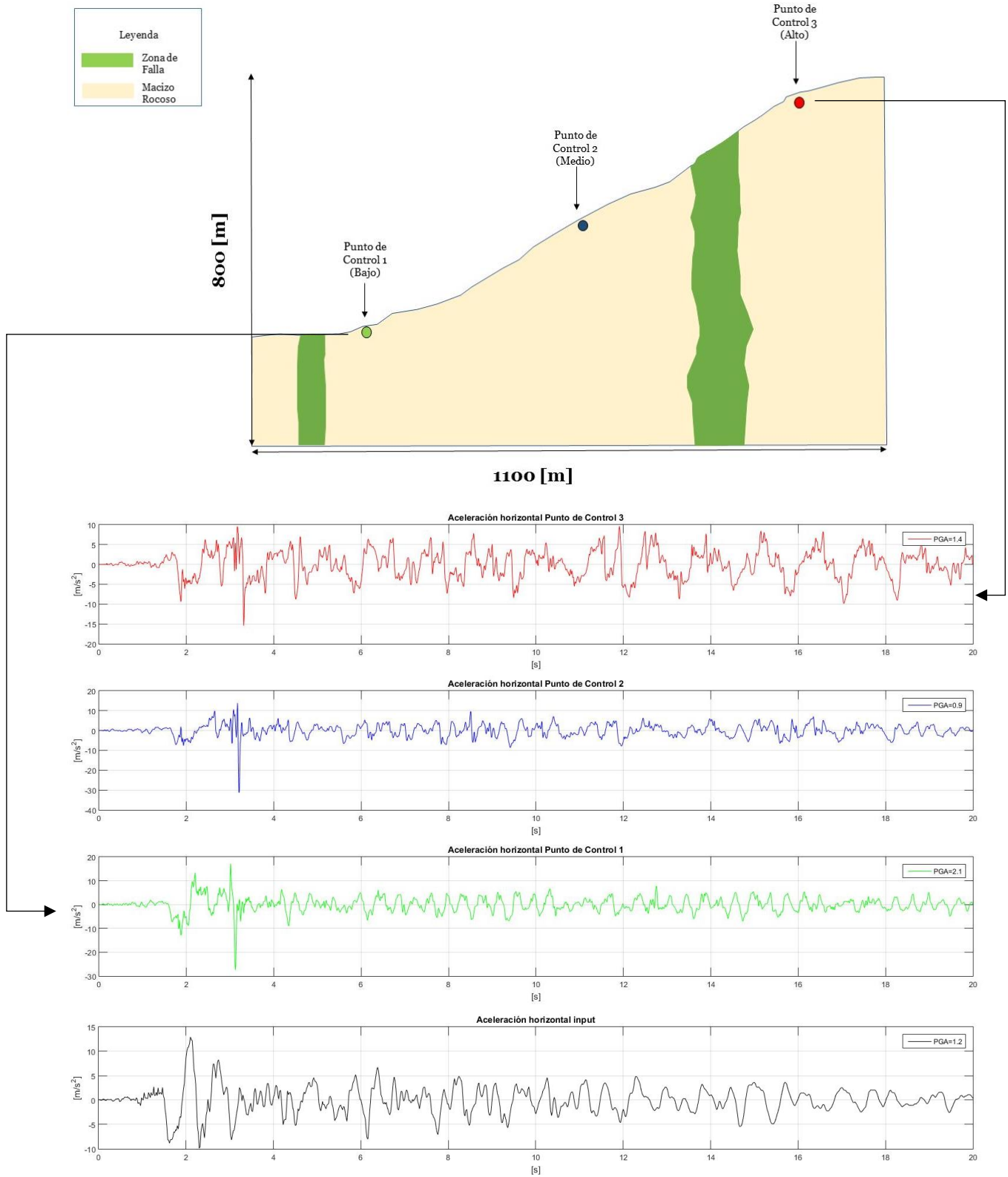


Figura 60.- Esquemización del registro de aceleración horizontal de los puntos de control en el modelo M2.

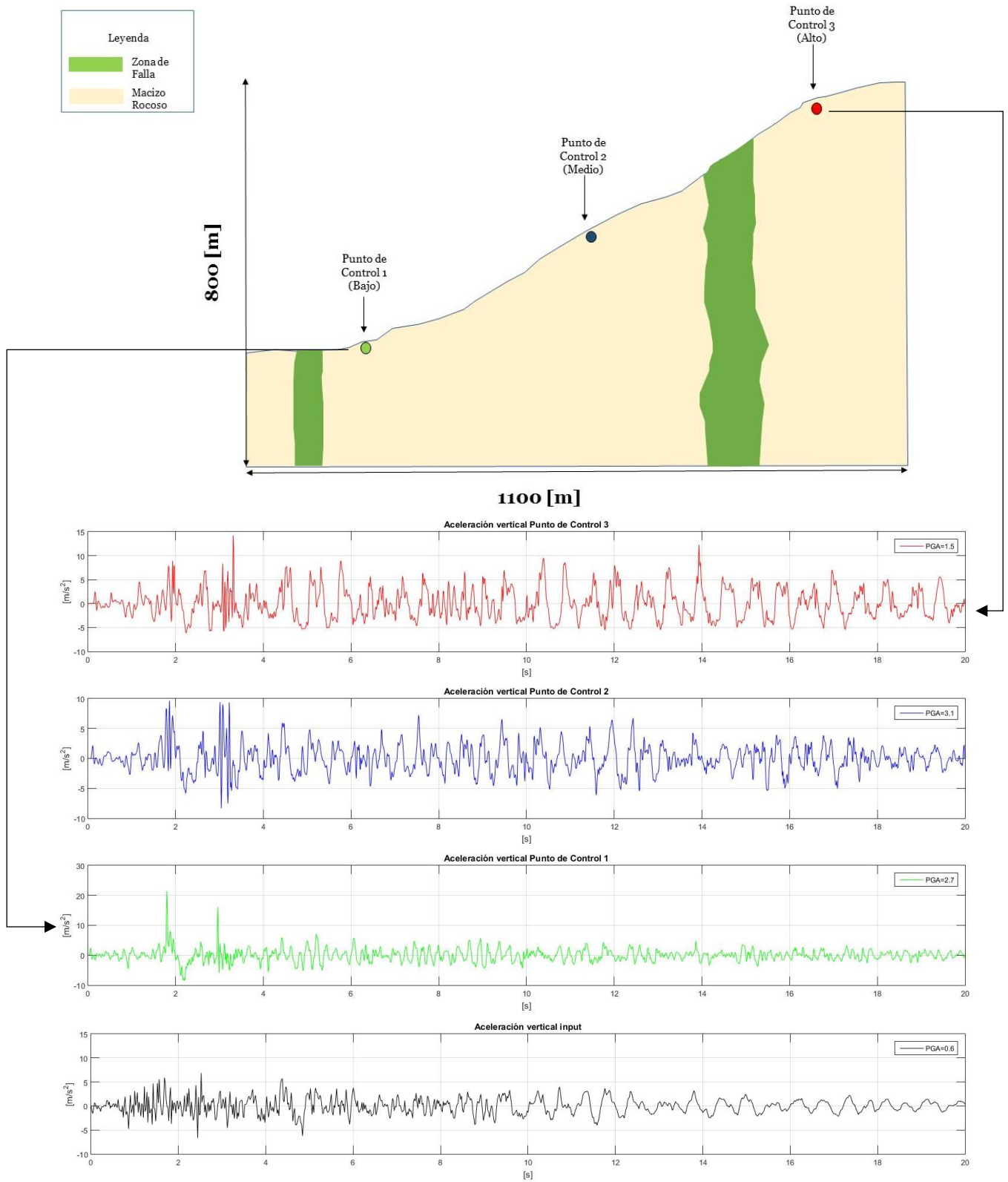


Figura 61.- Esquemización del registro de aceleración vertical de los puntos de control en el modelo M2

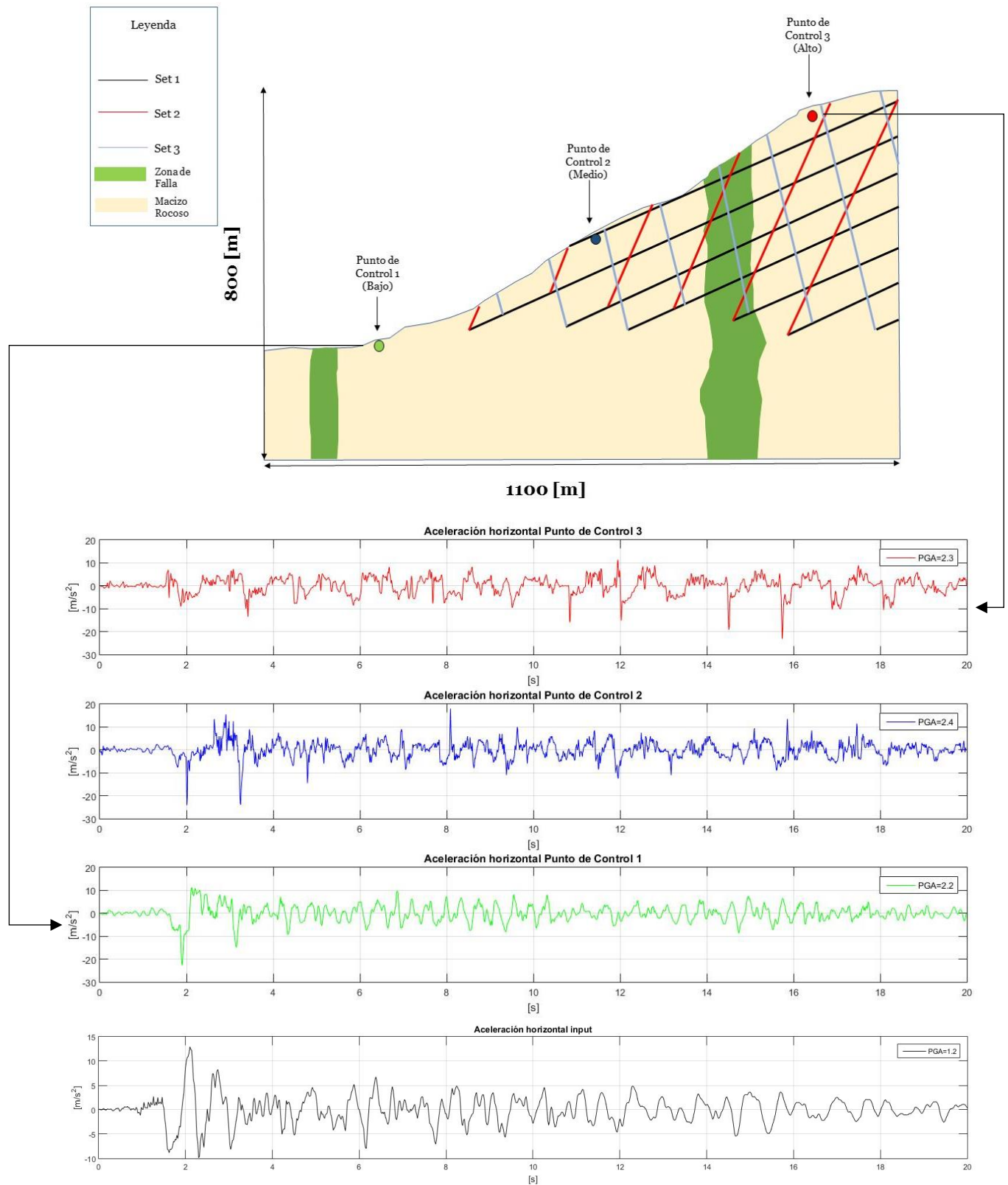


Figura 62.- Esquemática del registro de aceleración horizontal de los puntos de control en el modelo M3.

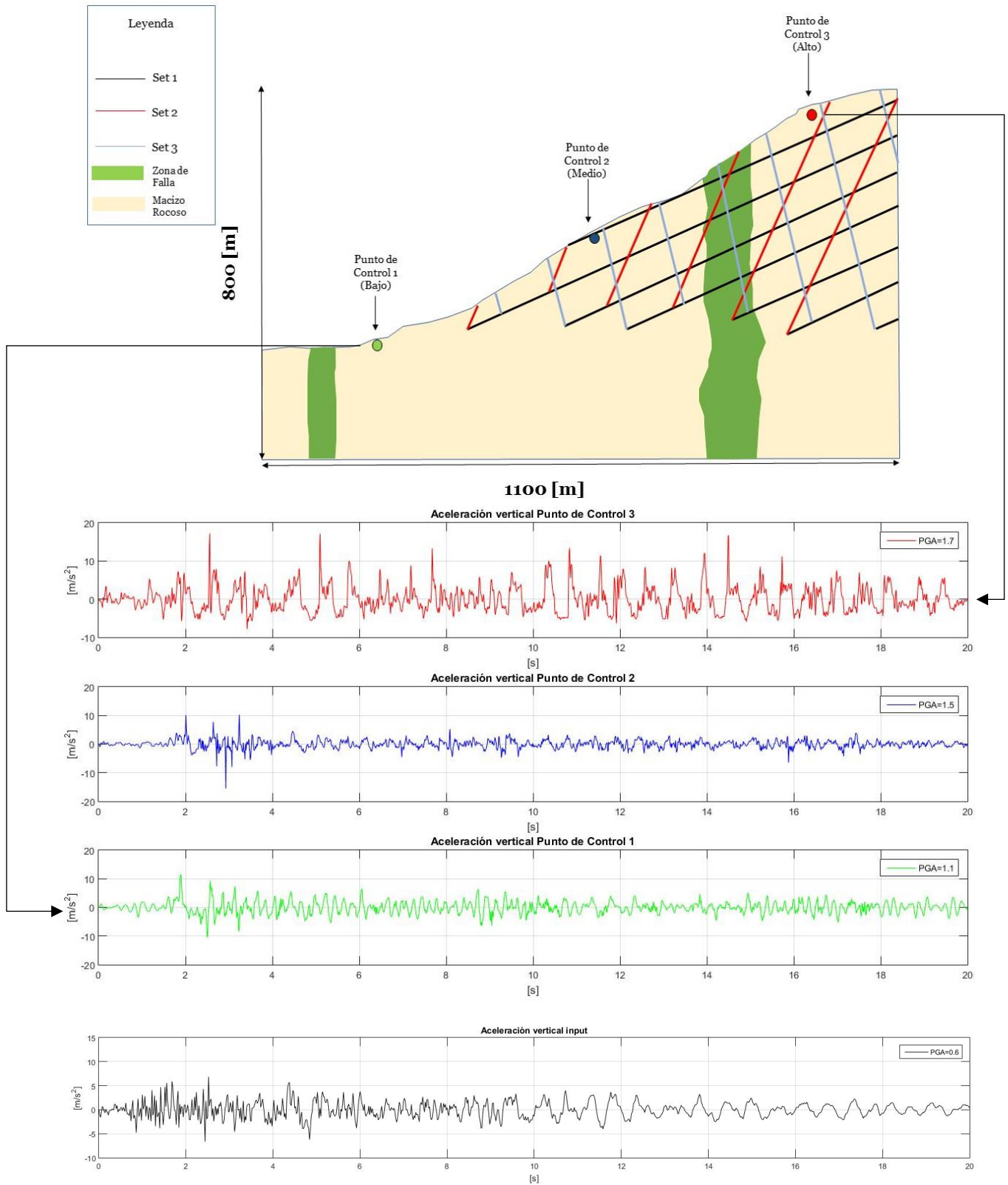


Figura 63.- Esquemización del registro de aceleración vertical de los puntos de control en el modelo M3.

Se analizará la amplificación de la señal con el mismo parámetro ocupado en el análisis anterior, es decir, con las razones entre el PGA medido/PGA input (Tabla 22).

Al igual que en el análisis anterior no hay una correlación clara entre las razones de ambos modelos, es decir, la influencia de la ausencia de discontinuidades (modelo M2) o presencia de éstas (modelo M3) no deja una tendencia sobre el efecto de la amplificación (Figura 64). Se podría indicar que globalmente en la componente horizontal habría un predominio del modelo M2, mientras que en la componente vertical habría un predominio del modelo M3, pero esto viene con un sesgo, ya que no es absoluto, es tan sólo un comportamiento general (Figura 64). Luego la presencia de discontinuidades para efectos de amplificación de la señal, poseería un efecto direccional, donde las discontinuidades aportan amplificación en la componente vertical, quizá producto de la apertura de éstas.

Tabla 22.- Resumen de los valores de las razones PGA_{medido}/PGA_{input} para modelos M2 y M3.

Modelo	Componente	Razón PGA_{medido}/PGA_{input}		
		Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
M2	Horizontal	2,3	2,6	1,25
	Vertical	3,5	1,5	2,3
M3	Horizontal	1,8	2	1,9
	Vertical	1,8	2,5	2,8

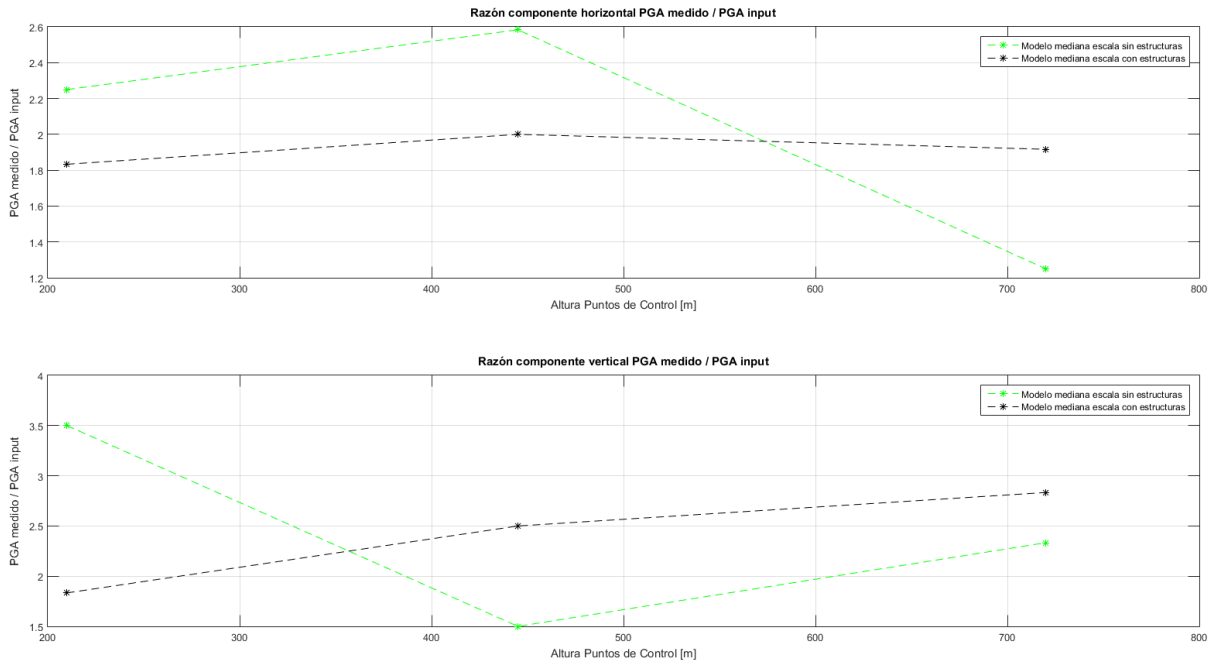


Figura 64.- Comparación entre razones PGA_{medido}/PGA_{input} para los modelos M2 y M3. Arriba componente horizontal, abajo componente vertical.

Estos resultados permitirían establecer que la presencia de discontinuidades hace que los PGD se correlacionen con un promedio de 70,8% en la componente horizontal y un 81,8% en la componente vertical, por lo que existe una diferencia de desplazamientos, la cual al igual que el análisis anterior sería menor.

En cuanto a la amplificación de la señal sísmica, ésta posee un comportamiento más azaroso sin discontinuidades, mientras que la presencia de estas podría ordenar y darle una relación más directa a la amplificación con la altura, lo que sería un comportamiento más cercano a lo esperado.

Tanto el análisis anterior como el presente análisis, validan y permiten indicar que los resultados principales, así como discusiones, se basan en el modelo M3, es decir, el perfil realizado directamente en la ladera del deslizamiento y que cuenta con los sets de discontinuidades definidos.

4.3.- Análisis sísmico

A continuación, se presentan los resultados del modelo M3, los cuales son considerados los principales para analizar el deslizamiento de roca sobre la ladera en estudio (Capítulo 3.5.- Modelos).

Aquí se incorporan tres señales sísmicas: señal A1, señal A2 y señal B, las cuales fueron amplificadas para poseer un distinto PGA en cada una de ella (Capítulo 3.6.3.- Input sísmico).

4.3.1.- Caso estático

Tal como lo indica la Figura 65, en la componente horizontal se registró el movimiento de menor magnitud, donde el máximo llegó a -8 [mm]. Aquel movimiento se concentró en las zonas del pie de la ladera, ya que la cabecera presentó un desplazamiento mínimo. Por otra parte, en la componente vertical se observa lo contrario, registrando el mayor movimiento de ambas componentes. El acomodo vertical de mayor magnitud está en la cabecera con un valor de más de -7 [cm], mientras que la zona central y el pie de la ladera casi no presentan desplazamiento.

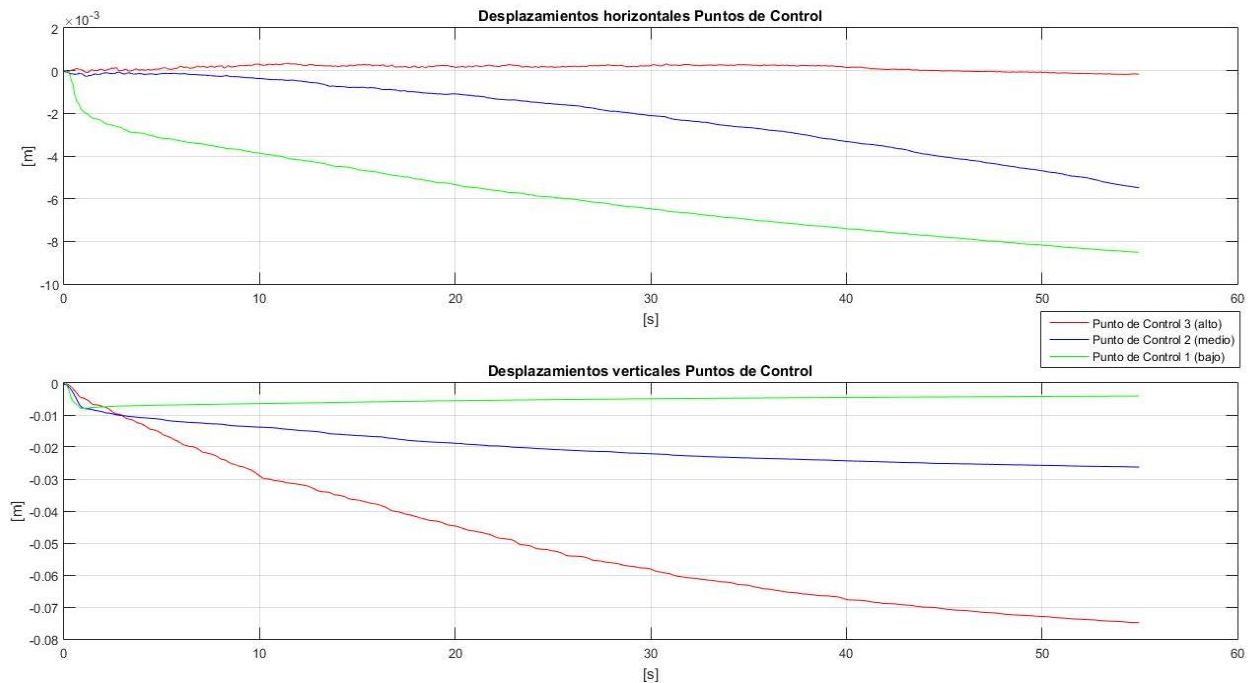


Figura 65.- Desplazamientos de los Puntos de Control para el Caso Estático, donde hay correlación con la Figura 43.

4.3.2.- Caso dinámico

4.3.2.1.- Consideraciones generales

Se incorporarán tres señales sísmicas: señal A1, señal A2 y señal B, las cuales ya fueron definidas anteriormente (Capítulo 3.6.3.- Input sísmico). Es decir, se tendrán tres casos a analizar, uno según cada señal sísmica.

En cada señal, se entregan las respuestas de vectores de desplazamientos, curvas de nivel de desplazamientos y comportamiento plástico. Con esto se busca estimar la superficie de falla del deslizamiento, como ya se especificará más adelante. Adicionalmente se presentan los desplazamientos y aceleraciones en los puntos de control durante el terremoto.

Para analizar el comportamiento de la ladera y determinar si efectivamente hubo un deslizamiento, diversos autores proponen métodos, los cuales se basan en

parámetros cinemáticos, dinámicos y plásticos del material. Jafarzadeh et al. (2015), postula que los desplazamientos de las masas deslizantes son un parámetro importante para determinar la respuesta de la ladera frente al terremoto. Asimismo, Welkner et al. (2010) propone un análisis del mecanismo de falla basado en el comportamiento plástico y en los desplazamientos de la ladera, los cuales combinados generan la superficie de falla del modelo. Otros autores, también concuerdan con la relevancia de considerar a los desplazamientos del modelo como una guía de primer orden al momento de observar el mecanismo de falla. En particular, esto se materializa en el desarrollo de curvas de nivel de desplazamiento en una componente, la horizontal en la mayoría de los casos, que encierren y constriñan el potencial movimiento a una zona específica (Lin et al., 2012; Gishiing et al., 2011). De esta misma manera, se puede contar con una guía de movimiento dada por los vectores desplazamiento, los cuales indican cuánto ha desplazado un punto de grilla, o de la malla con que se ha discretizado el modelo (Bashin y Kania, 2004).

Adicionalmente, es necesario considerar que el desplazamiento debe tener un valor límite tal que existe falla en el macizo rocoso y movilización de material. A los desplazamientos menores al valor máximo se les denominará acomodo, el cual se define como una cantidad significativa de desplazamiento antes de la completa movilización de la superficie de ruptura basal (Murphy et al. 2004).

Por otra parte, la documentación de Itasca (2014) menciona que al analizar el comportamiento plástico de los modelos, se puede determinar el mecanismo responsable de la falla de bloques de la ladera; para esto, se debe encontrar un patrón continuo de zonas que hayan superado el límite plástico alcanzando el esfuerzo de fluencia (*yield strength*), y estén supeditados a un régimen plástico, es decir, que hayan plastificado y superado el límite de fluencia. Se debe tener cuidado con las zonas que hayan estado a punto de fallar en el pasado, pero por una redistribución de stress en el transcurso del modelo, no alcanzaron a superar el esfuerzo de fluencia.

Luego, para determinar el deslizamiento y la superficie de falla, se usarán criterios de curvas de nivel de desplazamiento horizontal, desplazamiento límite que puede acomodar la ladera y comportamiento plástico del modelo.

4.3.2.2.- Señal A1

4.3.2.2.1.- Desplazamientos

El modelo M3 con input sísmico de la señal A1 tuvo un rango de magnitud de vectores desplazamientos desde 0,274 [m] hasta 3,019 [m], los cuales se distribuyen en un arreglo sub horizontal con orientación negativa, los que alcanzan mayor magnitud en la cabecera (Figura 66). El rango de curvas de nivel oscila entre -2,4 [m] y -0,4 [m], también con una tendencia a generar un arreglo de capas horizontales, con valores de mayor magnitud hacia la cabecera (Figura 67 y Figura 68). Los desplazamientos de los puntos de control, para el caso horizontal, están entre -2,25 [m] y 0 [m], mientras que para el caso vertical están entre 0 [m] y 1,3 [m].

A partir de los anterior, se observa una tendencia de concentrar mayores desplazamientos en la cabecera de la ladera, a alturas mayores de 600 [m] donde se alcanzan los máximos de desplazamiento horizontal con -2,4 y -2,25 [m], y el máximo vertical de 1,3 [m]. Adicionalmente, en la zona media del modelo, existe una incipiente formación de desplazamientos horizontales mayores, en torno a 1 [m] (Figura 67 y Figura 68). La componente horizontal domina por sobre la componente vertical de movimiento, donde ambos siguen la dirección del deslizamiento.

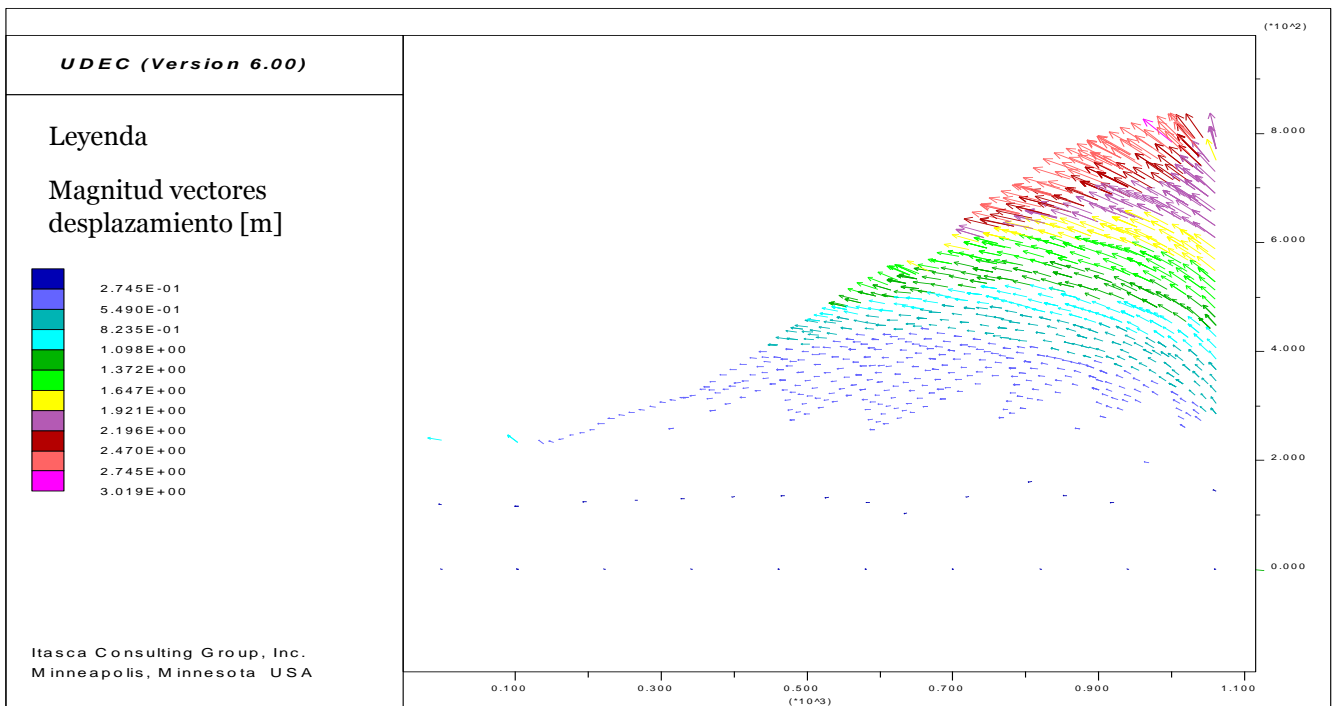


Figura 66.- Vectores desplazamiento del modelo M3 con input sísmico dado por la señal A1.

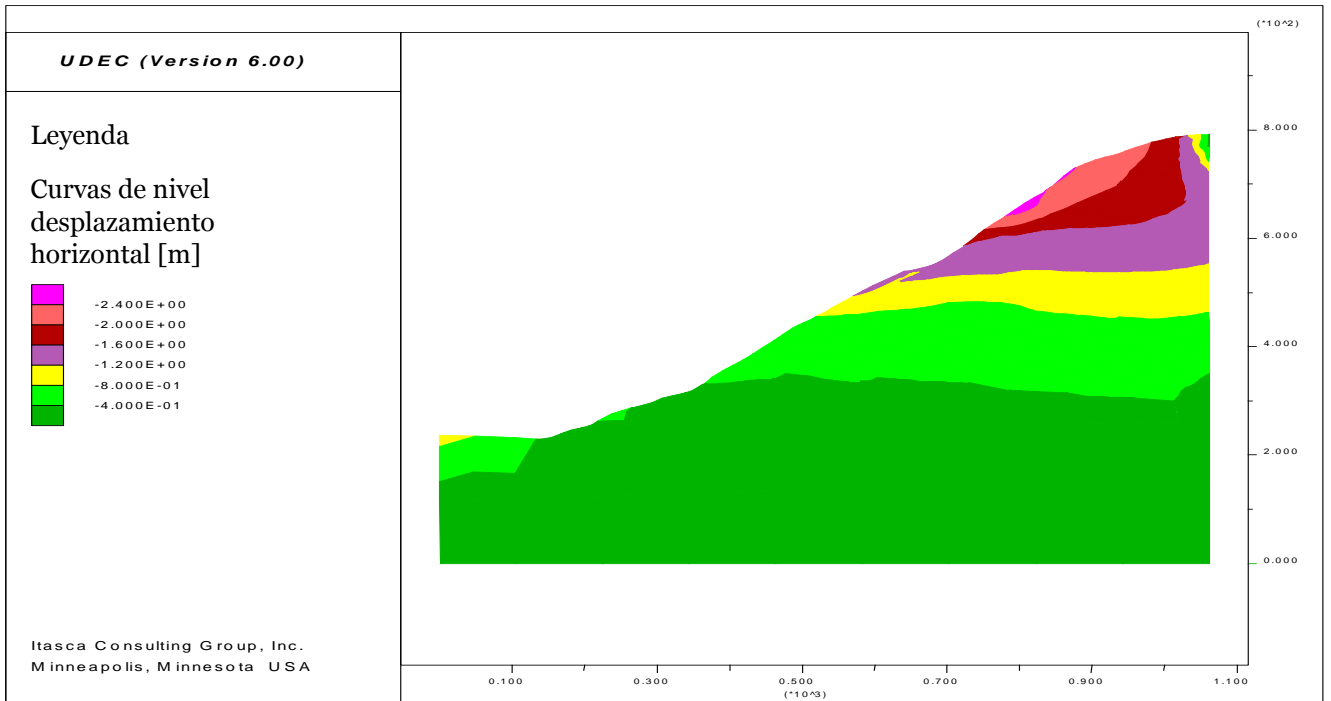


Figura 67.- Curvas de nivel de desplazamientos horizontales del modelo M3 con input sísmico dado por la señal A1.

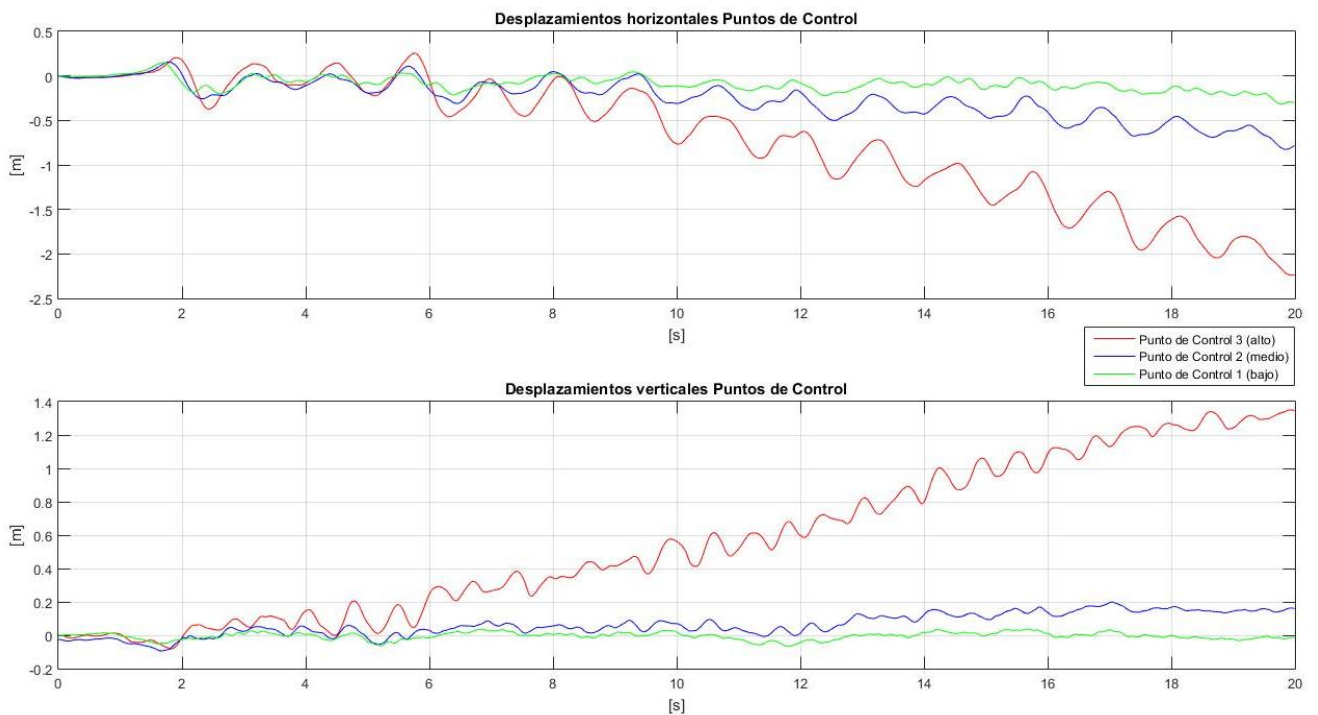


Figura 68.- Desplazamientos de los puntos de control del modelo M3 con input sísmico dado por la señal A1.

De las Figuras 66 y 67 se puede observar que tanto la componente horizontal como vertical del punto de control 3 (superior) es aquella que presenta mayor

movimiento, con máximos de -2,25 [m] horizontal y 1,3 [m] vertical (Figura 68). Esto se condice con el gran contraste entre los desplazamientos en las zonas superiores e inferiores. Luego, se puede indicar que gran parte del movimiento está concentrado exclusivamente en la cabecera del modelo, con componente vertical positiva importante y casi nulo movimiento en el pie del talud. En el punto de control 2 se aprecia un leve movimiento por sobre el punto de control 1, que manifiesta el incipiente desplazamiento de una zona segmentada por la zona de falla denominada HFZ.

4.3.2.2.2.- Aceleraciones

Las amplificaciones horizontales fueron relativamente homogéneas a lo largo de la superficie de la ladera, con una disminución más marcada en el pie del talud (punto inferior). La Intensidad de Arias en la componente horizontal domina el registro en comparación con la componente vertical, y posee su máximo en la cabecera (punto de control 3) (Tabla 23). Tal como se puede observar en la Figura 69, las aceleraciones horizontales respondieron a menos del doble del valor original del registro, lo cual está por debajo del valor de amplificación dado por Jibson et al. (1987), el cual establece una amplificación de aproximadamente 2,5 veces el valor original (Tabla 24).

Por su parte, como se ve en la Figura 70, los registros de aceleración verticales, tienen una anomalía en el punto de control 3, ya que aquí se manifiesta la mayor amplificación de todo el modelo M3 con la señal A1, contando con un PGA de 1,2, lo cual es casi 4 veces el registro original (Tabla 23). Mientras que la Intensidad de Arias en vertical en general es menor que la horizontal, pero su valor máximo es de similar valor al de la componente horizontal, también alcanzado en la cabecera del modelo.

Tabla 23.- Intensidad de Arias calculada en los puntos de control para el modelo M3 con input sísmico dado por la señal A1.

		Intensidad de Arias [m/s]			
Señal	Componente	Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
A1	Horizontal	6,228	27,8	26,9	47,8
	Vertical	2,083	11,6	15	45,7

Tabla 24.- PGA medidos en los puntos de control para el modelo M3 con input sísmico dado por la señal A1.

		PGA [g]			
Señal	Componente	Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
A1	Horizontal	0,6	0,71	0,96	0,99
	Vertical	0,3	0,5	1,1	1,2

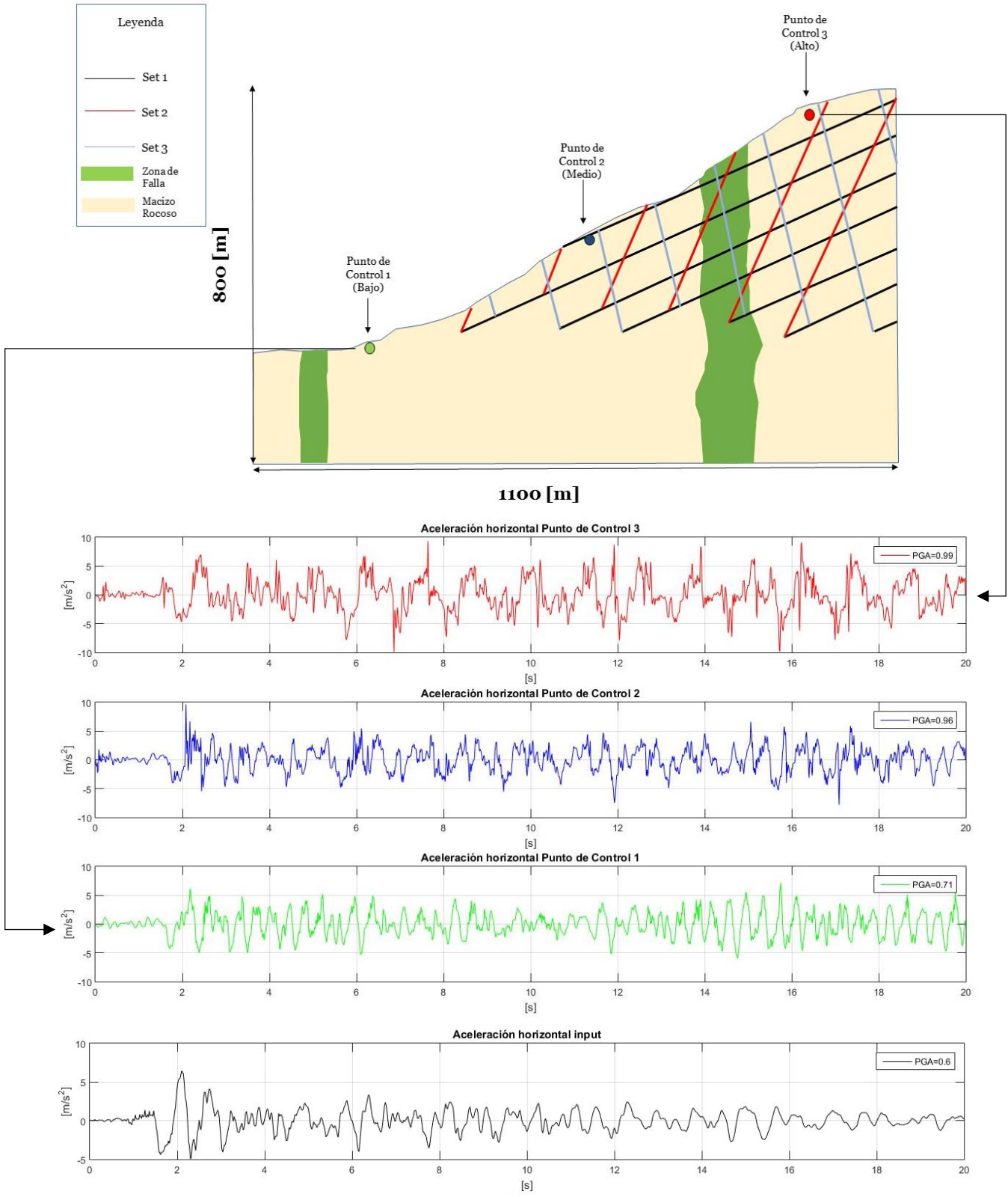


Figura 69.- Esquemización del registro de aceleración horizontal de los puntos de control en el modelo M3 con input sísmico dado por la señal A1.

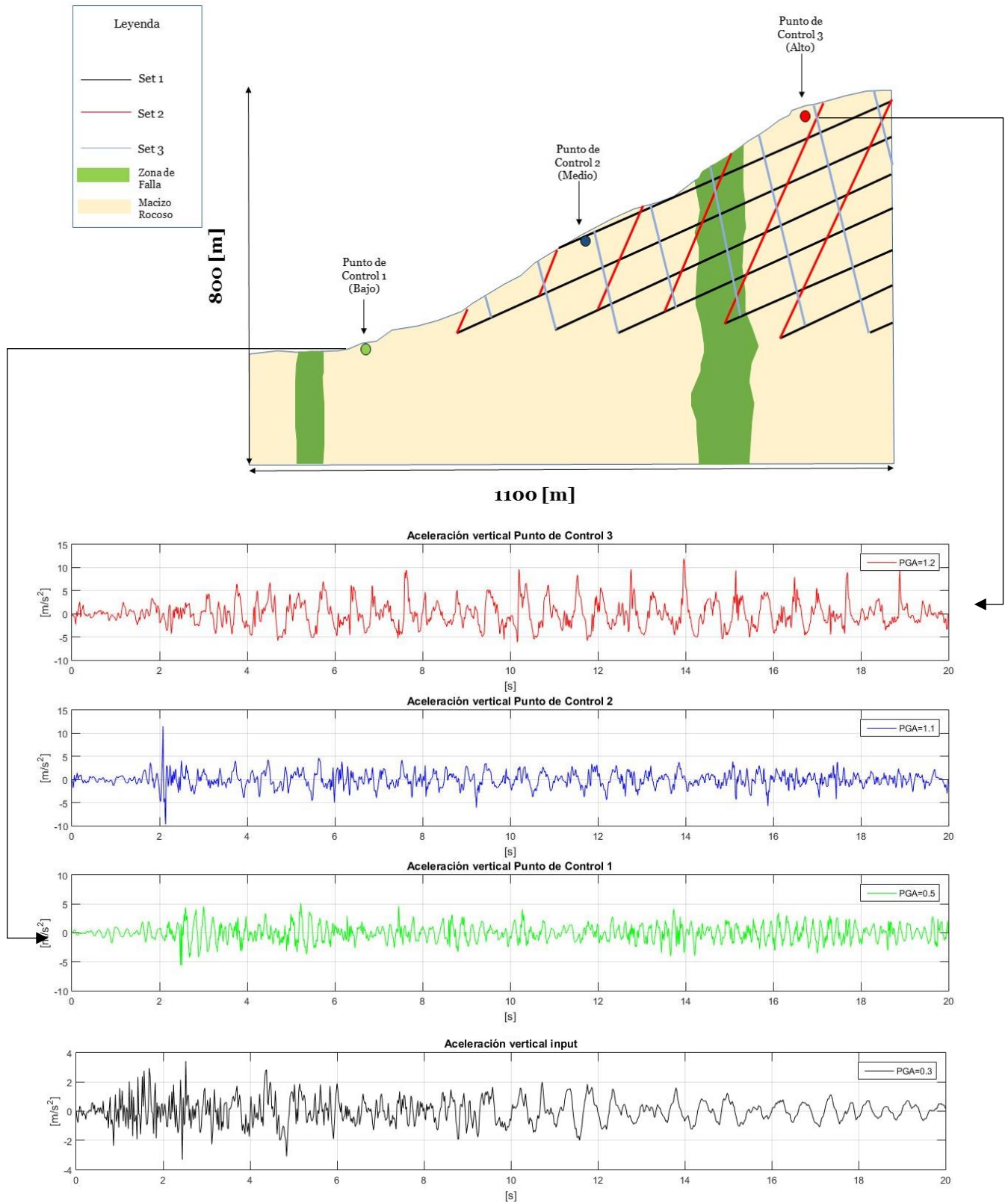


Figura 70.- Esquematización del registro de aceleración vertical de los puntos de control en el modelo M3 con input sísmico dado por la señal A1.

Adicionalmente, al igual que en los análisis previos se entregan los resúmenes con los PGV medidos para cada punto de control en el modelo bajo la señal A1. Tanto para la componente horizontal como para la vertical el valor máximo estuvo en la cabecera del modelo o en el punto de control 3 con 219,2 [cm/s] y 112,2 [cm/s] respectivamente (Tabla 25). Mientras que el valor mínimo para ambas componentes está en el punto de control 1, es decir, en el pie de la ladera, por lo que hay una relación directa entre el PGV y la altura de cada punto de control.

Tabla 25.- Resumen PGV medidos en los puntos de control según cada modelo. Se adjunta PGV del input.

Señal	Componente	PGV [cm/s]			
		Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
A1	Horizontal	82	94,7	140,7	219,2
	Vertical	23,5	37,1	52,3	112,2

4.3.2.2.3.- Superficie de falla

El comportamiento plástico observado en la Figura 71, se manifiesta en dos zonas: superficies que superan el esfuerzo de fluencia, y por tanto superan el límite plástico (“*at yield surface **”), y superficies que no alcanzaron a superar el esfuerzo de fluencia, debido a un reacomodo del stress en algún punto del cómputo (“*yielded in past x*”)

La Figura 71 indica que hubo una plastificación en zonas medias y superiores (Figura 72). En esta zonificación se aprecia que el mayor daño que recibió el talud está en la parte media, donde se generó una zona continua y profunda que superó el esfuerzo de fluencia, pero que no tuvo continuidad tal que pudiese producir una superficie de deslizamiento. Asimismo, en la zona superior no se produjo ningún mecanismo de falla concreto, todos los estadios parecen estar en transición hacia un fallamiento. Esto, sin embargo, indica que podrían existir deslizamientos menores en la parte superior, que casi se podrían considerar despreciables, pero podrían aumentar y agruparse.

Luego, la deformación del modelo no representa un deslizamiento de roca en la ladera, pero sí un daño estructural en el pie de la misma, que en conjunto a daños en la cabecera produciría el inicio de varios mecanismos de falla, que se distribuyen en dos zonas particulares.

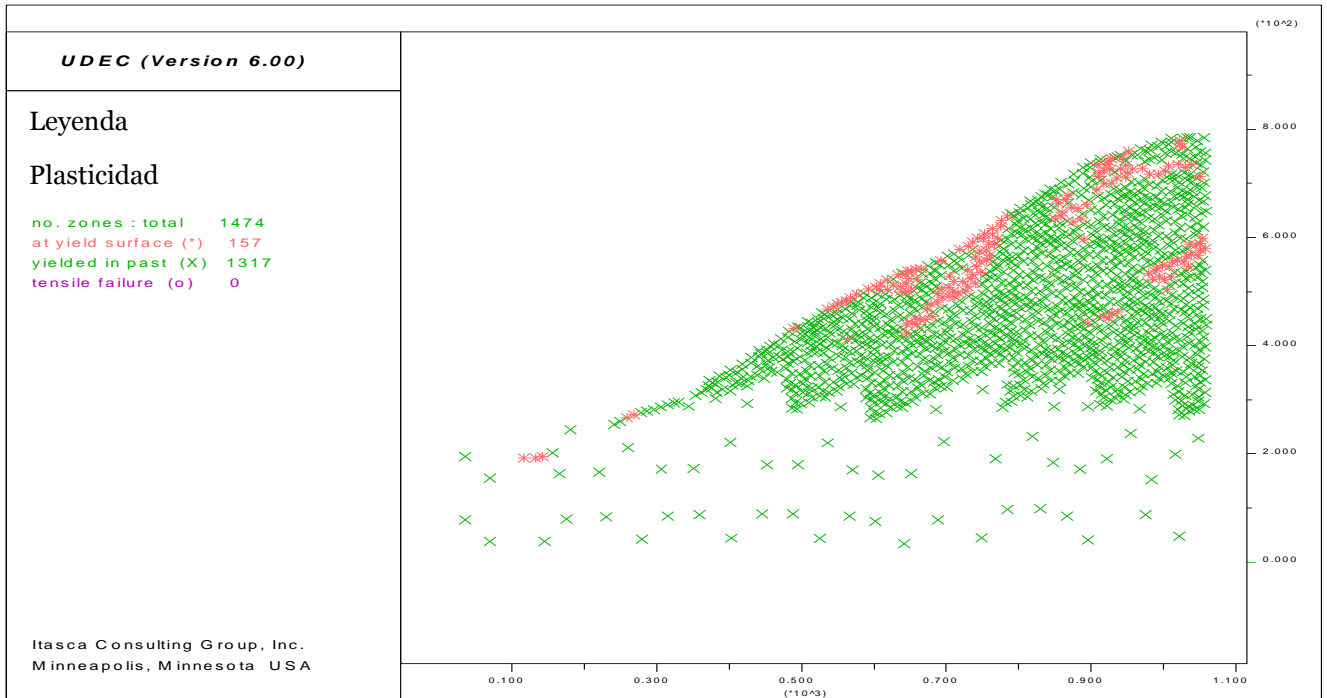


Figura 71.- Comportamiento plástico del modelo M3 con input sísmico dado por la señal A1. Zonas verdes son aquellas que no alcanzaron a pasar el límite plástico. Zonas rosadas sobrepasaron el límite plástico.

4.3.2.3.- Señal A2

4.3.2.3.1.- Desplazamientos

El modelo M3 con input sísmico dado por la señal A2, tuvo un rango de magnitud de vectores desplazamientos desde 0,308 [m] hasta 3,390 [m], los cuales se distribuyen en un arreglo con orientación negativa, que parecieran tener una tendencia a rotar en torno a circunferencias concéntricas de distintos radios cuyo origen se concentra hacia el extremo inferior derecho (Figura 72). El rango de curvas de nivel oscila entre -2,5 [m] y 0 [m], con tendencia a generar un arreglo de capas horizontales, con valores de mayor magnitud hacia la cabecera (Figura 73). Los desplazamientos de los puntos de control, para el caso horizontal están entre -2,25 [m] y -0,8 [m], mientras que para el caso vertical están entre -2,5 [m] y 0.1 [m] (Figura 74).

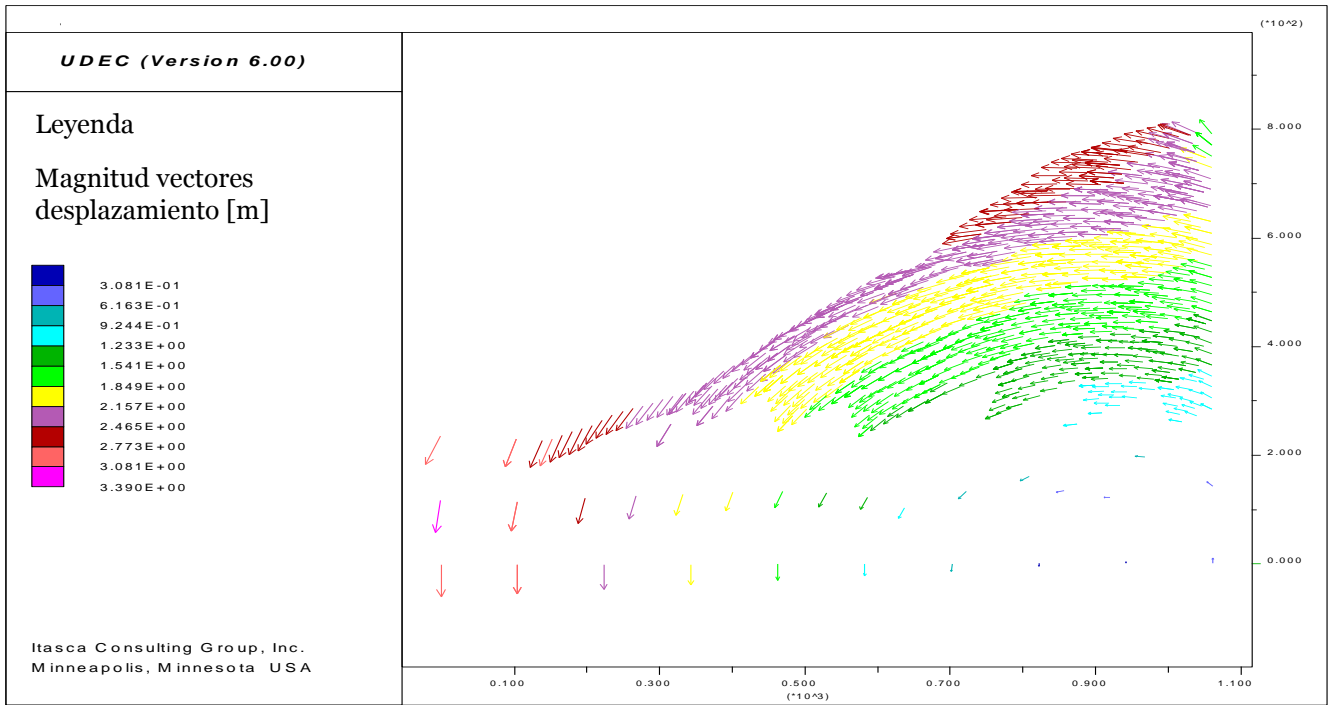


Figura 72.- Vectores desplazamiento del modelo M3 con input sísmico dado por la señal A2.

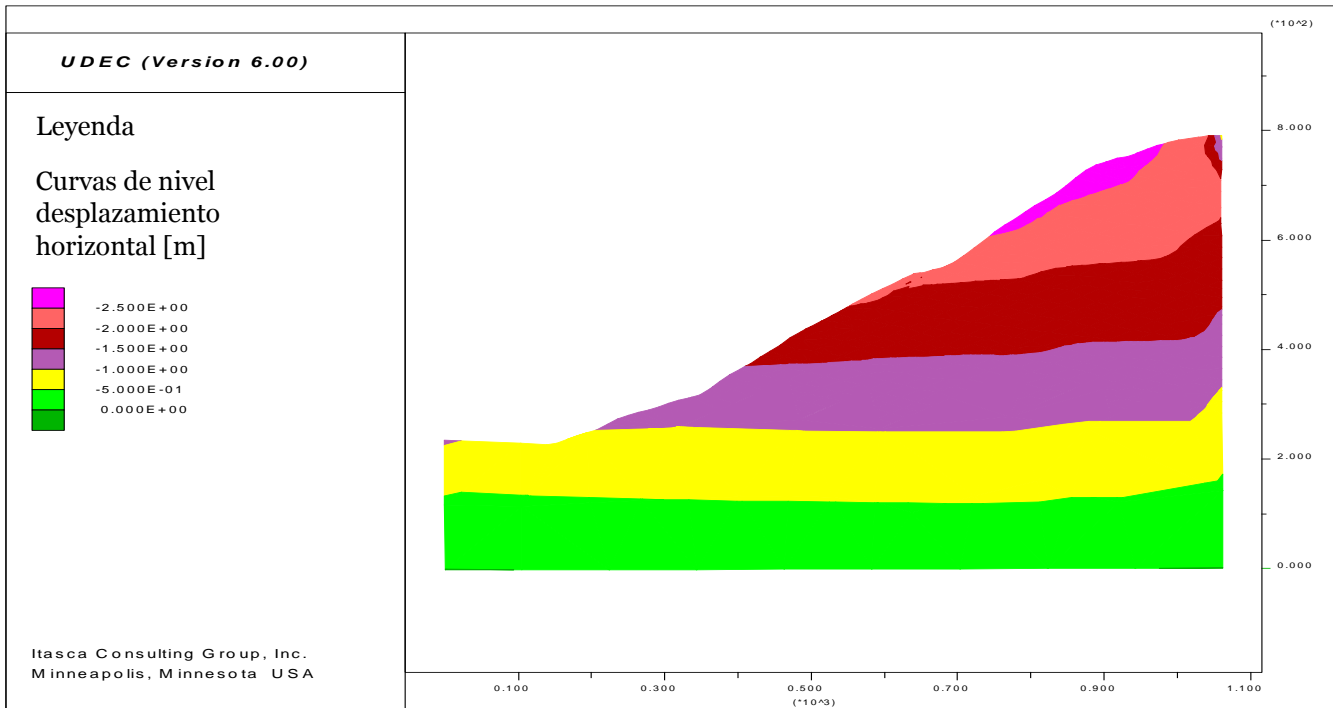


Figura 73.- Curvas de nivel de desplazamientos horizontales del modelo M3 con input sísmico dado por la señal A2.

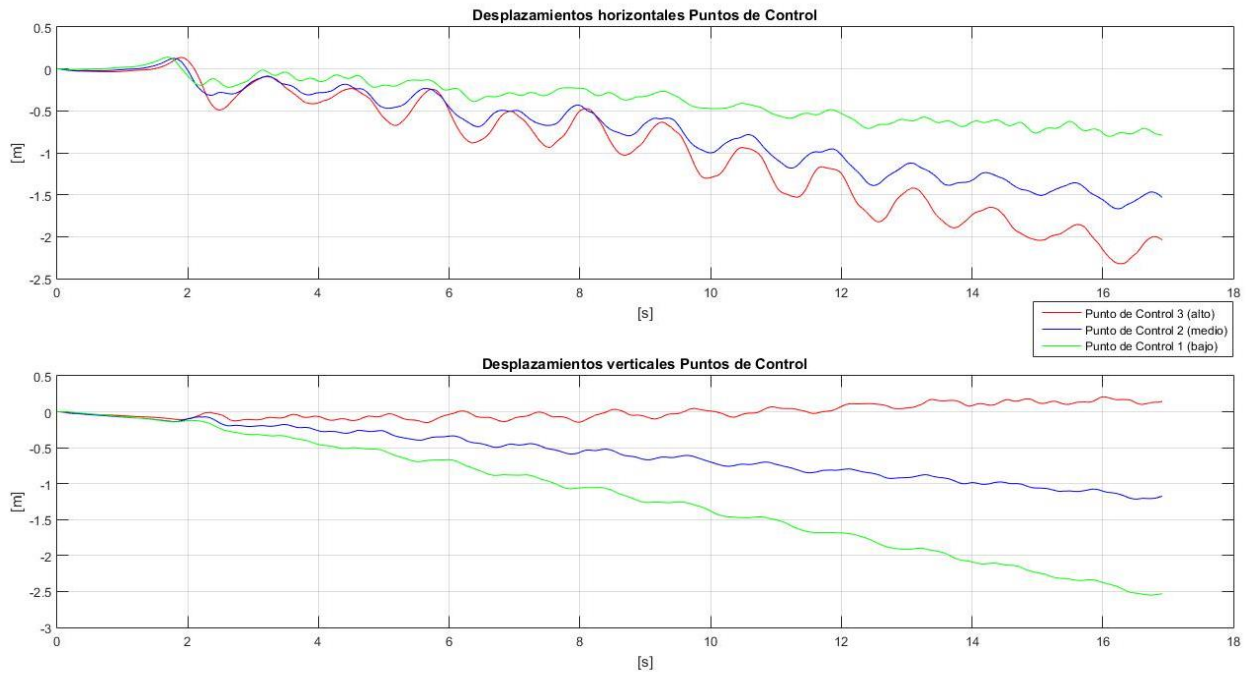


Figura 74.- Desplazamientos de los puntos de control del modelo M3 con input sísmico dado por la señal A2.

En la Figura 74 se aprecia que, en la cabecera del modelo, hay un mayor desplazamiento en la horizontal de un valor de $-2,25$ [m], mientras que en la componente vertical casi no hay movimiento ($0,1$ [m]). Esto contrasta con lo que ocurre en el pie del talud, donde el punto de control 1 tiene un mayor desplazamiento en la componente vertical ($-2,5$ [m]), mientras que en la otra componente hay poco movimiento del orden de $-0,8$ [m]. En este caso tampoco se supera el acomodo límite de 3 [m].

4.3.2.3.2.- Aceleraciones

El modelo M3 con la señal A2 tiene aceleraciones mayores en la componente horizontal del registro de los puntos de control (Tabla 27). La Intensidad de Arias en la componente horizontal es mayor respecto a la componente vertical, y su valor máximo está ubicado en la cabecera del talud, específicamente en el punto de control 3 (Tabla 26). También existe una respuesta a una amplificación de aceleración homogénea de menos de la mitad en la componente horizontal (Figura 75). Destaca el hecho que el punto de control 2 alcance un valor mayor de PGA horizontal (Tabla 27).

La aceleración vertical, por su parte, presenta valores que rondan entre los $0,4$ [g] y $0,6$ [g], donde se puede apreciar que aun cuando sólo se consideró la componente horizontal como input dinámico, existe un registro de aceleración producido por el sacudimiento en ambas direcciones del modelo (Figura 76 y Tabla 27). Las Intensidades de Arias generadas producto de la vibración que experimentó

el modelo en aquella componente dan cuenta que aun cuando no existe input en esa dirección hay un sacudimiento referencial (Tabla 26).

Tabla 26.- Intensidad de Arias calculada en los puntos de control para el modelo M3 con input sísmico dado por la señal A2.

		Intensidad de Arias [m/s]			
Señal	Componente	Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
A2	Horizontal	6,228	23,3	20,9	34,9
	Vertical	0	2,9	6,9	12,7

Tabla 27.- PGA medido en los puntos de control para el modelo M3 con input sísmico dado por la señal A2.

		PGA [g]			
Señal	Componente	Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
A2	Horizontal	0,6	0,6	0,9	0,7
	Vertical	0	0,5	0,48	0,39

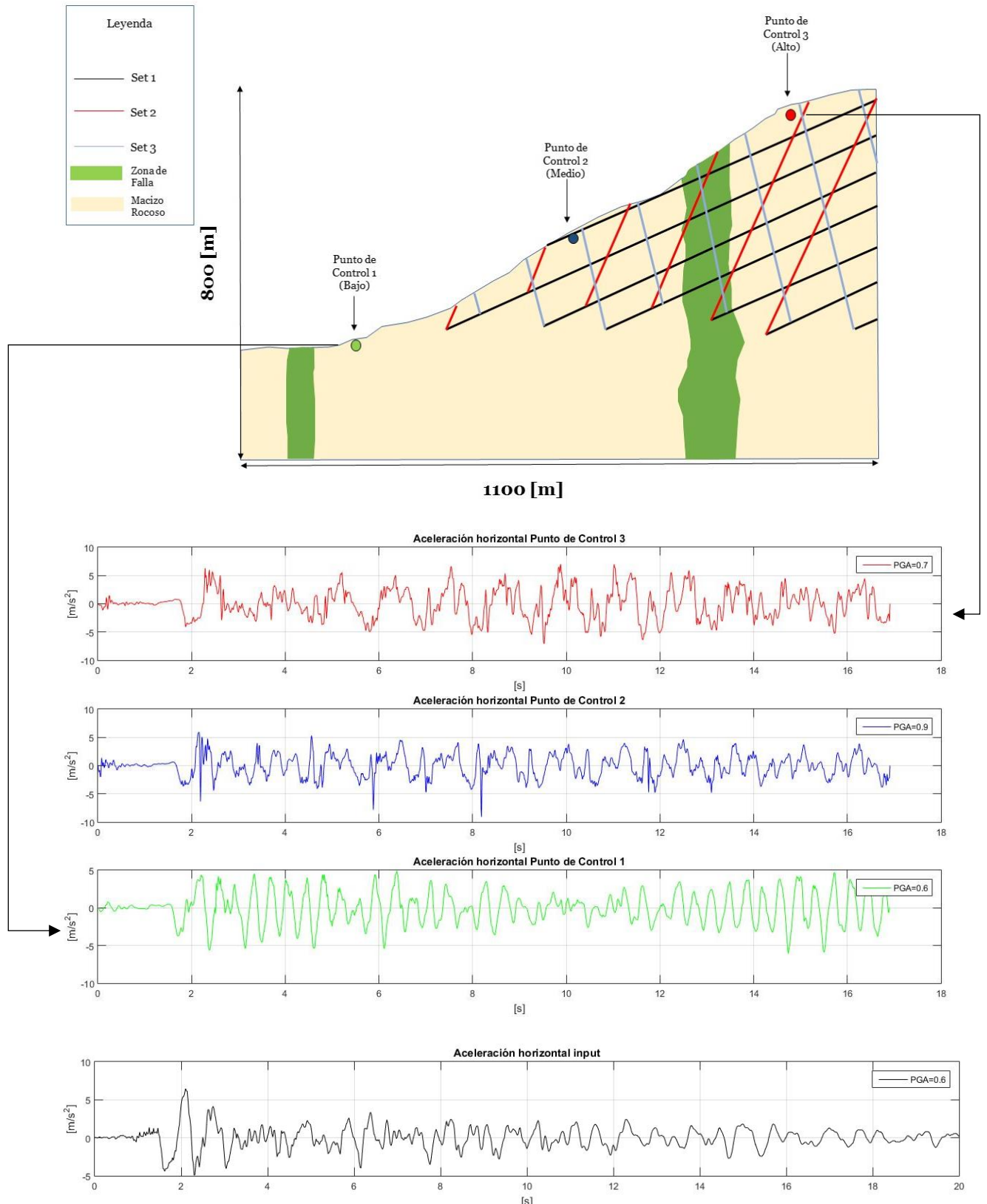


Figura 75.- Esquematización del registro de aceleración horizontal de los puntos de control en el modelo M3 con input sísmico dado por la señal A2.

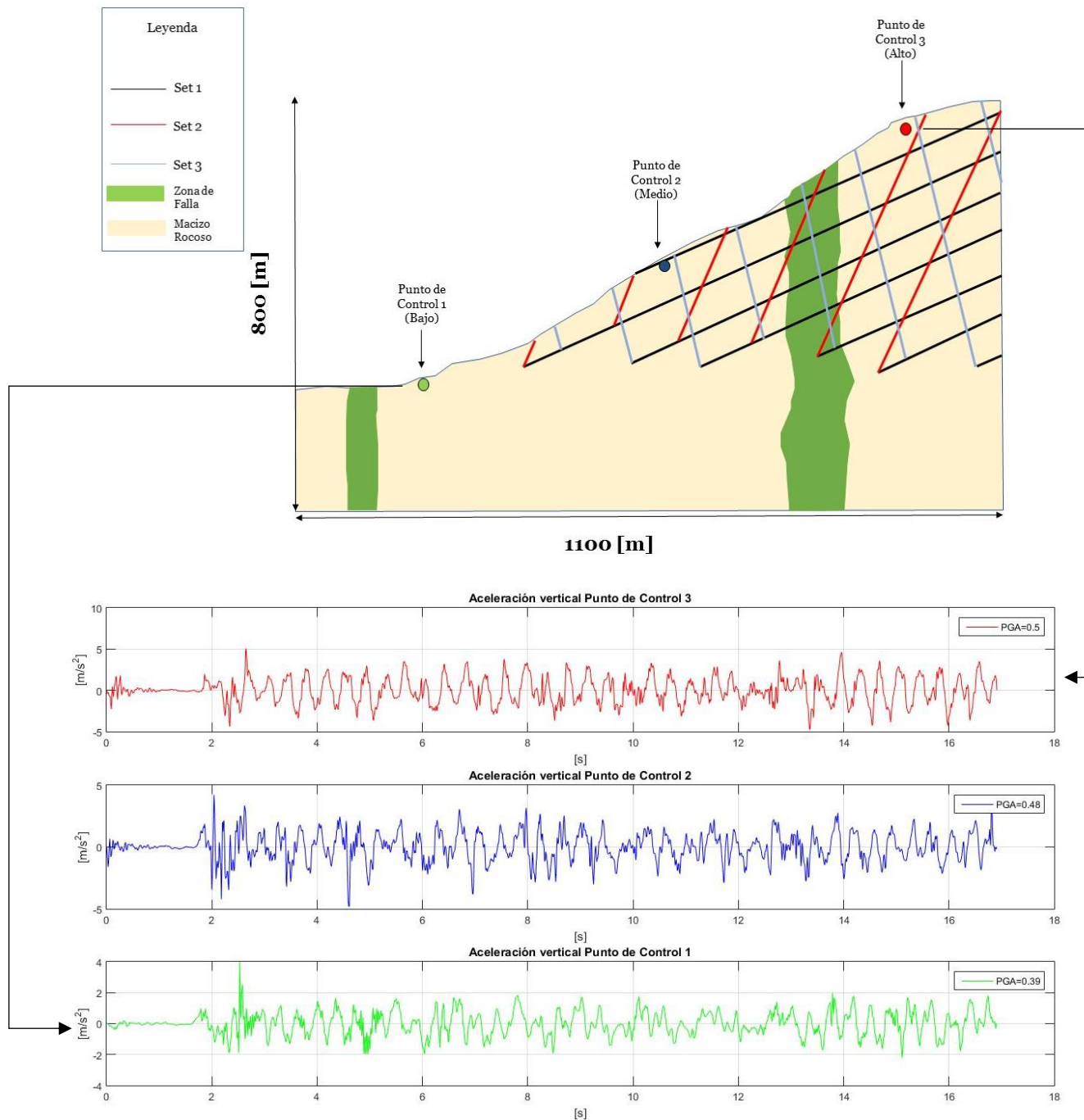


Figura 76.- Esquematización del registro de aceleración vertical de los puntos de control en el modelo M3 con input sísmico dado por la señal A2 (Input vertical es cero).

Se entregan los resúmenes con los PGV medidos para cada punto de control en el modelo bajo la señal A2. Al igual que en la señal anterior, tanto para la componente horizontal como para la vertical el valor máximo estuvo en la cabecera del modelo o en el punto de control 3 con 184,8 [cm/s] y 59,4 [cm/s] respectivamente (Tabla 28). Mientras que el valor mínimo para ambas componentes está en el punto de control 1. También se puede identificar una relación directa entre el PGV y la altura de cada punto de control, donde hay un crecimiento del PGV desde el pie del talud a la cabecera. Como se observó con el PGA y la Intensidad de Arias, si bien no hubo input sísmico en el componente vertical, igual se generó un registro en los puntos de control, lo cual podría indicar una velocidad máxima base con respecto al input (Tabla 28).

Tabla 28.- Resumen PGV medidos en los puntos de control según cada modelo. Se adjunta PGV del input.

Señal	Componente	PGV [cm/s]			
		Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
A2	Horizontal	82	96,3	142,5	184,8
	Vertical	0	48,5	56,4	59,4

4.3.2.3.3.- Superficie de falla

De forma similar al caso anterior, se puede observar la generación de 5 zonas con plastificación cercana a superficie, en las cuales no hay un patrón que permita determinar un mecanismo de falla concreto considerando también los desplazamientos a los que estuvo supedito el modelo bajo la señal A2. En particular, la zona del pie del talud posee una zonificación que comprende un área mucho mayor al resto, contando con un comportamiento plástico que tiene una profundidad mayor (Figura 77).

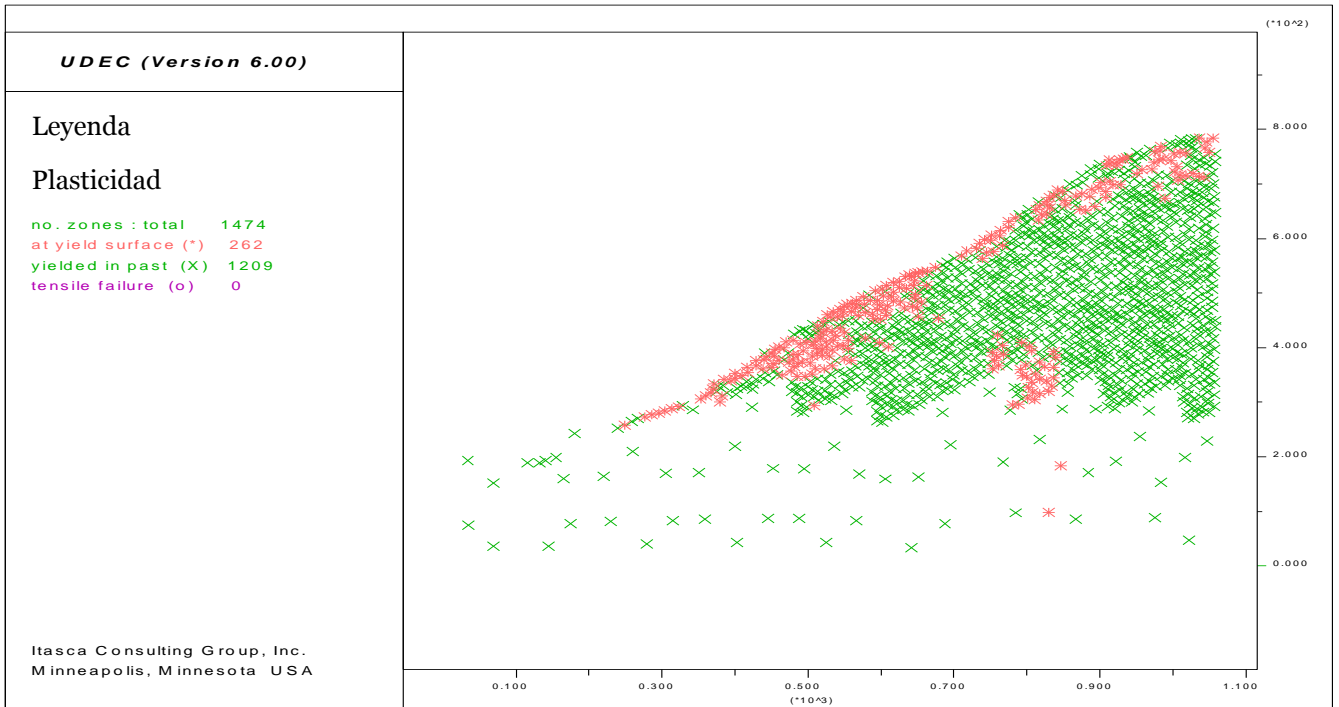


Figura 77.- Comportamiento plástico Modelo A2. Zonas verdes son aquellas que no alcanzaron a pasar el límite plástico. Zonas rosadas sobrepasaron el límite plástico.

4.3.2.4.- Señal B

4.3.2.4.1.- Desplazamientos

El modelo M3 bajo la señal B, tuvo un rango de magnitud de vectores desplazamientos desde 0,969 [m] hasta 10,670 [m], los cuales poseen una orientación preferente horizontal, y por tanto negativa, adicionalmente se evidencia una segmentación mucho mayor entre dos zonas que concentran mayor magnitud de desplazamientos, separadas en la abscisa 700 [m] aproximadamente (Figura 78). El rango de curvas de nivel oscila entre -8 [m] y -10 [m], con tendencia a generar un arreglo de capas horizontales, pero inclinadas en el sentido negativo de la vertical (Figura 79). Los desplazamientos de los puntos de control, para el caso horizontal están entre -3 [m] y -9 [m], mientras que para el caso vertical están entre 1 [m] y 3,5 [m] (Figura 80).

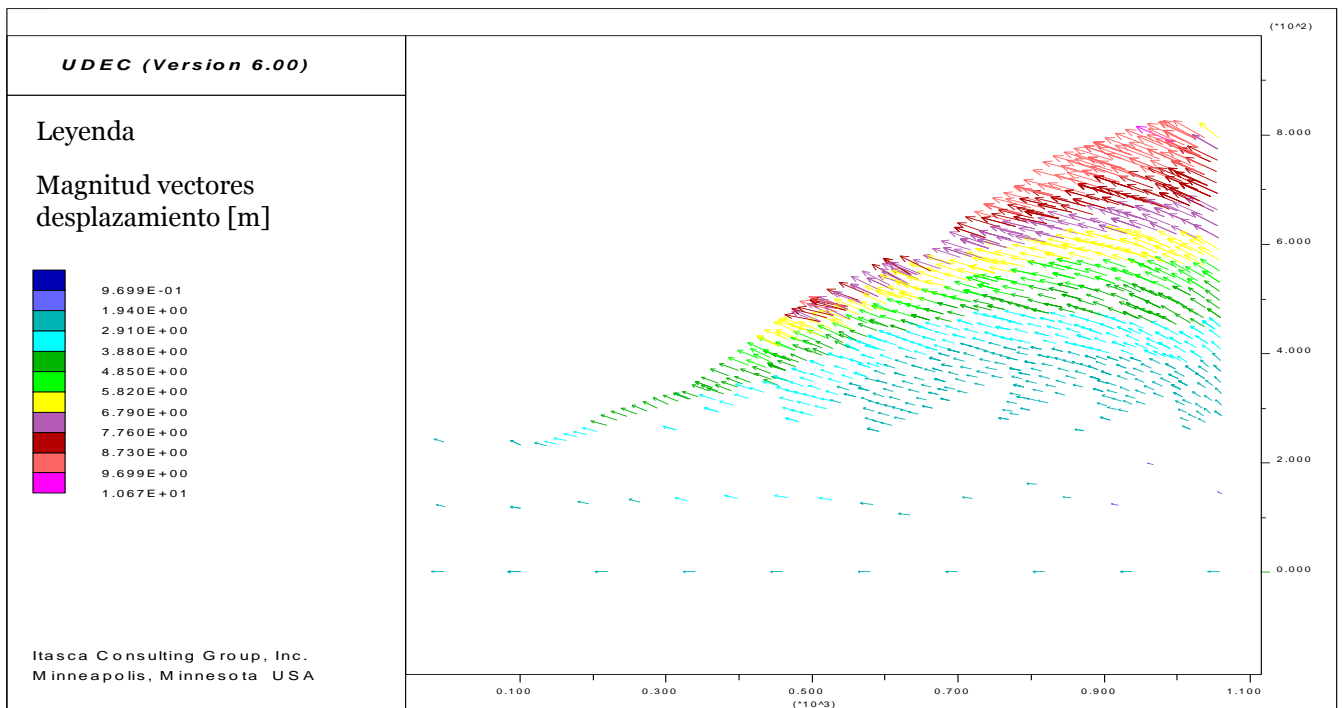


Figura 78.- Vectores desplazamiento del modelo M3 con input sísmico dado por la señal B.

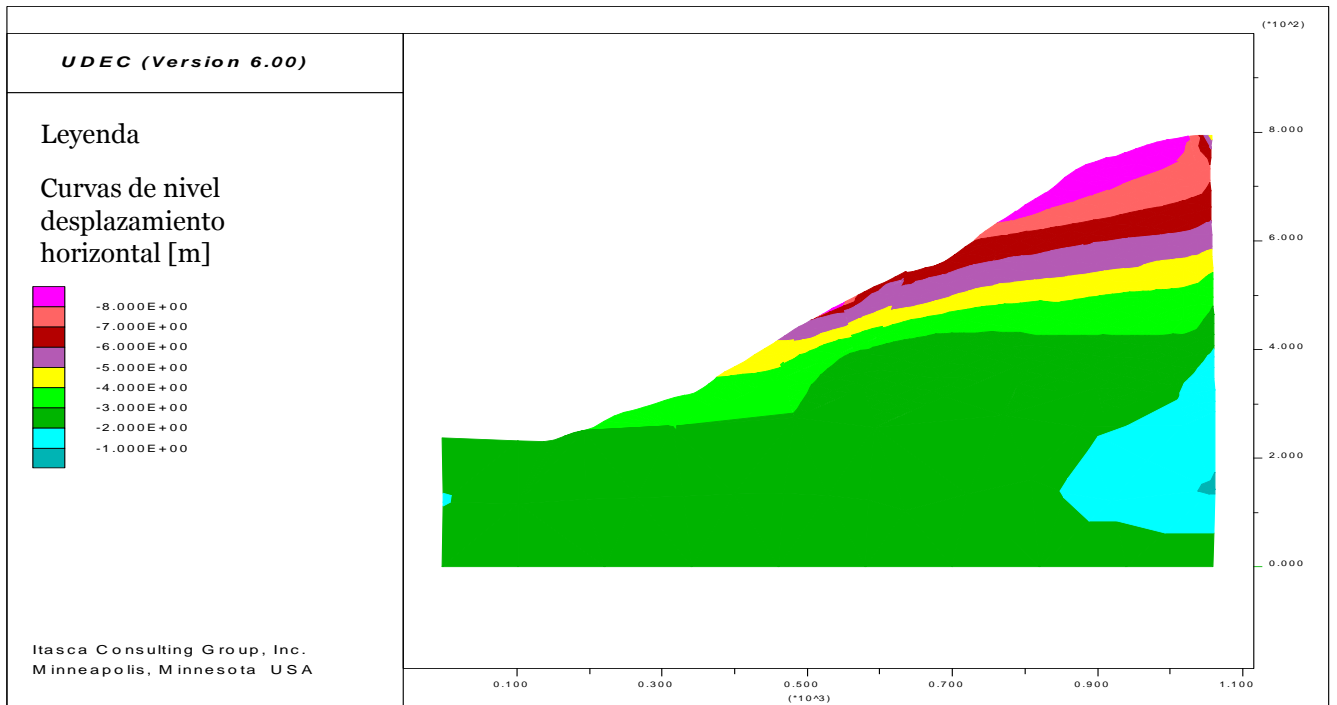


Figura 79.- Curvas de nivel de desplazamientos horizontales del modelo M3 con input sísmico dado por la señal B.

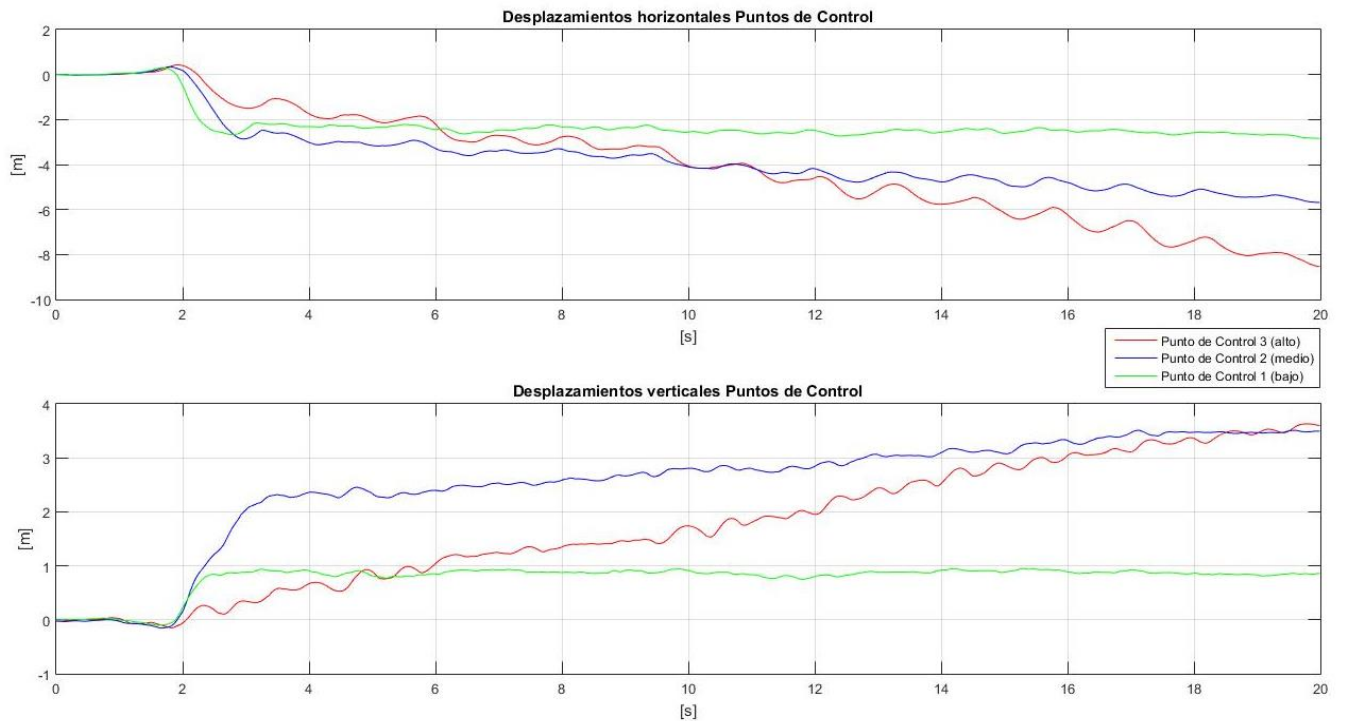


Figura 80.- Desplazamientos de los puntos de control del modelo M3 con input sísmico dado por la señal B.

La componente horizontal del punto de control 1 posee una zona de desplazamiento estático, donde luego de estar sujeto al terremoto quedó con una deformación permanente, manifestado en la pendiente nula (Figura 80). Esto se interpretó como un punto que no se desprendió desde la ladera, sino que logró acomodar una cantidad de movimiento horizontal dado por 3 [m]. Esta magnitud es sumamente relevante, ya que se usó como criterio para indicar si existió o no desprendimiento, y potencialmente, deslizamiento de roca desde el macizo. Murphy et al. (2004), mediante un análisis probabilístico de Newmark estableció que, para deslizamientos profundos, era posible que existiese un acomodo de hasta 3 [m], por lo que bajo esta mirada tendría sentido contar con un desplazamiento estático, o un acomodo límite de 3 [m] en el modelo M3, además, entregaría una herramienta de desplazamiento límite calibrada para este tipo de deslizamientos particulares. Ahora bien, asumiendo que el análisis de Newmark podría subestimar el desplazamiento crítico que tendría el deslizamiento para existir falla (Gischig et al., 2015), es que este acomodo podría ser mayor. En tanto, la componente vertical del punto de control 1, indica un comportamiento parecido al horizontal, pero que se distribuye en el sentido positivo del eje (Figura 80). Esta similitud con la componente horizontal se manifiesta en que, para este caso, también existe un acomodo estático de aproximadamente 1 [m].

El punto de control 2, en su componente horizontal, fue interpretado como una zona que sufrió desprendimiento desde la ladera, o sea formó parte del deslizamiento de roca. El hecho de presentar un crecimiento de su curva distinto al punto 1, indica que no acomodó el movimiento, sino que se desprendió y continuó con la deformación, llegando a un desplazamiento de casi 6 [m], el cual todavía se encontraba en crecimiento, pero como se truncó el registro, no se tiene información de cómo continuó. Por su parte, la componente vertical del Punto 2, es la que en el comienzo de su registro alcanza rápidamente un valor máximo de un poco más de 2 [m]. Posteriormente, su crecimiento se ve con una pendiente más atenuada que lo hace llegar finalmente a 4 [m] aproximadamente, lo cual podría aumentar o estabilizarse, pero al no tener dato de aquello, se puede sólo teorizar que dicho movimiento aumentará debido a la falla de dicho punto.

El punto de control 3, tanto en la componente horizontal como en la vertical, experimenta los mayores desplazamientos de los puntos de control. En la componente horizontal no llega a un desplazamiento estático o permanente, sino que alcanza hasta el fin del registro unos 8 [m] (Figura 80).

Los valores positivos de los desplazamientos verticales podrían estar relacionados con el input vertical, el cual produciría una variación volumétrica positiva, lo que podría estar actuando junto a la apertura de las juntas, tanto de los sets de discontinuidades como las nuevas juntas formadas por la señal sísmica, en incorporar momentum vertical a los bloques de la superficie del modelo. Adicionalmente un rebote de las ondas verticales podría contribuir a este fenómeno.

4.3.2.4.2.- Aceleraciones

Los valores de Intensidad de Arias que se presentan en la Tabla 29, muestran que también existe una diferencia considerable entre valores horizontales y verticales. El punto de control 3 es el que concentra mayor cantidad de sacudimiento.

Existe amplificación con respecto al input sísmico de la base, que se manifiesta en PGA de casi el doble en el caso horizontal, y a más del doble en el caso vertical (Tabla 30 y Figuras 81 y 82). Este valor de amplificación en los máximos con respecto a la base, estaría dentro de los márgenes esperados, con peaks de aceleración de la cabecera con respecto al pie de la ladera de 2,5 veces aproximadamente (Jibson et al., 1987). También existe una amplificación casi homogénea en toda la superficie, con una diferencia menor entre los PGA de los puntos de control. El mayor PGA se registra en la componente horizontal del punto de control 2, en la zona media del modelo.

Tabla 29.- Intensidad de Arias calculada en los puntos de control para el modelo M3 con input sísmico dado por la señal B.

		Intensidad de Arias [m/s]			
Señal	Componente	Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
B	Horizontal	24,914	75,1	81	87,8
	Vertical	8,333	28,4	53,4	71,5

Tabla 30.- PGA medido en los puntos de control para el modelo M3 con input sísmico dado por la señal B.

		PGA [g]			
Señal	Componente	Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
B	Horizontal	1,2	2,2	2,4	2,3
	Vertical	0,6	1,1	1,5	1,7

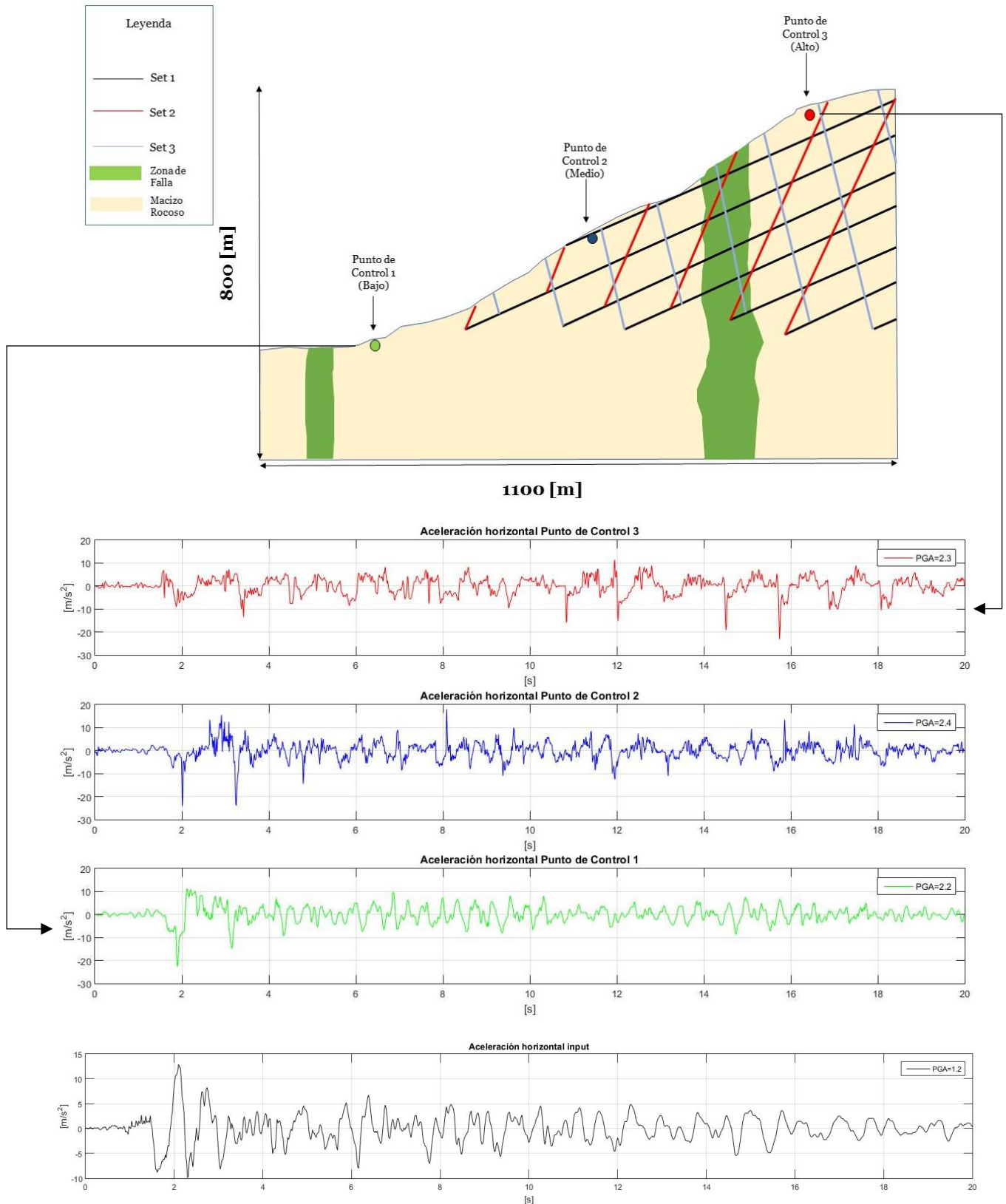


Figura 81.- Esquemática del registro de aceleración horizontal de los puntos de control en el modelo M3 con input sísmico dado por la señal B.

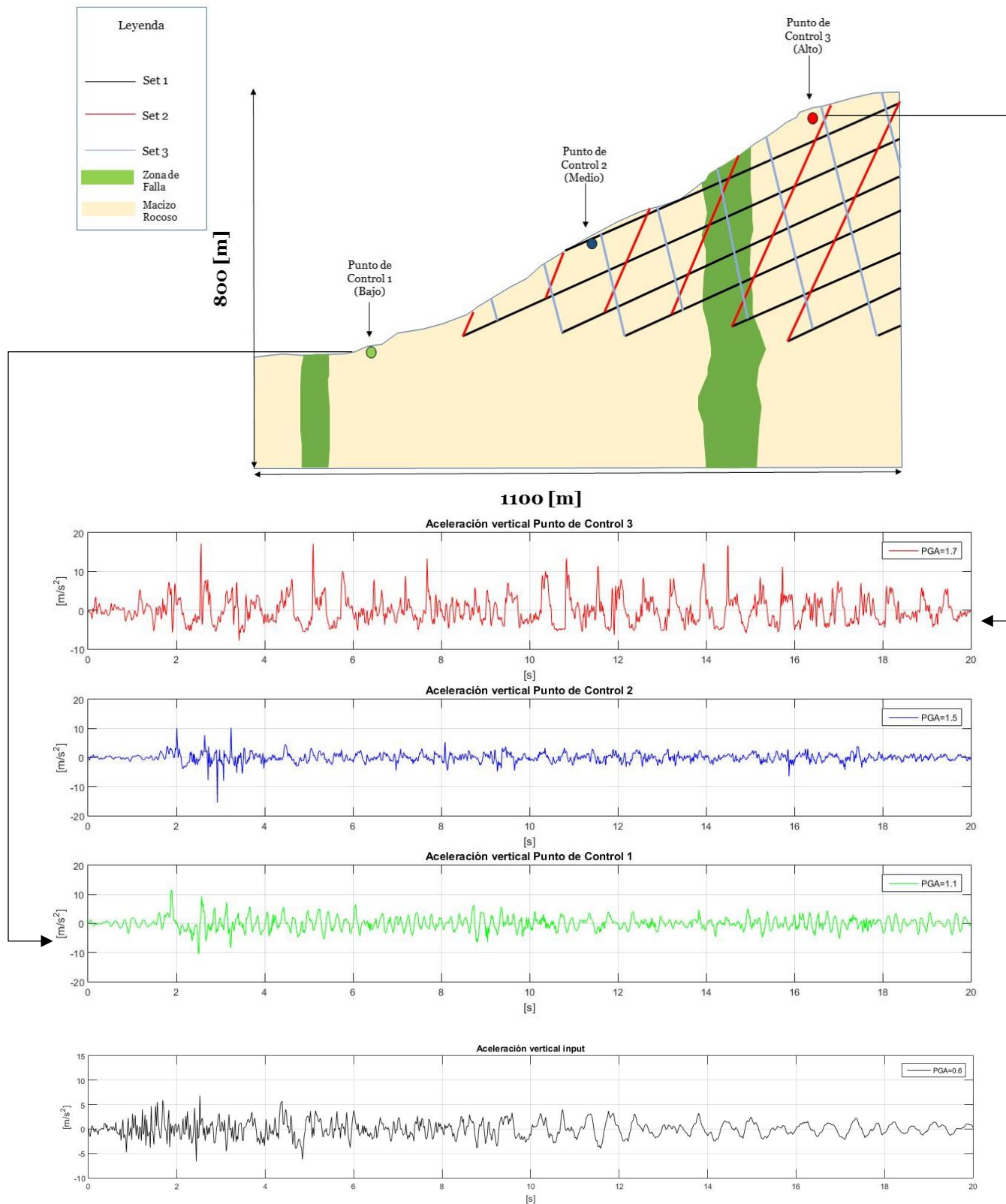


Figura 82.- Esquemización del registro de aceleración vertical de los puntos de control en el modelo M3 con input sísmico dado por la señal B.

Se entregan los resúmenes con los PGV medidos para cada punto de control en el modelo bajo la señal B (Tabla 31). En general, los PGV del modelo bajo la señal B son los de mayor envergadura con respecto a las otras señales. Pero contrario a los otros casos el máximo valor en la componente horizontal está en el punto de control 1 o en el pie de la ladera con 685,7 [cm/s], mientras que en la componente vertical este máximo PGV se da en el punto de control 2 con un valor de 332,6 [cm/s]. Correlacionando con lo observado en los PGA y en la Intensidad de Arias, no existe una relación directa entre la altura del punto de control con el valor del PGV.

Tabla 31.- Resumen PGV medidos en los puntos de control según cada modelo. Se adjunta PGV del input.

Señal	Componente	PGV [cm/s]			
		Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
B	Horizontal	164	685,7	423,3	316,9
	Vertical	47	212,5	332,6	166,3

4.3.2.4.3.- Superficie de falla

Los resultados del modelo M3 con input sísmico dado por la señal B. permiten interpretar una potencial superficie de falla ya que, al observar el comportamiento plástico de la ladera, es posible reconocer un patrón plástico continuo dividido en tres grandes sectores, donde se sobrepasó el límite plástico de forma conjunta. Esto hace que el mecanismo de falla del deslizamiento quede controlado por lo observado en la Figura 83. Los desplazamientos observados en la Figura 80, también corroboran un mecanismo de falla que se distribuye desde la zona media (500 [m] aproximadamente en el eje de la abscisa) hasta la cabecera del modelo.

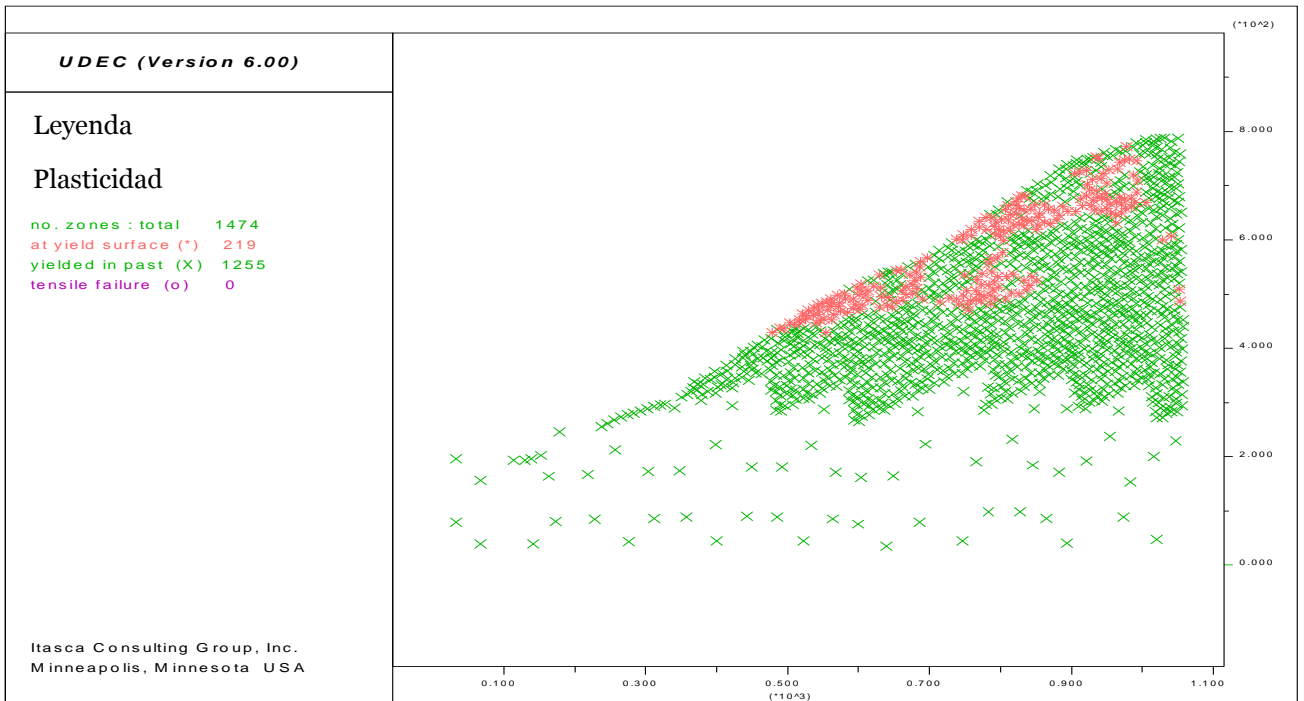


Figura 83.- Comportamiento plástico del modelo M3 con input sísmico dado por la señal B. Zonas verdes son aquellas que no alcanzaron a pasar el límite plástico. Zonas rosadas sobrepasaron el límite plástico.

4.4.- Interpretación de la morfología del deslizamiento

A partir del modelo M3 con input sísmico dado por la señal B. se puede interpretar una morfología de deslizamiento que permite reconocer tres secciones transversales: B1, B2 y B3 (Figura 84). Estas se distinguen exclusivamente por las zonaciones espaciales plásticas que se formaron en el modelo, en conjunto a los desplazamientos significativos evidenciados.

Las secciones B1 y B3 poseen una marcada anisotropía dada por una abundancia de zonas internas donde hubo plastificación, las cuales no se deben confundir con las zonas donde se produjeron las condiciones de falla, los que corresponderían a lineamientos de mismas características plásticas que generan el mecanismo. Es decir, B1 y B3 serían bloques de material con zonas que sobrepasaron el límite plástico, abandonando su estado elástico. Por su parte, la sección B2 posee un comportamiento isótropo respecto a las otras secciones, sin zonas que hayan sobrepasado el límite plástico, por lo que se puede interpretar que el material se desprendería más homogéneamente.

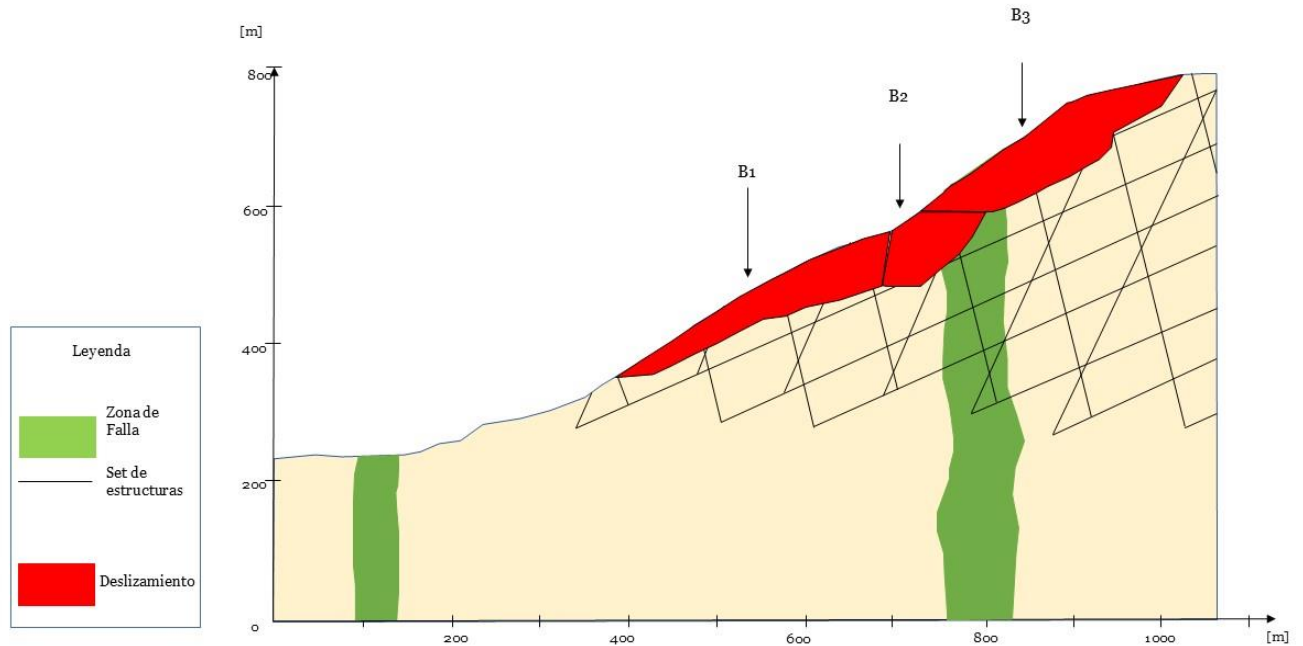


Figura 84.- Esquematización del deslizamiento de roca del modelo M3 con input sísmico dado por la señal B.

4.4.1.- Comparación entre superficie de falla y superficie actual

Para cada segmento se analizará la diferencia de profundidad que presenta la superficie de falla con la superficie actual lo que se observa en la Figura 85. La superficie de falla es aquella que corresponde al deslizamiento de roca modelado, la superficie actual es la topografía posterior al deslizamiento y los depósitos son zonas donde se ha acumulado material hasta el presente según Oppikofer et al. (2012)

El segmento B1, tal como lo indica la Figura 85, posee un valor subestimado de profundidad respecto a la superficie medida del deslizamiento, concentrado en las zonas cercanas al pie de la ladera, alcanzando valores máximos de diferencia de profundidad de hasta 20 [m] (Figura 86). El segmento B2, contrariamente, posee una clara tendencia de sobreestimación en la profundidad, alcanzando un máximo de hasta 80 [m] de diferencia de altura. En promedio, ambos segmentos poseen una diferencia de profundidad positiva, es decir, que sobrestimó su valor con respecto a la superficie actual, con un valor promedio de 14,150 [m] (Tabla 32). Esta diferencia podría deberse en menor medida, a la concentración de depósitos que hay en la zona del segmento B2, con un promedio de 12,6 [m] de espesor, como se indica en la Figura 86 (Oppikofer et al, 2012). El segmento B3 al igual que el segmento B2, posee una sobrestimación general en la profundidad de la superficie de falla, con una diferencia promedio de 7,625 [m]. Esta sobrestimación se da cercana al segmento B2, ya que en la cumbre hay una subestimación particular cuantitativamente similar al segmento B1 (Figura 86).

La tendencia de concentrar mayor volumen de material removido desde alturas mayores y de concentrar depósitos en alturas menores, posee mucho sentido por efectos de la gravedad, ya que ésta concentra depositación en zonas donde la energía potencial es menor. De igual manera, la geomorfología glacial a la cual ha estado supeditada el área de estudio, tiene influencia en esto, ya que el trabajo sobre los valles, o quebradas mayores, lo que forma consecuentemente los valles en forma de ‘U’, genera curvas con pendientes variables que aumentan su valor hacia la cúspide. Por otro lado, la amplificación sufrida en aquella zona, hace que se sobrestime la profundidad, lo que es un indicador de que quizá, como ya se mencionó, la zona media está siendo sujeta al registro de mayor aceleración.

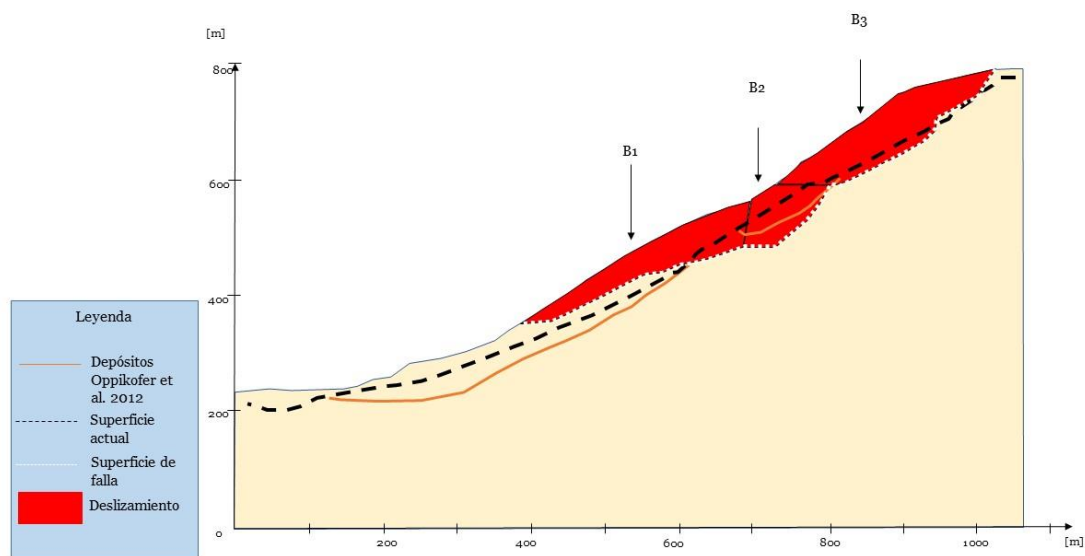


Figura 85.- Superficie actual de la ladera, superficie de falla del deslizamiento, cuerpo del deslizamiento y superficie de depósitos calculados por Oppikofer et al. (2012).

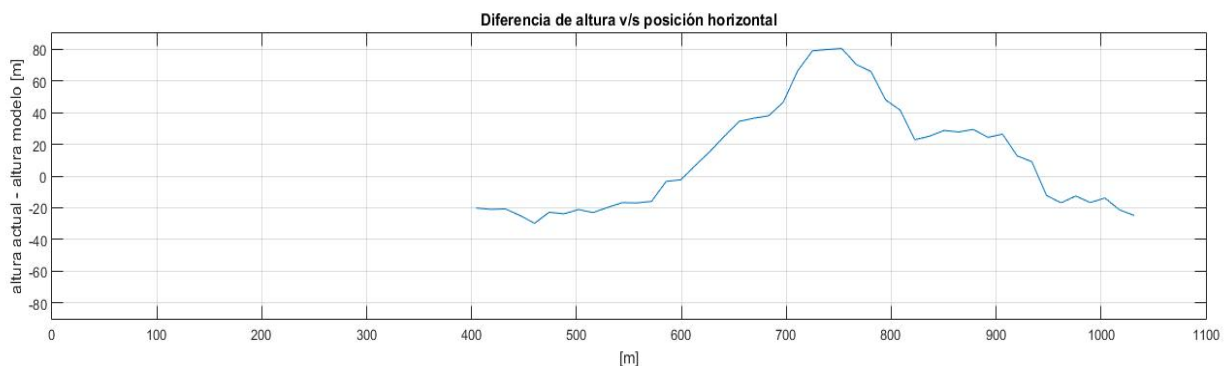


Figura 86.- Diferencia de altura entre la superficie de falla y la superficie actual de la ladera. Valores positivos sobrestiman el deslizamiento, mientras valores negativos indican que se está subestimando.

Tabla 32.- Detalle de diferencia de altura entre la topografía actual con el modelo M3 bajo la señal B.

Sección transversal	Compartimiento en planta	Promedio diferencia altura topografía actual y superficie de falla [m]
B1+B2	A'	14,150
B3	C	7,625
	Promedio	11,739

4.4.2.- Volumen del deslizamiento

Finalmente se calculará el volumen del deslizamiento modelado, para contar con un parámetro cuantitativo de las dimensiones que tuvo dicha remoción. La metodología consiste en utilizar las diferencias de altura promedio (Tabla 33) entre la topografía previa al deslizamiento y la topografía de la superficie de falla, dando así con un espesor promedio de cada segmento de la remoción en masa, el cual se multiplica por el área de cada compartimiento, llegando a un volumen promedio de cada compartimiento (Oppikofer et al., 2012). Como se aprecia en la Figuras 87 y 88, el deslizamiento afecta a las zonas definidas como A' y C; por lo que se utilizan estas áreas compartimiento para los cálculos (Tabla 33).

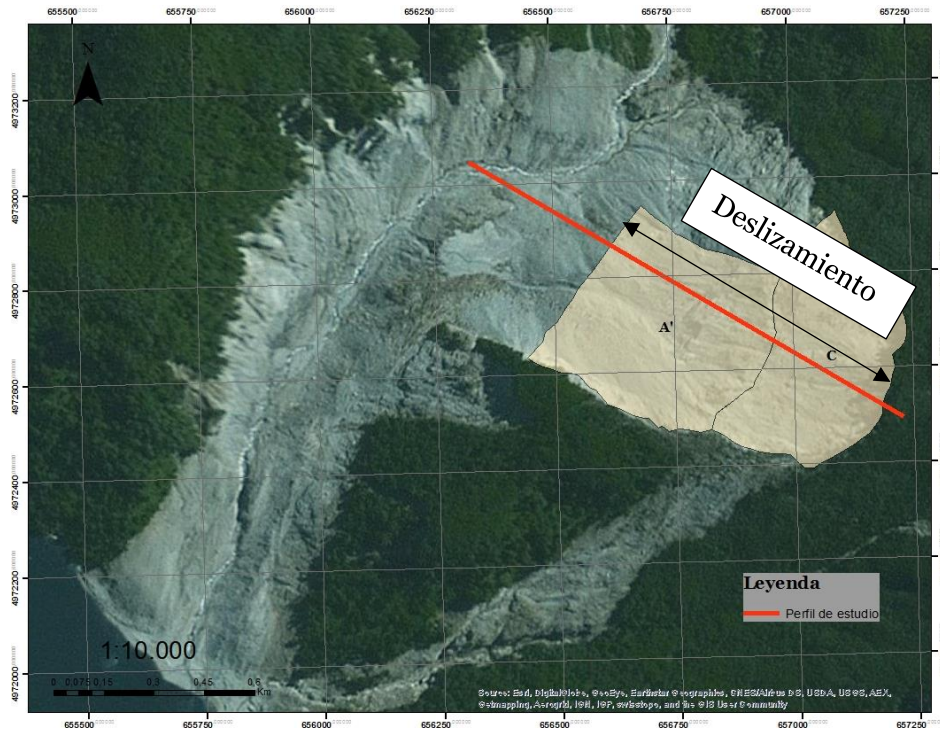


Figura 87.- Perfil en estudio, y su correlación con las unidades geomorfológicas A' y C.

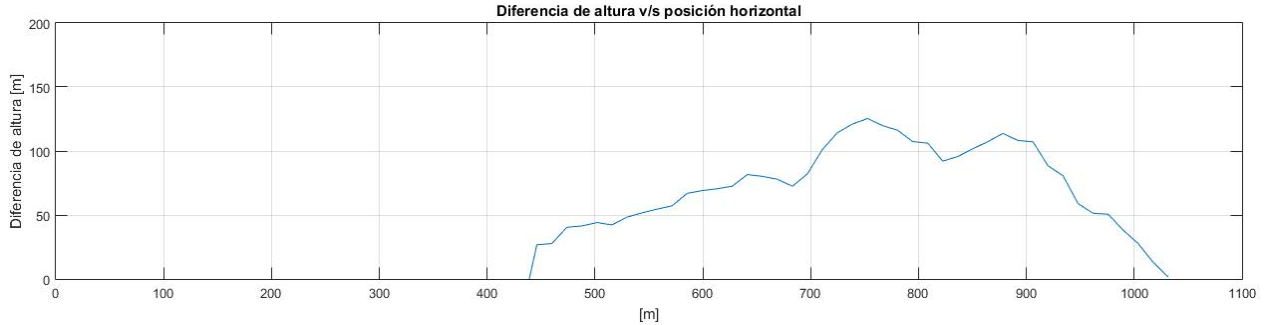


Figura 88.- Diferencia de altura entre la superficie previa al deslizamiento y la superficie de falla versus la posición de la abscisa para cada punto del Perfil de estudio.

Tabla 33.- Detalle de la geometría calculada según el modelo M3 con input sísmico dado por la señal B. En la Figura 87 y 88. Se entrega el volumen final total y por segmentos.

Sección transversal	Compartimiento Oppikofer et al. (2012)	Diferencia de altura promedio [m]	Área compartimiento [m ²]	Volumen [Mm ³]
B1+B2	A'	68,345	149046	10,186
B3	C	73,086	120212	8,786
	Total	70,097	269258	18,972

De acuerdo a los resultados, el volumen de material determinado para el deslizamiento de roca para el modelo M3 con la señal B corresponde a 18,972 [Mm³], mientras lo calculado por Oppikofer et al. (2012), para el mismo deslizamiento, fue de 19,9 [Mm³], lo que deja una diferencia de 0,928 [Mm³] (Tabla 34). Esta diferencia podría tener relación el hecho que el modelo entregó una zona de falla mucho más acotada, y que se profundizaba, en vez de distribuirse a lo largo de la ladera. Asimismo, tal como lo indica la Figura 85, al pie del deslizamiento hay material que todavía debe ser desprendido desde el macizo, lo que indicaría que el modelo considera una incorporación de material posterior al deslizamiento, es decir, erosión producida por el flujo de la avalancha de roca en la que derivó el modelo.

Tabla 34.- Comparación entre el volumen calculado por Oppikofer et al. (2012) y el calculado en el modelo M3 con input sísmico de la señal B. Se entrega, además, la diferencia de ambos.

Volumen total modelo M3 con input sísmico dado por la señal B. [Mm ³]	Volumen Perfil en estudio Oppikofer et al. (2012) [Mm ³]	Diferencia [Mm ³]
18,972	19,9	0,928

5.- Discusiones

5.1.- Validación del modelo

5.1.1.- Influencia del tamaño en el modelamiento

Los resultados del análisis del tamaño del modelamiento indicarían que los desplazamientos obtenidos en el modelo de mayor dimensión (M1) son un tanto menores, y en particular los PGD dan cuenta de que en promedio llegan hasta casi un 38 % en la componente horizontal y un 52% en la componente vertical de los desplazamientos del modelo de menores dimensiones (M2). Pero si bien existe esta diferencia porcentual, los desplazamientos generales y los PGD están en el mismo orden de magnitud, por lo que su diferencia podría ser considerada, pero no habría una influencia mayor por parte del tamaño del modelo en los desplazamientos generados.

Por otra parte, la amplificación observada en los puntos de control de la ladera en forma de razones de PGA_{medido}/PGA_{input} , podrían indicar que hay una tendencia donde la amplificación podría verse exagerada en el caso del modelo de mediana escala (M2), particularmente en la componente vertical. Esto podría estar relacionado a que la menor dimensión de la geometría del modelo M2 produciría un rebote mayor de la onda de propagación vertical, generando un tren de ondas que se acumula más rápido y no tiene espacio dónde disipar el movimiento. También podría relacionarse con la condición de borde de viscosidad, dada en la base del modelo, que sería complementaria a la profundidad del mismo, es decir, la viscosidad ayudaría a que no refleje la onda y se interfiera constructivamente, pero no actuaría por sí sola, necesitando quizá de la tolerancia de una geometría mayor, para evitar amplificación adicional a la esperable para el modelo geológico.

Por lo que el análisis del tamaño en el modelamiento mostró la importancia de seleccionar dimensiones representativas al momento de escoger la geometría del modelo, ya que, si bien, ésta también debe estar sujeta al proceso que se desea estudiar, podría influir en la amplificación de la superficie.

5.1.2.- Influencia de las discontinuidades en el modelamiento

El otro resultado enfocado en el modelamiento, el del análisis del efecto de la presencia o ausencia de discontinuidades en el modelo, podría indicar que la presencia de discontinuidades en el modelo (M3) producirían desplazamientos mayores, pero que porcentualmente sería una diferencia menor con respecto al análisis anterior, es decir, el tamaño del modelo produce más diferencia en los desplazamientos obtenidos que la presencia de discontinuidades.

En cuanto a la amplificación de la señal sísmica, ésta posee un comportamiento más azaroso sin discontinuidades, mientras que la presencia de estas podría ordenar y darle una relación más directa a la amplificación con la altura, lo que sería un comportamiento más cercano a lo esperado. Esto también se podría relacionar con que la Intensidad de Arias del modelo M3 son mayores en ambas componentes y en todos los puntos de control con respecto a las del modelo M2.

5.1.3.- Influencia de los parámetros de estructuras y materiales

Los sets de discontinuidades de la ladera en estudio fueron caracterizados en 3 sets. Esta caracterización fue hecha según grupos de estructuras similares dados por Redfield et al (2011), cuyo ángulo de manteo fue considerado como el máximo del grupo. Esto corresponde a una simplificación del modelo, manteniendo los sets más representativos de la ladera y no los secundarios. Los espaciamientos y la ubicación espacial de las discontinuidades, podrían condicionar el deslizamiento a la parte media superior de la ladera ya que ahí es donde se ubican las estructuras. El criterio de ruptura utilizado de Mohr Coulomb es bastante directo, basado en parámetros como la fricción y cohesión, junto a otros como el ángulo de dilatación, la rigidez normal y rigidez de cizalle. El ángulo de dilatación indica que existe una modificación del volumen al momento del corte, lo que podría estar relacionado con la característica de la junta, la cual no sería plana. Por otro lado, la rigidez fue altamente sobreestimada en 2 y 3 órdenes de magnitud para rigidez en cizalle y normal respectivamente, esto fue estrictamente motivado por el cómputo del modelo asignando un valor límite que permitiera que el modelo se ejecutara, donde para valores menores de rigidez, el modelo no se ejecuta, arrojando errores.

Para el macizo rocoso se ha utilizado el criterio de ruptura Hoek Brown asignando sus parámetros de manera directa por función del GSI (m_b y s), esto también supone un error y simplificación asociada a la interpretación de la calidad de roca, ya que se considera un GSI promedio de todo el macizo rocoso y las zonas de falla, obviando potenciales zonas del macizo donde su calidad presente alguna particularidad. Dada la homogeneidad de la roca los parámetros a y m_i fueron obtenidos en base al tipo de litología y GSI, este último asignado en base a fotos de terreno. A σ_i se le asignó un valor de 200 [MPa], de acuerdo al dato para granitos de Gonzalez de Vallejo (2002) y que concuerda bien con el valor de 210 [MPa] obtenido por Serey (2011) mediante ensayos de carga puntual para el sector de Punta Cola. Se efectuó una revisión estática simple de la influencia en la variabilidad de dicho parámetro obteniendo que para variaciones del UCS de ± 50 [MPa] los resultados no varían significativamente.

5.2.- Efecto del input sísmico

Ahora se discutirán los resultados del análisis sísmico, los cuales corresponden al análisis del modelo M3 en tres casos, dados por la incorporación de tres señales en el input sísmico. Es decir, se discute el efecto de cada señal sobre el modelo M3 por separado.

5.2.1.- Caso estático

El caso estático supone un estado de referencia para el modelo, donde se espera que exista el equilibrio para integrar condiciones de borde dinámicas a un estado representativo. También es una forma de ver el comportamiento del modelamiento, o de la caracterización hecha en base a los parámetros considerados.

Los resultados del modelo en el análisis estático muestran que se llega a un valor estable, lo que se puede deducir a partir de la concavidad que poseen en el

último tramo de tiempo, llegando a converger a un desplazamiento estático o acomodo. Esto no ocurre en el caso horizontal del punto de control 2 donde la concavidad cambia, llegando a crecer en el último intervalo de tiempo. Esta anomalía podría estar relacionada a la cercanía que posee dicho punto de control, con la intersección entre los sets de discontinuidades que presenta el modelo, pudiendo recibir más acomodo, condición que lo haría llegar al equilibrio posteriormente. De todas maneras, la magnitud de dicho desplazamiento no se considera lo suficientemente grande como para indicar que el equilibrio no ha sido alcanzado.

Lo anteriormente expuesto valida que el conjunto de propiedades dadas para el macizo rocoso, las zonas de falla y las discontinuidades, están dentro de un rango de valores que hacen posible la configuración estática. Así, considerando que el equilibrio fue alcanzado en el caso estático, se puede inferir una relación directa entre el input dinámico y el deslizamiento de roca (Redfield et al., 2011).

Una de las razones expuestas para la generación del deslizamiento de roca de Punta Cola es que haya existido una amplificación de la señal sísmica importante, que haya permitido desestabilizar la ladera (Serey, 2011). Es por esto que se analizará la amplificación de la señal sísmica utilizada en el modelo. Estas discusiones se realizarán sobre el modelo original analizado, y no consideran la geometría extendida.

5.2.2.- Amplificación

Para analizar de mejor manera la amplificación a la que estuvo sometida la ladera por las tres señales sísmicas, es necesario contar con un análisis de frecuencias de los puntos de control, por lo que se calculó el espectro de amplitud de Fourier en cada caso (Anexo D). En la Tabla 35 se adjuntan las frecuencias dominantes, que corresponden a la frecuencia del peak en amplitud de Fourier, ya que con aquella frecuencia se harán las comparaciones de amplificación, para poder integrar la dependencia de la frecuencia en la estabilidad de la ladera o en la generación del deslizamiento de roca. Los valores incluidos en la Tabla 35, presentan una clara segmentación en dos zonas según el contenido de frecuencias, estas zonas son la del pie del talud, y aquella desde el medio hasta la cabecera. Esto supone que existe una distribución de frecuencia que concentra menores valores en zonas de mayor altura, las cuales son justamente aquellas que, al estar alejadas de las condiciones de borde, no tienen atenuación viscosa de las ondas de la señal, por lo que están sujetas a reflexión y difracción, lo que consecuentemente genera amplificación de las ondas sísmicas (Jafarzadeh et al., 2015). Adicionalmente, la geometría constreñida en la cabecera, que posee poca tolerancia, podría estar ayudando al movimiento amplificado del sistema. Este efecto podría atenuarse al aumentar la altura y el ancho de la geometría, entregando más tolerancia al modelo (Capítulo 5.1.1.- Influencia de la geometría). También, se puede observar que la amplificación no es afectada mayormente por el amortiguamiento del modelo, ya que se obtienen frecuencias similares para modelos con PGA distintos. En particular, Ashford et al (1997),

propone que para las ondas de corte tanto horizontales como verticales, hay un control en la magnitud de la respuesta del modelo, especialmente en medios heterogéneos, donde el amortiguamiento actúa de forma más eficaz, pero en sistemas homogéneos se ha observado que la amplificación podría casi no verse afectada por el amortiguamiento. Luego, los coeficientes del amortiguamiento de Rayleigh utilizados, podrían estar sub amortiguando el sistema, lo que contribuye a la amplificación de la señal.

Considerando que el input sísmico incorpora ondas de corte S en ambas direcciones, existe un mayor input en la generación de ondas superficiales Rayleigh y Love, donde se puede interpretar que las ondas Rayleigh generadas cerca del pie del talud se propagan hacia la cabecera, donde se interfieren con otras ondas generadas en superficie, por lo que existiría una mayor concentración de este tipo de ondas desde la zona media hacia la cabecera del modelo M3 (Jafarzadeh et al., 2015).

Tabla 35.- Frecuencias dominantes en los puntos de control para las tres señales del modelo M3 en el caso dinámico.

Señal	Componente	Frecuencia dominante [Hz]*		
		Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
A1	Horizontal	1,5	0,4	0,4
	Vertical	2,7	1,5	0,8
A2	Horizontal	1,7	0,5	0,5
	Vertical	1,65	1,6	1,6
B	Horizontal	1,4	0,4	0,4
	Vertical	2,6	0,83	0,83

*Frecuencia peak del espectro de amplitud de Fourier

Por otro lado, la Intensidad de Arias presenta valores sumamente elevados con respecto al límite de 8 [m/s] para deslizamientos de roca profundos, dado por Murphy et al. (2004) (Tabla 36). Esto indicaría que existe una exageración en los valores asociados a este parámetro. Se mantiene una tendencia esperable, al contar con mayor I_a a mayor PGA en el input de las condiciones dinámicas. Esta saturación podría estar relacionada con el sub amortiguamiento, y, consecuentemente las reducidas frecuencias que manifestó el modelo. Tampoco se tiene un punto de comparación para las I_a verticales en la literatura, por lo que no es directo relacionar dichos valores.

Tabla 36.- Resumen de Intensidad de Arias en los puntos de control para las tres señales del modelo M3 en el caso dinámico.

Señal	Componente	Intensidad de Arias [m/s]			
		Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
A1	Horizontal	6,2	27,8	26,9	47,8
	Vertical	2,1	11,6	15	45,7
A2	Horizontal	6,2	23,3	20,9	34,9
	Vertical	--	2,9	6,9	12,7
B	Horizontal	24,9	75,1	81	87,8
	Vertical	8,3	28,4	53,4	71,5

En cuanto a las aceleraciones registradas en los puntos de control éstas también indican amplificación, relacionándose directamente con el aumento en la señal desde la base hacia la cabecera del modelo. Estas señales están amplificadas dentro del coeficiente de 2,5 dado por Jibson et al. (1987) y también son cercanas al 1,81 [g] calculado por Serey (2011) según un análisis de Newmark, con lo cual este resultado está dentro de lo esperable para este tipo de geomorfología. En particular el modelo bajo la señal B es el que se ajusta mejor a lo dicho por aquellos autores.

El efecto de la amplificación topográfica es alterar el registro de aceleraciones en los puntos de control del modelo, modificando los PGA del input en la base (Tabla 37). En este caso se manifiesta una amplificación concentrada en la cabecera, lo que se puede correlacionar con el efecto visto anteriormente según el registro de frecuencias (Jafarzadeh et al., 2015). Debido a la mayor magnitud del input dinámico en la base para el modelo con la señal B, éste presenta mayores PGA que los modelos de las señales A1 y A2, tanto en la componente horizontal como en la vertical (Tabla 37). Adicionalmente como se observa en la Tabla 37, el modelo, a pesar de contar con un input dinámico vertical nulo para la señal A2, igual registra una señal con PGA entre 0,39 [g] y 0,5 [g] la cual podría ser de una señal parásita generada por la componente horizontal (Bouckovalas et al., 2005). La decisión de establecer un PGA input aumentado en el modelo para la señal B se basa en que se necesita encontrar condiciones sísmicas que generen el deslizamiento. Los escenarios base dados por las señales A1 y A2 muestran claramente la necesidad de amplificar la señal sísmica en función de esta búsqueda.

Tabla 37.- Resumen de PGA en los puntos de control para las tres señales del modelo M3 en el caso dinámico.

Señal	Componente	PGA [g]			
		Input	Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
A1	Horizontal	0,6	0,71	0,96	0,99
	Vertical	0,3	0,5	1,1	1,2
A2	Horizontal	0,6	0,6	0,9	0,7
	Vertical	0	0,39	0,48	0,5
B	Horizontal	1,2	2,2	2,4	2,3
	Vertical	0,6	1,1	1,5	1,7

Para poder ejercer una mejor comparación de la amplificación entre las señales sísmicas, es que se calcula la razón entre los PGA calculados en los puntos de control y el input dinámico. Esto entrega un valor referencial de cuánto amplificó el input, normalizando todos los puntos de control de ambas componentes.

En la Tabla 38 se entregan las razones calculadas para el modelo M3 en los tres casos (para cada señal) y para cada punto de control. Una mejor visualización de estas razones se grafica para todos los modelos en el caso horizontal (Figura 89) y para el caso vertical (Figura 90).

Como se aprecia en la Figura 89, en la componente horizontal, el modelo con la señal B fue aquel que tuvo mayor amplificación, seguido de la señal A1 y, finalmente, de la señal A2. Mientras que en la componente vertical el modelo con la señal A1 es aquel que presenta una mayor amplificación, seguido de la señal B. No hay razones para el modelo bajo la señal A2 debido a que su input en la componente vertical es cero.

Tabla 38.- Razones PGA_{medido}/PGA_{input} en los puntos de control para las tres señales del modelo M3 en el caso dinámico.

Señal	Componente	Razón PGA_{medido}/PGA_{input}		
		Punto de control 1	Punto de control 2	Punto de control 3
A1	Horizontal	1,183	1,6	1,65
	Vertical	1,667	3,667	4
A2	Horizontal	1	1,5	1,167
	Vertical	--	--	--
B	Horizontal	1,833	2	1,917
	Vertical	1,833	2,500	2,833

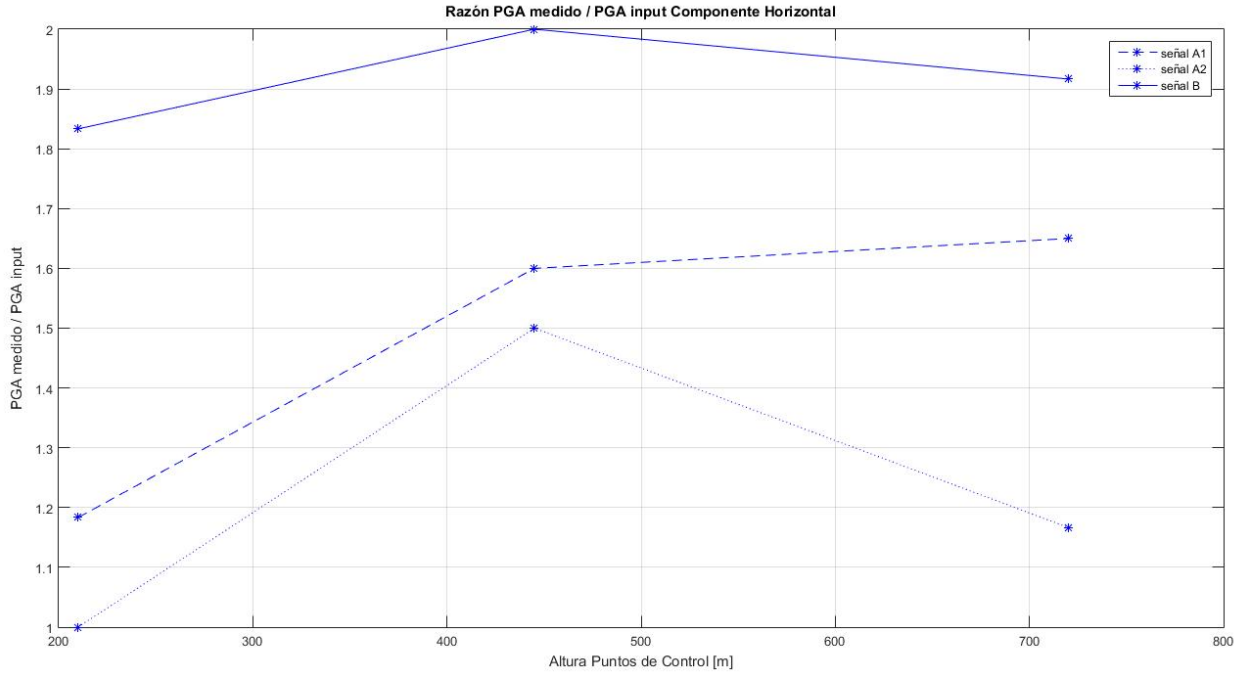


Figura 89.- Comparación de razones entre el PGA del input dinámico y PGA medido en los puntos de control de las tres señales versus altura, para la componente horizontal.

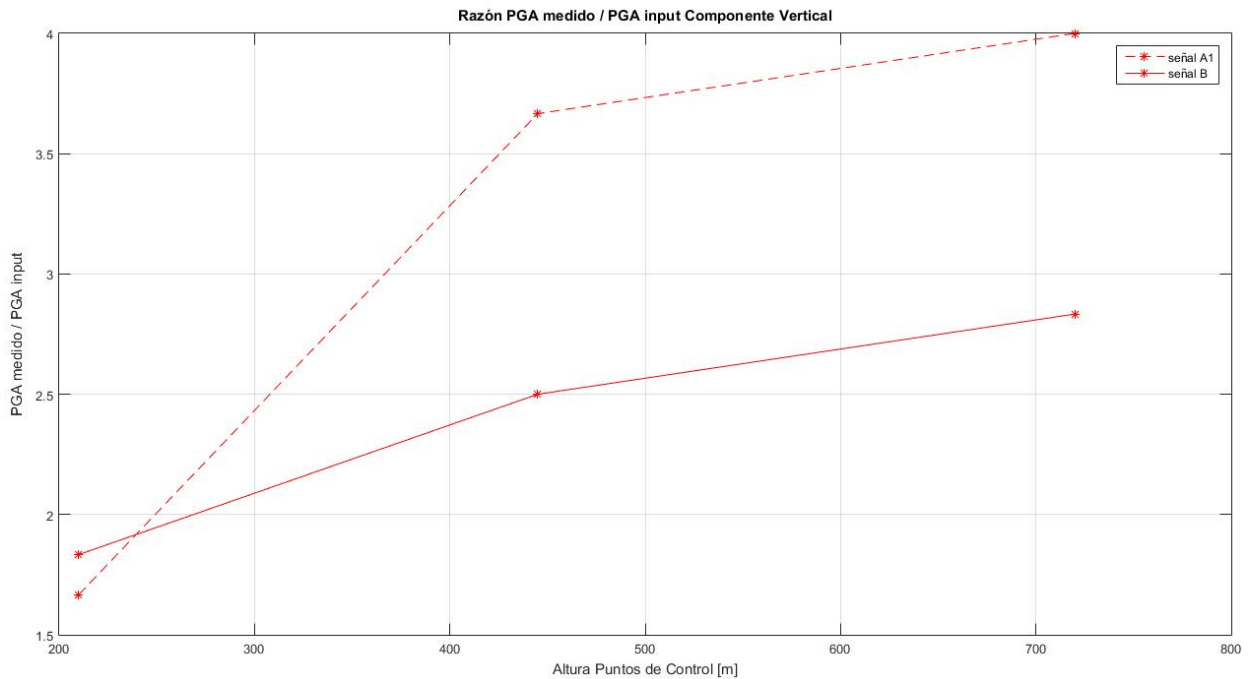


Figura 90.- Comparación de razones entre el PGA del input dinámico, y PGA medido en los puntos de control de las tres señales versus altura, para la componente vertical.

En términos generales, como se observa en las Figuras 89 y 90, la componente horizontal posee menores razones que la componente vertical, lo que podría indicar que existiría una mayor amplificación en esta otra componente. La mayor

amplificación en la vertical se podría relacionar con que el modelo posee una profundidad acotada que es menor con respecto al largo, por lo que disiparía mucho menos señal. Esto puede notarse al revisar los resultados obtenidos en el modelo extendido, donde se observa que la amplificación en la componente vertical en la geometría original (de menor tamaño) es mucho más elevada que la de la geometría extendida (Capítulo 5.1.1.- Influencia del tamaño en el modelamiento). Contribuiría que según lo mencionado en literatura la onda de corte de propagación vertical de las condiciones dinámicas (SV), genera una aceleración parásita que interfiere a la onda de corte horizontal (SH) (Bouckovalas et al., 2005), generando una señal adicional en aquella componente. Este fenómeno podría ser de ida y vuelta, es decir, ambas señales podrían generar ruido en la señal contraria interfiriendo el registro, pero, debido a que la amplificación generada en ondas SV es del orden de un 25% mayor a la de SH, podría existir un predominio de la señal parásita generada en la componente vertical (Ashford et al., 1997).

El predominio de la amplificación horizontal en el modelo con la señal B poseería una relación con la formación del deslizamiento de roca. Ya que justamente es en la componente horizontal donde se produce el deslizamiento, por lo que existiría una direccionalidad en la forma en que amplifica el modelo, es decir, los aumentos de PGA de mayor magnitud están en la misma dirección del deslizamiento de roca. Las causas de esta direccionalidad estarían asociadas a posibles efectos litológicos, topográficos o estructurales, los cuales re distribuirían el sacudimiento en direcciones preferenciales (Del Gaudio et al., 2011). De estos efectos, debido a la homogeneidad de la litología, compuesta exclusivamente por granito, no existiría efectos de diferencia en la impedancia de la señal, por lo que la topografía y las estructuras serían los mayores causantes de esta direccionalidad. Esto se correlacionaría con lo expuesto por Sepúlveda et al (2005) donde se indica que los controles de primer orden de estas remociones en masa serían la orientación de las estructuras y la amplificación topográfica, donde esta última sería el control de mayor jerarquía (Gischig et al., 2015; Serey, 2011).

Sin embargo, los desplazamientos verticales generados poseen un sentido positivo, es decir, hacia arriba con respecto al eje cartesiano, esto podría estar relacionado al dominio de la amplificación en la componente vertical por sobre la horizontal, que podría generar un momentum positivo en el eje de la ordenada.

Este análisis permite indicar que no existe una relación directa entre el contenido de frecuencias y los desplazamientos que presenta el modelo, de hecho, este vínculo pareciera presentarse con mayor claridad entre las frecuencias con la altura, que con el desplazamiento (Gischig et al., 2015). La relación de los desplazamientos se da con las aceleraciones registradas, y en particular, pareciera mucho más representativo el uso de todo el registro de aceleraciones por sobre el uso exclusivo del PGA para evaluar el desplazamiento del deslizamiento, dejando de lado el posible efecto de ondas de Rayleigh en la superficie (Jafarzadeh et al., 2015).

Como ya se definió anteriormente, en Resultados (Capítulo 4.3.2.1.- Consideraciones generales), el acomodo que puede presentar una ladera son todos aquellos desplazamientos menores a un valor máximo, o desplazamiento límite. Este desplazamiento límite se define como una cantidad significativa de desplazamiento antes de la completa movilización de la superficie de ruptura basal (Murphy et al., 2004). El desplazamiento límite que se consideró para el modelo bajo la señal B frente al input sísmico, es de 3 [m] en la componente horizontal, lo que se correlaciona con lo observado por Murphy et al. (2004) para deslizamientos profundos, donde también se consideró para un análisis probabilístico de Newmark un límite de 3 [m]. También se está en el orden de magnitud de desplazamientos según Welkner et al. (2010). Por lo tanto, se valida la elección de los 3 [m] como acomodo para los desplazamientos registrados para el modelo bajo las señales A1 y A2. Ésos podrían corresponder a un estado transitorio, donde se pudiesen iniciar los diversos mecanismos de falla, sectorizando el modelo entre la zona media y la cabecera.

El modelo de la señal A1 concentra mayores movimientos en la cabecera, producto de la interferencia en altura de las ondas superficiales generadas por la incorporación del registro horizontal y vertical. Esto indicaría que inicialmente el movimiento comenzaría a ocurrir desde la zona media hacia la cabecera, en lugar de distribuir movimientos en la base del modelo.

Por su parte, el modelo bajo la señal A2 distribuye los desplazamientos homogéneamente en la superficie del talud, generando mayores movimientos a lo largo de la superficie, concentrando los desplazamientos de mayor magnitud en el pie de la ladera, donde el comportamiento plástico corrobora esto, e indica que el mecanismo de falla iniciaría en el pie del modelo.

Tanto en el modelo de la señal A1 como en el de la señal B se observan que los desplazamientos verticales generados poseen un sentido positivo, es decir, hacia arriba con respecto a un eje cartesiano (sentido contrario a la gravedad). Esto podría estar relacionado al dominio de la amplificación en la componente vertical por sobre la horizontal.

Ninguna de las señales anteriores presenta desplazamientos tal que permita interpretar un deslizamiento, pero en ambos casos existe el inicio del mecanismo de falla, con movimientos representativos a lo largo de su superficie. Al compararlos se podría indicar que el input sísmico horizontal genera los desplazamientos necesarios como para iniciar mecanismo de falla, pero es la componente vertical la que lo concentra en un determinado lugar, en este caso desde la zona media hacia la cabecera del modelo.

5.2.3.- Input sísmico

A partir del modelo se puede establecer que las señales A1 y A2 causaron daño en la ladera, interpretándose que iniciaron mecanismos de falla que posteriormente podrían desarrollar un deslizamiento. Sin embargo, este escenario no permite

establecer que se haya generado deformación suficiente como para tener una ruptura a lo largo del modelo que reproduzca el deslizamiento de roca. Quizá el valor de la señal sísmica original en su componente vertical se está subestimando, pudiendo amplificar los desplazamientos y desarrollando un mecanismo de falla más pronunciado y que no sólo se concentre en la superficie, sino que se profundice (Serey, 2011). Por otro lado, la señal B, asociada a un sismo cortical, con foco sobre el área de estudio y magnitud (M_w) aproximada de 7,1 (terremoto máximo esperado según Vargas et al. (2013)) indican que un terremoto de condiciones similares podría generar un deslizamiento de roca de volumen y características similares al de Punta Cola. Esto posee consecuencias directas para las consideraciones de peligro sísmico en la zona, donde la homogeneidad de las condiciones geológicas, geomorfológicas y geotécnicas del área de estudio, permiten extrapolar los resultados a las laderas adyacentes a Punta Cola.

Por tanto, la generación de un deslizamiento de roca con un registro sísmico de mayor PGA con respecto al de Aysén del 2007 (original), podría señalar que se exageraron o sobre estimaron algunas propiedades ingresadas en el modelamiento, tal que el modelo pudiese contar con una estabilidad mayor a la de la ladera en estudio. Si bien la gran mayoría de dichas propiedades podrían tener un efecto particular, entre las que tendrían mayor relevancia en la estabilidad estaría la frecuencia de las discontinuidades, la cual fue notoriamente disminuida con respecto a lo que se observa en terreno, de manera que los tiempos de ejecución del modelo fueran aceptables para el desarrollo de este trabajo. Como ya se analizó, la presencia de discontinuidades en el modelo genera mayor desplazamiento, y por tanto producirían una mayor movilidad en zonas superficiales del modelo. Adicionalmente, por lo limitado del tiempo de cómputo, su frecuencia se redujo en cantidad y distribución, produciendo que el modelo esté compuesto por bloques de mayor dimensión ubicados en lugares acotados del modelo en lugar de bloques pequeños y disgregados distribuidos por todo el modelo sin restricción.

5.2.4.- Interpretación de la geomorfología del deslizamiento de roca

En base a los resultados obtenidos para el modelo bajo la señal B se ha interpretado una superficie de deslizamiento para la ladera. Del volumen de material que desliza, se puede decir que el deslizamiento está condicionado espacialmente por la zona de falla HFZ, es decir, las segmentaciones que se evidencian tienen su ubicación justamente en la interfaz de la HFZ con el macizo rocoso, hacia la dirección de movimiento (Figura 91). Los cuerpos B1, B2 y B3 tienen una separación marcada por la zona de falla. Esto fue planteado por Oppikofer et al. (2012), diciendo que los compartimientos observados en la superficie basal de falla de la avalancha, estaban acotados en la parte superior por la cima de la ladera, y en la parte alta-central por la zona de falla, por lo que este comportamiento en el modelo, estaría respondiendo a la teoría de que el desprendimiento desde el macizo, fue por sectores y no un gran cuerpo que deslizó y produjo la avalancha. Adicionalmente, en lo planteado por los autores, el cuerpo bajo la HFZ quedaría con una segmentación más, dada por el cuerpo B2, formando una cuña flanqueada por los cuerpos mayores B1 y B3. Este

segmento de mayor espesor, está controlado por el peak de amplificación en la parte central de la ladera, y cómo ésta respondió ante tal registro. Esta respuesta está relacionada con la cercanía a la zona de falla, ya que ésta le da las condiciones necesarias para que el bloque B2 se desprenda. Luego, se tiene una cronología que comienza con el segmento B1 deslizando, seguido de B2. Posteriormente, con el nuevo espacio que se ha formado, y con el mecanismo de falla trazado y segmentado por la HFZ, el cuerpo B3 deslizaría. El resto de volumen que compone a todo el deslizamiento se podría agregar producto de erosión dada por la avalancha de roca ladera abajo (Figura 91)

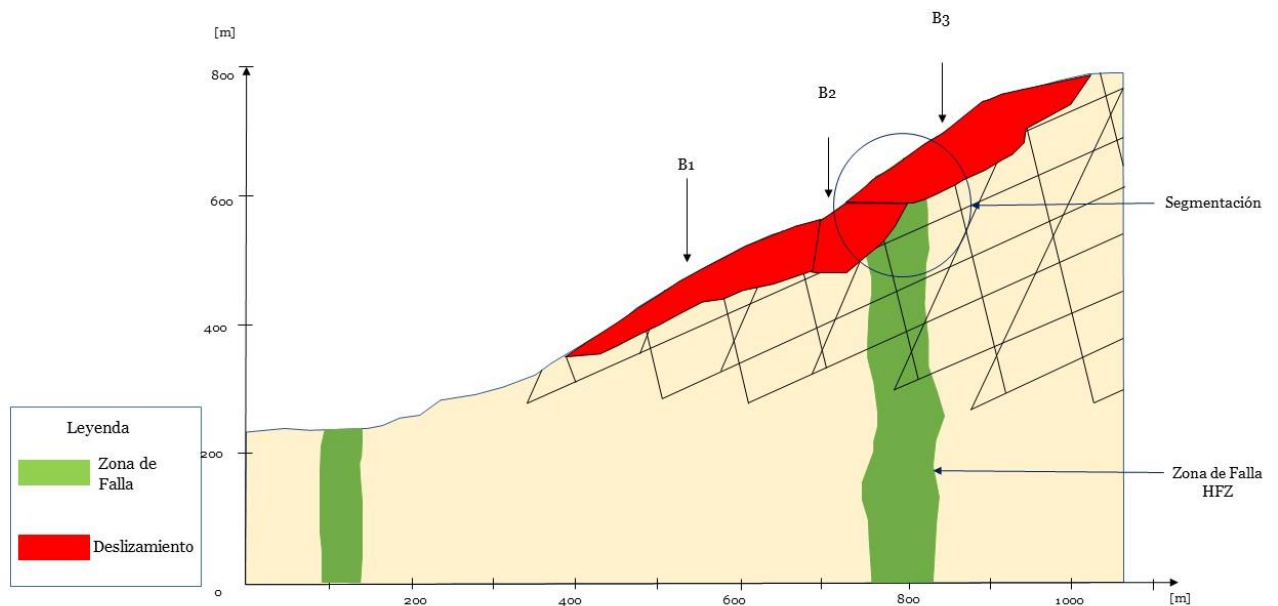


Figura 91.- Segmentación del deslizamiento de roca, controlado por la zona de falla HFZ.

5.3.- Metodología

UDEEC es una herramienta con una gran capacidad de cómputo como se pudo demostrar en los modelos ejecutados del presente trabajo. El software permite un análisis numérico ejerciendo mayor control de la física, geología, geotecnia y geometría del problema, permitiendo calibrar de mejor manera las condiciones dinámicas a las que estuvo supeditado el deslizamiento. Asimismo, complejiza la ejecución del modelo, ya que el contar con mayor número de posibilidades, aumenta el error que se puede traspasar a otros pasos del estudio. En términos generales, el programa logró dar con resultados que, al momento de contrastarlos con la geología y la geomorfología actual del deslizamiento, entregan un relato coherente.

El tiempo de cómputo que tardaba cada modelo fue un recurso que pasó a ser fundamental y dictar cierta regulación en los parámetros que se ingresaban a cada modelo. Esto quiere decir que parte de los criterios se basaron, en qué tanto se puede comprometer la realidad del deslizamiento, para materializarlo en un modelo representativo, tal que el tiempo de cómputo no sea desmesurado. Debido a que existe una simulación de la respuesta del modelo ante ciertas condiciones físicas, hay una dificultad en la discretización de cada elemento, ya que se debe llegar a un equilibrio entre el tamaño de la malla discretizada, el tiempo en resolver el problema y la representatividad de la resolución del modelo. Por lo tanto, se debe tener presente que los resultados entregados y expuestos corresponden a un modelo geológico simplificado, interpretado mediante el uso de herramientas nuevas, pero con las limitaciones correspondientes

El diagrama de flujo para ejecutar un modelo en el programa demostró contar con los pasos necesarios para reproducir el comportamiento del modelo ante las condiciones estáticas y dinámicas. Bajo esta perspectiva, el paso estático es fundamental para contar con un punto de referencia ante el cual agregar el input dinámico y corroborar que, efectivamente, las condiciones geológicas y geotécnicas caracterizadas en el modelo están reproduciendo la configuración in situ.

6.- Conclusiones

A partir del presente trabajo se puede concluir que:

Se ha podido representar mediante modelamiento en dos dimensiones un deslizamiento de roca generado en la ladera de Punta Cola, Fiordo Aysén, incorporando de forma simplificada sus características geológicas principales

Las propiedades dadas para el macizo rocoso, las zonas de falla y las discontinuidades están dentro de un rango de valores representativos que hacen posible la configuración estática.

De acuerdo a los resultados de los modelos realizados la amplificación topográfica sería el control de primer orden en la formación del deslizamiento de roca. La elevada amplificación observada en los puntos de control de los modelos podría ser causada por la incorporación del input sísmico vertical, por el efecto topográfico, por el sub amortiguamiento, por el tamaño del modelo y por la presencia de discontinuidades.

Existe un predominio generalizado de la componente vertical en las razones $PGA_{\text{medido}}/PGA_{\text{input}}$, lo que podría indicar que existiría una mayor amplificación en esta componente. Esto podría tener relación con el tamaño del modelo ya que, al ser reducido y constreñido verticalmente, la onda no se disiparía lo suficiente, existiendo un efecto que amplifica mayormente la señal. Por lo que la geometría a utilizar posee una sensibilidad tal que podría afectar el modelamiento.

El efecto del input sísmico en el modelo para los casos con PGA de 0,6 [g] y 0,3 [g] en las componentes horizontal y vertical respectivamente, que representaría un sismo similar al de Aysén 2007, produce daño estructural e inicia fallas estructurales en el modelo, pero no generan deformación tal que se produce un deslizamiento de roca. Por otra parte, la señal de PGA 1,2 [g] y 0,6 [g] en las componentes horizontal y vertical respectivamente, genera una deformación que permite inferir un deslizamiento de roca. Esto se debe tener en consideración en un análisis de peligro sísmico para la zona de estudio, ya que aquella señal podría aproximarse a la que generaría el terremoto de mayor magnitud estimado (7,1 Mw).

La generación de un deslizamiento de roca con un registro sísmico de mayor PGA con respecto al de Aysén del 2007, podría señalar que se exageraron o sobre estimaron algunas propiedades ingresadas en el modelamiento. En este contexto, la frecuencia de discontinuidades del modelo sería de mayor importancia al momento de considerar la estabilidad frente al input sísmico y su relación con el deslizamiento de roca.

La superficie de falla del deslizamiento de roca del modelo posee diferencias con la superficie topográfica actual, lo que se podría deber a depósitos posteriores, así como a efectos de la avalancha de roca, la cual produciría erosión a lo largo de la ladera. De esta manera el volumen calculado de 0,9 [Mm³] está por debajo de lo establecido por Oppikofer et al. (2012), dicho valor estaría en el error calculado por

el mismo autor generando cercanía con el volumen deslizamiento de roca de Punta Cola. La segmentación del deslizamiento de roca en distintos cuerpos, está controlada por la zona de falla denominada HFZ, ya que esta zona de debilidad divide los cuerpos, generando que primero fallen los sectores medios del modelo, y posteriormente los sectores de la cabecera.

UDEC es una herramienta de gran capacidad de cómputo, que permite desarrollar modelos con un amplio control sobre la física, geología, geotecnia y geometría del problema. La secuencia de pasos recomendados para poder ejecutar un modelo en UDEC es la forma más directa y óptima para trabajar. El tiempo de cómputo debe ser considerado como una variable, con el propósito de reducirlo sin comprometer la representatividad del modelo. Adicionalmente se debe tener presente las limitaciones correspondientes a los resultados que presenta un modelo geológico simplificado.

7.- Bibliografía

Asmani, M., Kermel, C., Leriche, A., Ourak, M. 2001. Influence of porosity on Young's modulus and Poisson's ratio in alumina ceramics. *Journal of the European Ceramic Society* 21 (2001) 1081-1086.

Ashford, S., Sitar, N., Lysmer, J., Deng, N. 1997. Topographic effects on the seismic response of steep slopes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(3), 701-709.

Bartholomew, D.S. 1984. Geology and geochemistry of the Patagonian batholith (45° - 46° S), Chile. Unpub. thesis, University of Leicester, England, 95 pp.

Bashin, R., Kaynia, A. 2004. Static and dynamic simulation of a 700-m high rock slope in western Norway. *Engineering Geology* 71 (2004) 213-226

Beck, M.E., Burmester, R., Cembrano, J., Drake, R., Garcia, A., Hervé, F., Munizaga, F., 2000. Paleomagnetism of the North Patagonian batholith, southern Chile. An exercise in shape analysis. *Tectonophysics*, 326, 185-202.

Bouckovalas, G., Papadimitriou, A. 2005. Numerical evaluation of slope topography effects on seismic ground motion. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 25 (2005) 547-558

Bourdeau, C., Havenith, H. 2008. Site effects modelling applied to the slope affected by the Suusamyр earthquake (Kyrgyzstan, 1992). *Engineering Geology* 97 (2008) 126-145

Cembrano, J. Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., Sanhueza, A., 2002. Late Cenozoic ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction. *Tectonophysics*, 354, 289-314.

Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A. 1996. The Liquified Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259 (1996) 55-66

Cembrano, J., Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471 (2009) 96-113

Charrier, R; Pinto, L.; Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *The Geology of Chile* (Moreno, T; Gibbons, W.; editors). The Geological Society of London: 21-114. London.

D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Tamponi, M., Tonarini, S., González-Ferrán, O., Lahsen, A., Omarini, R. 2003. The Quaternary calc-alkaline volcanism of the Patagonian Andes close to the triple junction: geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the Cay and Maca volcanoes (6458S, Chile). *J. South Am. Earth Sci.* 16, 219-242.

De la Cruz, R, Suárez, M., Belmar, M., Quiroz, D. Y Bell, M. 2003. Área Coyhaique – Balmaceda, Región de Aisén de General Carlos Ibáñez de Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, No. 80, 40 p., 1 mapa escala 1:100.000.

De la Cruz, R. y Suarez, M. 2006. Geología del Área Puerto Guadal – Puerto Sánchez, Región de Aisén de General Carlos Ibáñez de Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, No. 95, 85 p., 1 mapa escala 1:100.000.

Del Gaudio, V., Wasowski, J. 2010. Advances and problems in understanding the seismic response of potentially unstable slopes. *Engineering Geology* 122 (2011) 73–83

García, M. 2016. Análisis dinámico de un deslizamiento traslacional de roca provocado por acción sísmica mediante uso de elementos discretos. Tesis para optar al grado de magister en ciencias mención geología. Departamento de geología. Universidad de Chile.

Gesat Ltda. 1997. Alumysa Project, Vol. 1 Geological Investigations. Informe Inédito.

Gischig, V. S., Eberhardt E., Moore, J.R., Hungr, O. 2015. On the seismic response of deepseated rock slope instabilities—insights from numerical modeling. *Engineering Geology* 193,1–18.

Gischig, V., Amann, F., Moore, J., Loew, S., Eisenbeiss, H., Stempfhuber, W. 2011. Composite rock slope kinematics at the current Randa instability, Switzerland, based on remote sensing and numerical modeling. *Engineering Geology* 118 (2011) 37–53

Glueer, F., Loew, S. 2015. Rock Bridge Failure Caused by the Aysén 2007 Earthquake (Patagonia, Chile). *Engineering Geology for Society and Territory – Volume 2*. DOI 10.1007/978-3-319-09057-3

González De Vallejo, L.I., Ferrer, M., Ortuño, L., Oteo, C. 2002. *Ingeniería Geológica*. Editorial Prentice Hall. 715 p.

Guivel, C., Morata, D., Pelleter, E., Espinoza, F., Maury, R.C., Lagabriele, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotten, J., Benoit, M., Suárez, M., De la Cruz, R. 2006. Miocene to Late Quaternary Patagonian basalts (46–47°S): Geochronometric and geochemical evidence for slab tearing due to active spreading ridge subduction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 149, 346–370.

Hervé, F., Pankhurst, R., Fanning, C., Calderón, M., Yaxley, G. 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97 (2007) 373–394

Itasca. 2014. Universal Distinct Element Code, Version 6.0 User's Manual. Itasca Consulting Group, Inc., Minneapolis

- Jafarzadeh, F., Shahrabi, M., Jahromi, H. 2015. On the role of topographic amplification in seismic slope instabilities. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering* 7 (2015) 163e170
- Jibson, R. 1987. Summary of research on the effects of topographic amplification of earthquake shaking on slope stability. Menlo Park, CA: US Geological Survey Open-File Report; 1987. p. 87e268.
- Jibson, R.W., Rathje, E.M., Jibson, M.W., Lee, Y.W. 2013. SLAMMER—Seismic Landslide Movement Modeled using Earthquake Records: U.S. Geological Survey Techniques and Methods. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, Book 12 (chap. B1, unpagged).
- Keefer, D.K. 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 406-421.
- Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., Bataille, K. 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe–Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the Southern Andes. *Tectonophysics*, 455, 14–24.
- Lavenu, A., Cembrano, J. 1999. Compressional and traspressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21, 1669–1691.
- Legrand, D., Barrientos, S., Bataille, K., Cembrano, J., Pavez, A. 2010. The fluid-driven tectonic swarm of Aysen Fjord, Chile (2007) associated with two earthquakes ($M_w = 6.1$ and $M_w = 6.2$) within the Liquiñe-Ofqui Fault Zone. *Continental Shelf Research*, doi:10.1016/j.csr.2010.05.08.
- Lin, Y., Zhu, D., Deng, Q., He, Q. 2012. Collapse Analysis of Jointed Rock Slope Based on UDEC Software and Practical Seismic Load. *Procedia Engineering* 31 (2012) 441 – 446
- Mora, C., Comte, D., Russo, R., Gallego, A., Mocanu, V. 2009. Análisis del enjambre sísmico de Aysén (Enero, 2007) utilizando Joint Hypocentral Determination. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile. S9_057.
- Murphy, W., Mankelov, J. 2004. Obtaining probabilistic estimates of displacement on a landslide during future earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering*, 8:1, 133-157, DOI:10.1080/13632460409350484
- Naranjo, J.A., Arenas, M., Clavero, J., Muñoz, O. 2009. Mass movement-induced tsunamis: main effects during the Patagonian Fjordland seismic crisis in Aisén ($45^{\circ}25'S$), Chile. *Andean Geology*, 36, 137-146.
- Niemeyer, H., Skarmeta, J., Fuenzalida, R. and Espinoza, W. 1984. Hoja Península de Taitao y Puerto Aysén. Carta geológica de Chile N° 60-61, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile, 80 pp.

Oppikofer, T., Hermanns, R., Redfield, T., Sepúlveda, S., Duhart, P., Bascuñan, I. 2012. Morphologic description of the Punta Cola rock avalanche and associated minor rockslides caused by the 21 april 2007 Aysén earthquake (Patagonia, southern Chile). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69 (3): 339 - 353 (2012)

Pankhurst, R., Weaver, S., Hervé, F., Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. *Journal of the Geol. Soc. of London*, 156, 673-694.

Redfield, T.F., Hermanns, R.L., Oppikofer, T., Duhart, P., Mella, M., Derch, P., Basunan, I., Arenas, M., Fernandez, J., Sepulveda, S.A., Rebolledo, S., Loew, S., Yugsi Molina, F.X., Abarcherli, A., Henderson, I.H.C., Jaboyedoff, M. and Kveldevik, V. 2011. Analysis of the 2007 earthquake-induced Punta Cola rockslide and tsunami, Aysen Fjord, Patagonia, Chile (45.3° S, 73.0° W). 5th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering.

Rodriguez, C.E., Bommer, J.J. & Chandler, R.J., 1999. Earthquake-induced landslides: 1980-1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18, 325-346.

Sepúlveda, S.A. and Serey, A. 2009. Tsunamigenic, earthquake-triggered rock slope failures during the April 21, 2007 Aysén earthquake, southern Chile (45.5°S). *Andean Geology* 36: 131-136. doi:10.4067/S0718-71062009000100010.

Sepúlveda, S.A., Murphy, W., Jibson, R.W., Petley, D.N., 2005. Seismically induced rock slope failures resulting from topographic amplification of strong ground motions: the case of Pacoima Canyon California. *Eng. Geol.* 80, 336-348

Sepúlveda, S.A., Murphy, W., Petley, D.N., 2004. Topographic controls on coseismic rock slides during the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan. *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.* 38, 189-196. <http://dx.doi.org/10.1144/1470-9236/04-062>.

Sepúlveda, S.A., Serey, A., Lara, M., Pavez, A. and Rebolledo, S. 2010. Landslides induced by the April 2007 Aysén fjord earthquake, Chilean Patagonia. *Landslides* 7: 483-492. doi:10.1007/s10346-010-0203-2

Serey, A. 2011. Análisis de las remociones en masa generadas por el terremoto del Fiordo Aysén de 2007 (45,5°S). Tesis para optar al grado de magister en ciencias mención geología. Memoria para optar al título de geología. Departamento de geología. Universidad de Chile.

SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4. Santiago.

Universidad de Chile. 2009. Línea de base Estudio de Impacto Ambiental "Proyecto Central Hidroeléctrica Cuervo". <http://seia.sea.gob.cl/documentos/documento.php?idDocumento=3965520>

Unsworth, M., Malin, P., Egbert, G., Booker, J. 1997. Internal structure of the San Andreas fault at Parkfield, California. USGS

Vargas, G., Rebolledo, S., Sepúlveda, S., Lahsen, A., Thiele, R., Townley, B., Padilla, C., Rauld, R., Herrera, M., Lara, M. 2013. Submarine earthquake rupture, active faulting and volcanism along the major Liquiñe-Ofqui Fault Zone and implications for seismic hazard assessment in the Patagonian Andes. *Andean Geology* 40 (1): 141-171. January, 2013 doi: 10.5027/andgeoV40n1-a07

Vargas, G., Rebolledo, S., Sepúlveda, S., Thiele, R., Townley, B., Padilla, C., Rauld, R., Herrera, M. 2009. La ruptura sísmica submarina de Abril de 2007 y tectónica activa en la Falla Liquiñe-Ofqui, Aysén, Chile. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile. S9_089.

Welkner, D., Eberhardt, E., Hermanns, R. 2010. Hazard investigation of the Portillo Rock Avalanche site, central Andes, Chile, using an integrated field mapping and numerical modelling approach. *Engineering Geology* 114 (2010) 278–297

Anexos

Anexo A.- Intensidad de Mercalli Modificada Extraída desde USGS

Intensity	Shaking	Description/Damage
I	Not felt	Not felt except by a very few under especially favorable conditions.
II	Weak	Felt only by a few persons at rest, especially on upper floors of buildings.
III	Weak	Felt quite noticeably by persons indoors, especially on upper floors of buildings. Many people do not recognize it as an earthquake. Standing motor cars may rock slightly. Vibrations similar to the passing of a truck. Duration estimated.
IV	Light	Felt indoors by many, outdoors by few during the day. At night, some awakened. Dishes, windows, doors disturbed; walls make cracking sound. Sensation like heavy truck striking building. Standing motor cars rocked noticeably.
V	Moderate	Felt by nearly everyone; many awakened. Some dishes, windows broken. Unstable objects overturned. Pendulum clocks may stop.
VI	Strong	Felt by all, many frightened. Some heavy furniture moved; a few instances of fallen plaster. Damage slight.
VII	Very strong	Damage negligible in buildings of good design and construction; slight to moderate in well-built ordinary structures; considerable damage in poorly built or badly designed structures; some chimneys broken.
VIII	Severe	Damage slight in specially designed structures; considerable damage in ordinary substantial buildings with partial collapse. Damage great in poorly built structures. Fall of chimneys, factory stacks, columns, monuments, walls. Heavy furniture overturned.

Intensity	Shaking	Description/Damage
IX	Violent	Damage considerable in specially designed structures; well-designed frame structures thrown out of plumb. Damage great in substantial buildings, with partial collapse. Buildings shifted off foundations.
X	Extreme	Some well-built wooden structures destroyed; most masonry and frame structures destroyed with foundations. Rails bent.

Anexo B.- Topografía usada en el perfil de estudio.

Detalle de puntos en ambas coordenadas para construir el Perfil de estudio.

X [m]	Y [m]	X [m]	Y [m]	X [m]	Y [m]
1066,391	790,224	710,927	572,702	348,494	318,705
1059,421	789,839	696,988	560,75	334,554	313,554
1045,481	789,065	683,048	551,005	320,615	309,387
1031,542	787,292	669,108	545,804	306,675	304,521
1017,602	784,456	655,168	540,912	292,735	297,361
1003,662	781,209	641,229	538,759	278,795	291,613
989,722	777,451	627,289	529,663	264,856	287,091
975,783	772,079	613,349	520,518	250,916	282,14
961,843	765,606	599,409	511,901	236,976	275,834
947,903	758,922	585,47	502,666	223,036	265,889
933,963	752,139	571,53	492,936	209,097	255,46
920,024	749,135	557,59	483,144	195,157	250,18
906,084	742,927	543,65	473,14	181,217	245,858
892,144	736,8	529,711	462,582	167,277	238,66
878,204	728,042	515,771	452,968	153,338	231,984
864,265	714,458	501,831	444,109	139,398	228,949
850,325	698,135	487,892	434,314	125,458	227,391
836,385	684,937	473,952	422,573	111,518	227,431
822,445	674,237	460,012	409,876	97,579	229,259
808,506	663,276	446,072	398,155	83,639	230,897
794,566	650,231	432,133	387,075	69,699	231,176
780,626	637,672	418,193	375,89	55,759	231,829
766,686	626,912	404,253	366,327	41,82	233,92
752,747	614,726	390,313	356,467	27,88	235,933
738,807	599,659	376,374	343,488	13,94	236,264
724,867	585,816	362,434	329,736	0	236,612

Anexo C.- Tablas de parámetros complementarios para criterio de ruptura Hoek-Brown

Tabla de m_i según tipo de litología para matriz rocosa (González de Vallejos, 2002)

Valores de la constante m_i para la matriz rocosa				
Tipo de roca y valor de la constante m_i				
Sedimentarias clásticas	Conglomerado	(22)	Lutita	4
	Arenisca	19	Grauvaca	(18)
	Límolita	9		
Sedimentarias no clásticas	Caliza margosa	7	Caliza micrítica	8
	Brecha caliza	(20)	Yeso	16
	Caliza esparfítica	(10)	Anhidrita	13
Metamórficas	Mármol	9	Gneiss (*)	33
	Cuarcita	24	Esquisto (*)	4-8
	Migmatita	(30)	Filita (*)	(10)
	Anfibolita	25-31	Pizarra (*)	9
	Milonita	(6)		
Ígneas	Granito	33	Dionita	(28)
	Riolita	(16)	Andesita	19
	Granodiorita	(30)	Gabro	27
	Dacita	(17)	Basalto	(17)
Ígneas extrusivas proclásticas	Aglomerado	(20)	Toba	(15)
	Brecha	(18)		

Hoek y Brown, 1997. Los valores entre paréntesis son estimados.
 (*) Valores obtenidos de ensayos en matriz rocosa con dirección de aplicación de la carga normal a los planos de foliación. El valor de m_i será significativamente diferente si la rotura ocurre a favor de los planos de debilidad.

Tabla de σ_{ci} según ensayos de carga puntual, calculados por regresión lineal $Is(50)*23=UCS$ (Serey, 2011).

Ubicación	$Is(50)$	UCS (MPa)
C° Marchant E	0,434	98
C° Marchant W	0,478	108
Laguna Alta	0,495	112
Lago de Los Palos	0,574	129
Río Aysén sur	0,536	121
Puerto Chacabuco	0,604	136
Río Marta	0,604	137
Zona falla	0,77	174
Punta Cola	0,932	210

	UCS(MPa)	Cohesión (MPa)	Angulo de Fricción (°)
Granito	100-300	15- 50	45 - 58

Anexo D.- Señal original de velocidad de la Estación CE31416
Señal horizontal (90°)

.143	.155	.152	.147	.168	.211	.234	.228
.221	.238	.262	.281	.299	.324	.338	.314
.271	.242	.241	.271	.313	.363	.416	.403
.349	.326	.356	.408	.470	.572	.687	.794
.916	1.026	1.109	1.171	1.179	1.189	1.216	1.247
1.277	1.272	1.310	1.384	1.339	1.219	1.099	.914
.845	.908	.924	1.075	1.279	1.369	1.448	1.518
1.702	1.968	2.131	2.338	2.593	2.808	3.196	3.558

3.748	4.008	4.261	4.606	4.978	5.245	5.543	5.813
6.186	6.535	6.660	6.499	5.994	5.138	3.779	2.144
.438	-1.258	-2.882	-4.501	-6.059	-7.462	-8.778	-10.048
-11.278	-12.424	-13.541	-14.585	-15.373	-16.068	-16.528	-16.585
-16.323	-15.755	-14.758	-13.235	-11.337	-9.240	-7.070	-4.803
-2.337	.197	2.656	4.829	6.405	7.545	8.387	8.613
7.971	6.746	5.076	3.131	1.519	.332	-.678	-1.782
-3.181	-4.540	-5.428	-5.950	-6.152	-6.284	-6.674	-6.974
-6.861	-6.133	-4.835	-3.359	-2.009	-.948	.111	1.508
3.119	4.704	6.075	7.188	8.031	8.601	8.934	9.203
9.554	10.011	10.521	10.853	10.742	10.071	8.868	7.318
5.785	4.439	3.189	2.074	1.210	.589	.199	.059
.316	.792	1.133	1.238	1.327	1.455	1.447	1.255
.798	.206	-.396	-.888	-1.194	-1.379	-1.661	-2.116
-2.458	-2.395	-1.985	-1.605	-1.543	-1.707	-1.791	-1.701
-1.422	-1.070	-.852	-.909	-1.166	-1.430	-1.476	-1.164
-.585	.096	.659	.882	.799	.607	.449	.454
.621	.976	1.525	2.096	2.458	2.575	2.774	3.154
3.367	3.104	2.322	1.396	.581	-.212	-.731	-.661
-.361	-.101	.204	.457	.545	.382	.011	-.658
-1.633	-2.660	-3.518	-4.050	-4.451	-4.838	-5.041	-5.094
-5.154	-5.111	-4.860	-4.568	-4.256	-3.828	-3.297	-2.659
-1.941	-1.287	-.727	-.162	.541	1.410	2.267	3.046
3.787	4.447	4.912	5.006	4.763	4.366	3.999	3.827
3.701	3.516	3.284	2.960	2.674	2.479	2.323	2.322
2.467	2.567	2.501	2.274	1.857	1.159	.349	-.396
-1.038	-1.536	-1.902	-2.165	-2.379	-2.642	-3.000	-3.330
-3.609	-4.008	-4.614	-5.402	-6.066	-6.217	-5.935	-5.535
-5.139	-4.671	-4.041	-3.282	-2.412	-1.418	-.468	.277
.807	1.124	1.242	1.261	1.188	.935	.494	-.089
-.793	-1.824	-3.239	-4.811	-6.149	-6.929	-7.168	-6.922
-6.433	-5.949	-5.487	-4.899	-4.051	-2.962	-1.688	-.403
.656	1.381	1.760	1.922	1.929	1.801	1.677	1.545
1.414	1.222	.879	.423	-.140	-.685	-.997	-.887
-.330	.525	1.404	2.035	2.264	2.091	1.713	1.405
1.373	1.630	1.987	2.216	2.251	2.254	2.412	2.759
3.150	3.423	3.502	3.483	3.421	3.320	3.288	3.280
3.270	3.315	3.438	3.639	3.715	3.586	3.311	3.068
3.033	3.170	3.512	4.017	4.547	4.956	5.155	5.280
5.480	5.751	5.979	5.972	5.596	5.018	4.374	3.651
2.845	1.847	.621	-.745	-2.043	-3.050	-3.710	-4.044
-4.084	-3.881	-3.504	-3.131	-2.914	-2.838	-2.909	-3.068
-3.313	-3.671	-3.991	-4.114	-3.924	-3.410	-2.641	-1.860

-1.216	-.522	.315	1.256	2.214	3.103	3.915	4.554
4.746	4.412	3.809	3.270	2.864	2.324	1.508	-.522
-.449	-1.163	-1.633	-1.998	-2.283	-2.499	-2.665	-2.697
-2.419	-1.859	-1.181	-.623	-.306	-.125	.027	.282
.722	1.305	1.923	2.425	2.565	2.260	1.702	1.090
.579	.391	.581	1.030	1.632	2.311	2.948	3.370
3.593	3.681	3.560	3.088	2.275	1.355	.558	-.054
-.667	-1.419	-2.358	-3.452	-4.503	-5.329	-5.903	-6.257
-6.431	-6.482	-6.320	-5.890	-5.306	-4.659	-4.091	-3.696
-3.395	-3.106	-2.761	-2.328	-1.875	-1.465	-1.104	-.834
-.665	-.495	-.170	.323	.756	.936	.903	.737
.497	.234	-.139	-.657	-1.167	-1.552	-1.798	-1.917
-1.931	-1.850	-1.688	-1.404	-1.001	-.539	.041	.777
1.636	2.486	3.108	3.353	3.147	2.606	2.054	1.777
1.787	1.850	1.742	1.379	.777	.075	-.565	-1.040
-1.348	-1.600	-1.839	-2.034	-2.167	-2.266	-2.403	-2.629
-2.887	-3.008	-2.944	-2.734	-2.427	-2.095	-1.826	-1.746
-1.879	-2.165	-2.526	-2.862	-3.072	-3.013	-2.632	-2.062
-1.426	-.779	-.119	.599	1.398	2.223	2.942	3.469
3.743	3.725	3.421	2.932	2.437	1.993	1.533	.988
.353	-.302	-.900	-1.368	-1.631	-1.651	-1.450	-1.078
-.562	.064	.751	1.446	2.093	2.663	3.130	3.453
3.609	3.567	3.329	2.963	2.570	2.227	1.917	1.582
1.181	.677	.020	-.802	-1.710	-2.548	-3.176	-3.613
-4.037	-4.600	-5.264	-5.883	-6.321	-6.506	-6.457	-6.245
-5.966	-5.685	-5.366	-4.913	-4.239	-3.357	-2.392	-1.441
-.550	.261	.990	1.590	2.016	2.305	2.511	2.662
2.800	2.950	3.083	3.203	3.284	3.318	3.288	3.152
2.924	2.615	2.239	1.821	1.413	1.051	.736	.422
.082	-.201	-.329	-.238	.048	.445	.903	1.411
1.947	2.456	2.879	3.155	3.293	3.388	3.501	3.635
3.747	3.831	3.867	3.790	3.561	3.212	2.797	2.381
2.027	1.782	1.656	1.641	1.694	1.760	1.817	1.840
1.785	1.643	1.388	1.027	.575	.085	-.409	-.908
-1.421	-1.959	-2.483	-2.917	-3.219	-3.352	-3.278	-2.979
-2.487	-1.870	-1.235	-.653	-.150	.306	.725	1.088
1.392	1.639	1.841	2.041	2.253	2.434	2.542	2.555
2.452	2.226	1.887	1.533	1.291	1.191	1.133	.995
.730	.395	.073	-.161	-.294	-.358	-.347	-.225
.034	.453	.967	1.469	1.875	2.191	2.410	2.508
2.462	2.199	1.663	.851	-.165	-1.239	-2.302	-3.304
-4.175	-4.851	-5.273	-5.416	-5.303	-4.961	-4.451	-3.847
-3.225	-2.602	-1.980	-1.326	-.621	.104	.804	1.434

1.986	2.517	3.057	3.581	4.058	4.482	4.887	5.283
5.613	5.815	5.825	5.637	5.282	4.806	4.206	3.464
2.600	1.656	.685	-.283	-1.227	-2.102	-2.882	-3.534
-4.064	-4.471	-4.742	-4.828	-4.710	-4.421	-3.974	-3.368
-2.661	-1.942	-1.266	-.689	-.248	.078	.301	.422
.441	.379	.236	.028	-.187	-.343	-.419	-.416
-.321	-.127	.136	.426	.716	1.007	1.294	1.560
1.788	1.982	2.174	2.395	2.628	2.818	2.901	2.832
2.621	2.319	1.981	1.653	1.368	1.118	.873	-.593
.271	-.072	-.390	-.638	-.832	-1.029	-1.291	-1.657
-2.086	-2.535	-2.984	-3.410	-3.784	-4.113	-4.389	-4.589
-4.688	-4.680	-4.559	-4.346	-4.071	-3.752	-3.395	-2.983
-2.514	-2.016	-1.515	-1.069	-.668	-.275	.098	.428
.725	1.011	1.273	1.468	1.569	1.565	1.490	1.376
1.277	1.168	1.012	.788	.487	.118	-.311	-.805
-1.296	-1.755	-2.173	-2.537	-2.865	-3.120	-3.229	-3.167
-2.919	-2.586	-2.208	-1.808	-1.413	-1.019	-.625	-.230
.144	.460	.704	.824	.830	.751	.619	.421
.153	-.132	-.354	-.473	-.468	-.389	-.232	.020
.357	.737	1.084	1.383	1.674	1.959	2.226	2.400
2.460	2.421	2.335	2.204	2.027	1.800	1.523	1.239
1.002	.769	.566	.383	.202	.012	-.208	-.442
-.676	-.910	-1.124	-1.356	-1.562	-1.745	-1.925	-2.086
-2.215	-2.308	-2.337	-2.291	-2.187	-2.115	-2.070	-2.051
-2.075	-2.151	-2.283	-2.449	-2.593	-2.680	-2.667	-2.586
-2.442	-2.257	-2.072	-1.922	-1.815	-1.704	-1.538	-1.315
-1.020	-.720	-.419	-.116	.177	.431	.604	.638
.506	.235	-.122	-.578	-1.092	-1.607	-2.067	-2.443
-2.734	-2.940	-3.064	-3.111	-3.086	-3.073	-3.044	-2.997
-2.917	-2.777	-2.603	-2.442	-2.319	-2.217	-2.078	-1.927
-1.770	-1.584	-1.380	-1.174	-.970	-.789	-.652	-.566
-.519	-.541	-.614	-.703	-.768	-.806	-.810	-.763
-.663	-.523	-.350	-.190	-.018	.183	.397	.600
.774	.932	1.065	1.177	1.298	1.411	1.523	1.638
1.780	1.960	2.146	2.315	2.481	2.671	2.918	3.211
3.577	4.008	4.477	4.964	5.433	5.854	6.225	6.555
6.845	7.050	7.128	7.053	6.820	6.446	5.932	5.291
4.543	3.728	2.887	2.020	1.145	.276	-.565	-1.360
-2.091	-2.734	-3.279	-3.708	-3.989	-4.093	-4.029	-3.832
-3.516	-3.129	-2.707	-2.243	-1.736	-1.180		

Señal Vertical (Up)

.898	.630	.431	.461	.571	.588	.500	.428
.373	.284	.126	-.013	-.048	-.080	-.085	-.059
-.057	.048	.275	.410	.520	.557	.510	.494
.514	.598	.619	.647	.706	.676	.776	.877
.743	.558	.345	.221	-.014	-.235	-.027	-.018
-.316	-.623	-1.293	-1.852	-1.707	-1.629	-1.849	-1.891
-2.089	-2.003	-1.676	-1.588	-1.231	-1.090	-1.149	-1.092
-1.334	-1.500	-1.458	-1.712	-1.549	-1.265	-1.430	-1.185
-1.242	-1.395	-1.349	-1.622	-1.803	-2.246	-2.163	-1.747
-1.850	-2.223	-2.602	-2.189	-1.656	-1.043	-.297	-.141
-.366	-.725	-.823	-.166	.891	1.483	1.584	1.537
1.198	1.059	1.626	1.635	1.373	1.389	1.362	1.464
1.341	1.268	1.453	1.481	1.406	1.495	1.577	1.352
.924	.662	.831	.939	.720	.870	1.122	1.466
1.850	1.649	1.511	1.451	1.004	.469	.205	.599
1.023	.344	-.142	-.156	-.514	.004	.755	1.024
1.439	1.522	1.421	1.201	.875	.865	.817	.722
.648	.657	.835	1.061	1.248	.988	.407	-.104
-.275	-.163	.179	.765	1.022	.938	1.065	1.265
1.258	1.380	1.394	.767	.021	-.227	.108	.390
.392	.213	.064	-.162	-.493	-.379	-.470	-.884
-1.247	-1.398	-1.218	-.999	-.770	-.889	-1.367	-1.579
-1.517	-1.445	-1.292	-1.007	-.624	-.295	.002	.441
1.054	1.444	1.617	1.964	2.293	2.322	1.977	1.523
1.105	.552	.189	-.047	-.527	-.984	-1.501	-1.931
-1.807	-1.643	-1.914	-2.299	-2.354	-2.335	-2.508	-2.627
-2.774	-2.899	-2.658	-2.381	-2.496	-2.731	-3.017	-2.952
-2.207	-1.184	-.068	.625	.835	1.201	1.886	2.628
3.002	3.096	3.073	2.941	3.173	3.514	3.264	2.813
2.630	2.181	1.388	.652	.049	-.418	-.847	-1.413
-2.141	-3.152	-4.174	-4.713	-4.895	-4.752	-4.329	-3.821
-3.310	-2.942	-2.449	-1.949	-1.990	-2.137	-2.243	-2.114
-1.474	-.827	-.281	.150	.454	.821	1.225	1.420
1.272	.962	.781	.699	.659	.568	.331	.077
-.103	-.022	.364	.491	.178	-.002	-.027	.065
.557	1.042	1.154	1.170	.999	.875	1.066	1.192
1.245	1.158	1.116	1.551	1.983	1.900	1.454	.799
.255	.172	.501	1.129	1.802	2.244	2.459	2.513
2.612	2.624	2.383	2.170	2.031	2.044	2.010	1.968
1.966	1.923	1.894	1.699	1.461	1.201	.964	.781
.458	.067	-.275	-.455	-.397	-.507	-.807	-.951
-.846	-.472	-.087	.168	.393	.511	.496	.528

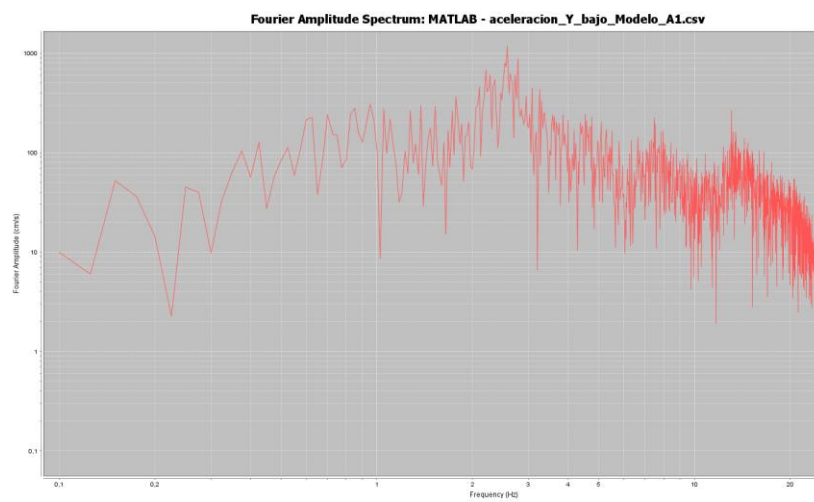
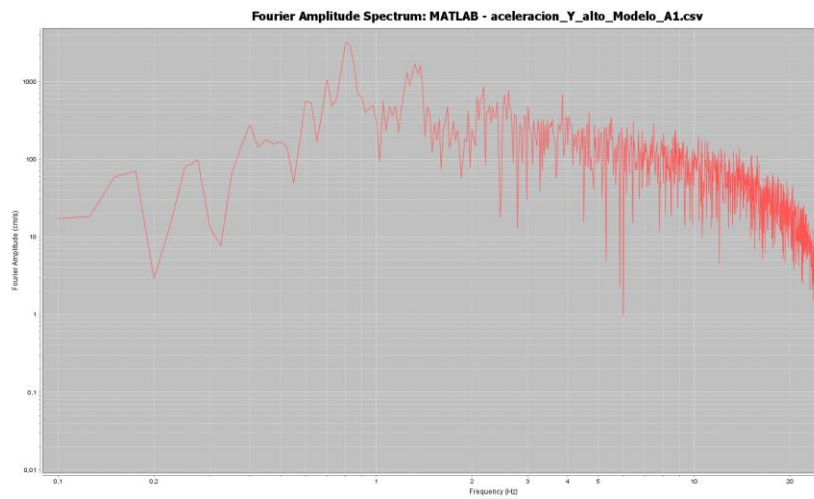
.598	.618	.650	.644	.423	-.012	-.459	-.683
-.557	-.289	-.279	-.385	-.412	-.246	.175	.578
.739	.748	.694	.502	.274	.085	.112	.129
-.178	-.510	-.806	-1.028	-1.187	-1.384	-1.622	-2.019
-2.180	-1.938	-1.681	-1.301	-.956	-.930	-.809	-.598
-.333	.093	.325	.413	.303	-.071	-.449	-.638
-.447	-.058	.173	.158	-.120	-.516	-.780	-.810
-.621	-.548	-.652	-.550	-.366	-.201	-.089	-.047
-.080	-.276	-.302	-.195	-.120	-.030	.074	.269
.425	.542	.597	.424	.187	-.054	-.461	-.964
-1.372	-1.554	-1.544	-1.449	-1.151	-.646	-.252	.091
.238	.041	-.125	-.090	.028	.202	.620	1.104
1.476	1.788	2.071	2.313	2.253	1.877	1.262	.500
.036	.045	.230	.380	.604	1.018	1.357	1.339
.924	.413	.073	.071	.343	.401	.192	-.164
-.518	-.629	-.636	-.812	-1.278	-1.934	-2.573	-2.878
-2.766	-2.440	-1.995	-1.599	-1.373	-1.091	-.628	-.146
.346	.860	1.192	1.490	1.862	2.257	2.820	3.345
3.600	3.541	3.223	2.852	2.531	2.270	2.074	1.799
1.393	1.039	.675	.259	-.090	-.509	-1.040	-1.512
-1.940	-2.359	-2.661	-2.897	-3.032	-2.941	-2.812	-2.710
-2.605	-2.518	-2.401	-2.234	-1.946	-1.526	-.977	-.359
.123	.445	.645	.867	1.265	1.592	1.690	1.581
1.279	1.008	.790	.543	.214	-.288	-.844	-1.391
-1.909	-2.270	-2.451	-2.612	-2.766	-2.714	-2.284	-1.559
-.856	-.407	-.250	-.270	-.319	-.312	-.284	-.328
-.411	-.399	-.384	-.438	-.525	-.774	-1.127	-1.519
-1.923	-2.207	-2.363	-2.415	-2.368	-2.270	-2.208	-2.196
-2.146	-1.953	-1.574	-1.077	-.519	.068	.659	1.267
1.846	2.314	2.565	2.548	2.317	1.911	1.435	.844
.121	-.584	-1.326	-2.067	-2.679	-3.128	-3.344	-3.352
-3.183	-2.862	-2.408	-1.773	-1.132	-.631	-.135	.410
1.013	1.633	2.105	2.372	2.538	2.693	2.830	2.878
2.815	2.672	2.415	2.017	1.539	1.054	.600	.181
-.218	-.669	-1.102	-1.359	-1.464	-1.383	-1.115	-.774
-.286	.310	.848	1.242	1.474	1.637	1.791	1.904
1.963	1.971	1.898	1.860	1.948	2.102	2.282	2.424
2.478	2.416	2.264	2.098	1.961	1.809	1.578	1.290
.956	.610	.278	-.050	-.350	-.590	-.774	-.898
-.878	-.754	-.595	-.447	-.404	-.415	-.377	-.254
-.107	.010	.084	.105	.162	.271	.366	.397
.303	.144	.074	.134	.283	.431	.535	.612
.624	.562	.454	.311	.136	-.100	-.367	-.655

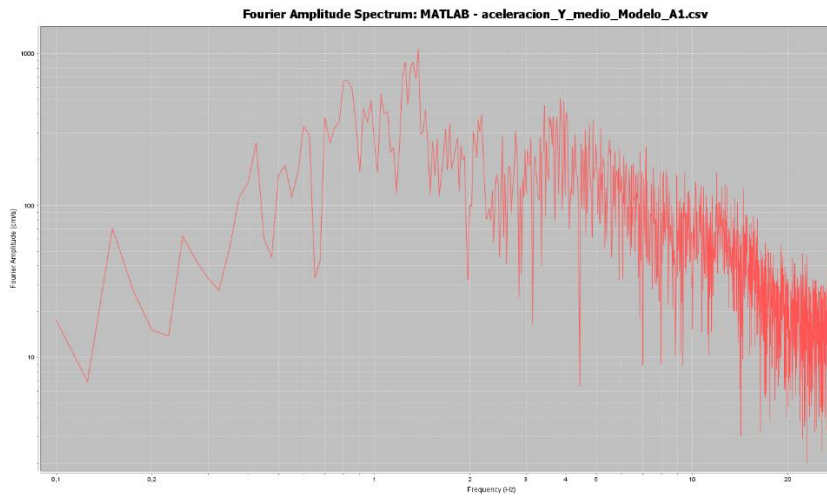
-.928	-1.049	-1.032	-.933	-.760	-.552	-.319	.019
.497	1.082	1.671	2.102	2.373	2.530	2.611	2.641
2.577	2.434	2.263	2.034	1.783	1.586	1.426	1.294
1.115	.815	.394	-.089	-.575	-1.012	-1.419	-1.823
-2.149	-2.352	-2.411	-2.352	-2.210	-1.985	-1.686	-1.354
-1.046	-.761	-.481	-.198	.064	.270	.401	.446
.452	.433	.401	.429	.474	.462	.369	.168
-.118	-.414	-.722	-1.079	-1.387	-1.531	-1.499	-1.304
-.995	-.669	-.354	.017	.470	.936	1.309	1.584
1.794	2.013	2.273	2.479	2.613	2.645	2.548	2.355
2.045	1.659	1.250	.877	.557	.248	-.092	-.433
-.717	-.954	-1.100	-1.135	-1.123	-1.081	-1.064	-1.099
-1.122	-1.102	-1.024	-.915	-.829	-.757	-.705	-.659
-.553	-.413	-.286	-.208	-.254	-.400	-.600	-.794
-.958	-1.096	-1.219	-1.394	-1.585	-1.733	-1.830	-1.864
-1.820	-1.719	-1.623	-1.495	-1.298	-1.089	-.869	-.611
-.363	-.099	.180	.439	.726	1.000	1.178	1.261
1.254	1.214	1.168	1.099	1.021	.872	.624	.329
.022	-.244	-.439	-.581	-.705	-.798	-.816	-.734
-.583	-.410	-.199	.045	.278	.508	.738	.940
1.105	1.274	1.441	1.560	1.620	1.621	1.544	1.380
1.135	.836	.514	.182	-.167	-.543	-.954	-1.362
-1.682	-1.895	-2.059	-2.184	-2.224	-2.152	-1.981	-1.729
-1.413	-1.073	-.695	-.260	.168	.528	.774	.909
.986	1.033	1.000	.862	.643	.336	.008	-.269
-.530	-.766	-.938	-1.033	-1.061	-1.106	-1.172	-1.187
-1.143	-1.017	-.809	-.583	-.354	-.152	-.048	-.079
-.250	-.481	-.671	-.829	-.983	-1.110	-1.179	-1.174
-1.082	-.926	-.756	-.574	-.354	-.090	.194	.475
.716	.868	.948	.964	.928	.857	.741	.591
.437	.256	.052	-.127	-.285	-.435	-.521	-.512
-.447	-.348	-.229	-.114	.003	.113	.175	.187
.168	.122	.076	.007	-.138	-.341	-.570	-.811
-1.008	-1.166	-1.292	-1.397	-1.482	-1.502	-1.436	-1.298
-1.129	-.939	-.707	-.438	-.157	.118	.350	.513
.619	.698	.799	.917	1.062	1.230	1.379	1.500
1.596	1.625	1.582	1.458	1.265	1.030	.774	.545
.331	.124	-.040	-.140	-.175	-.168	-.145	-.132
-.126	-.119	-.113	-.087	-.032	.031	.127	.280
.475	.666	.862	1.050	1.219	1.389	1.540	1.641
1.712	1.762	1.781	1.767	1.693	1.551	1.347	1.094
.857	.666	.519	.402	.317	.262	.231	.231
.202	.115	.002	-.144	-.282	-.391	-.476	-.531

-0.578	-0.627	-0.674	-0.722	-0.770	-0.818	-0.864	-0.911
-0.959	-1.007	-1.040	-1.039	-1.000	-0.920	-0.803	-0.650
-0.458	-0.237	-0.017	0.172	0.343	0.512	0.656	0.760
0.796	0.734	0.606	0.437	0.245	0.077	-0.072	-0.204
-0.304	-0.396	-0.488	-0.562	-0.609	-0.634	-0.628	-0.636
-0.668	-0.675	-0.642	-0.554	-0.438	-0.323		

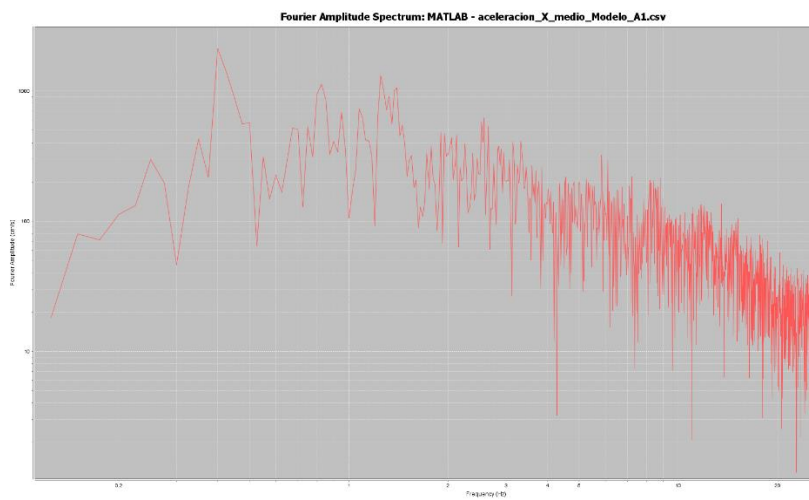
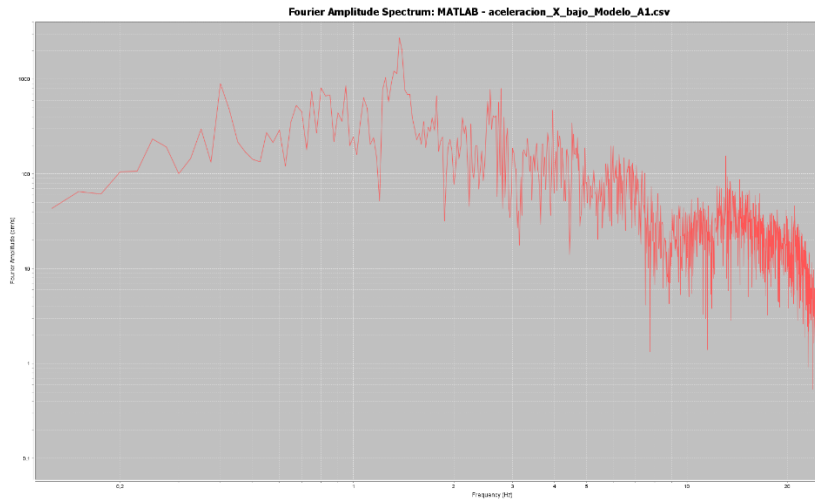
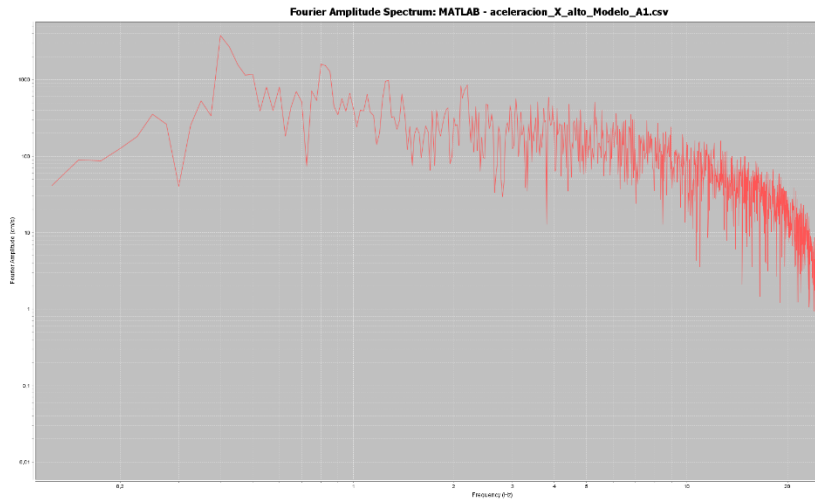
Anexo E.- Análisis de Fourier en el caso dinámico para Puntos de control Modelo A1

Componente Vertical



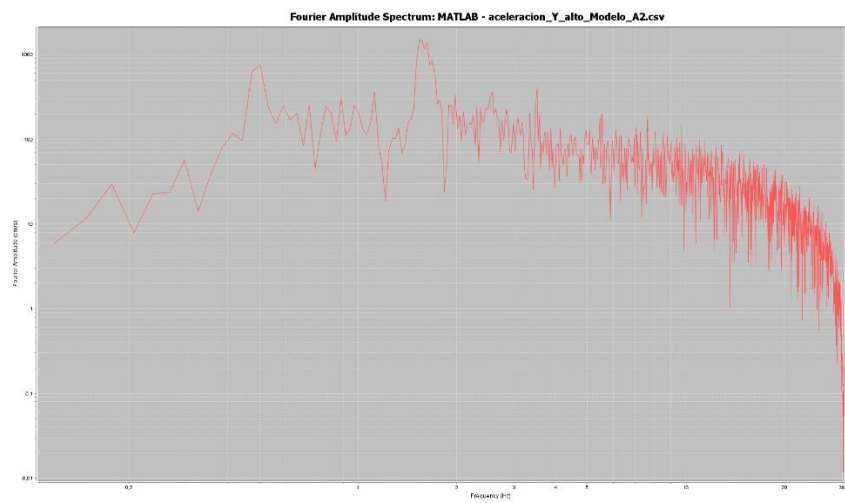
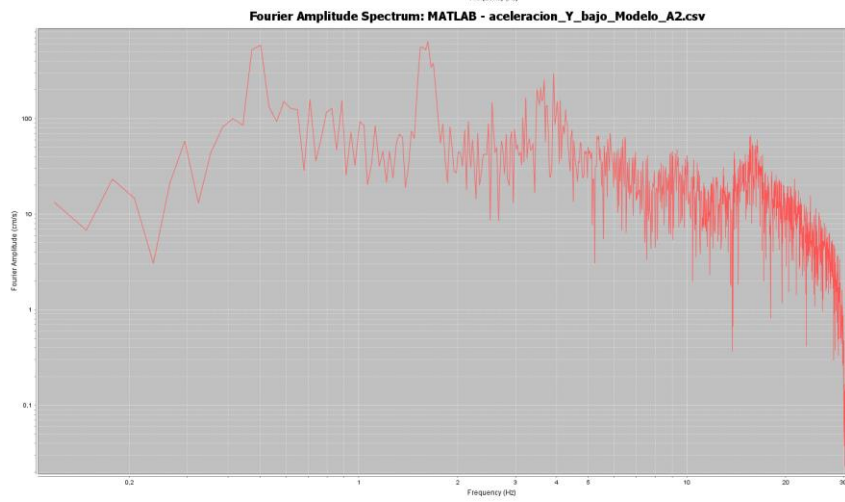
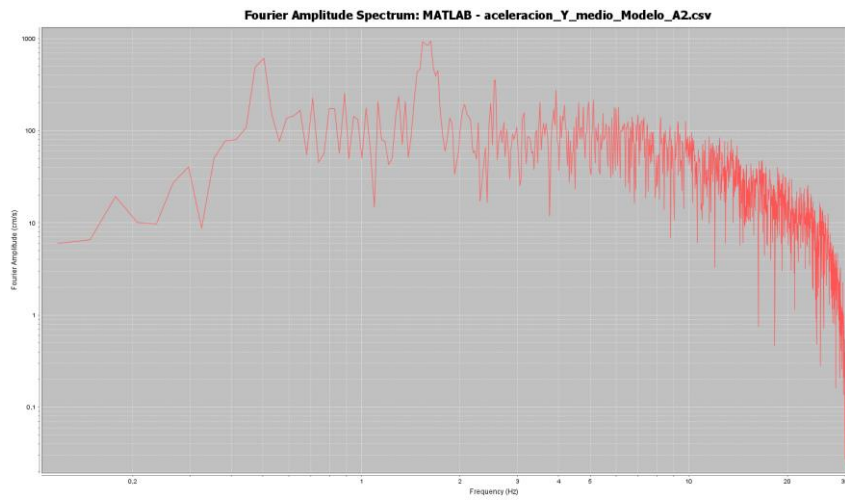


Componente Horizontal

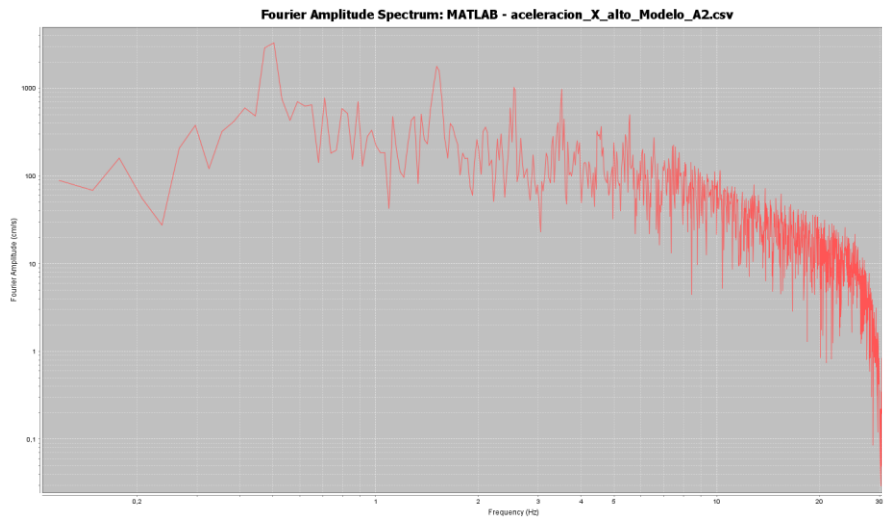
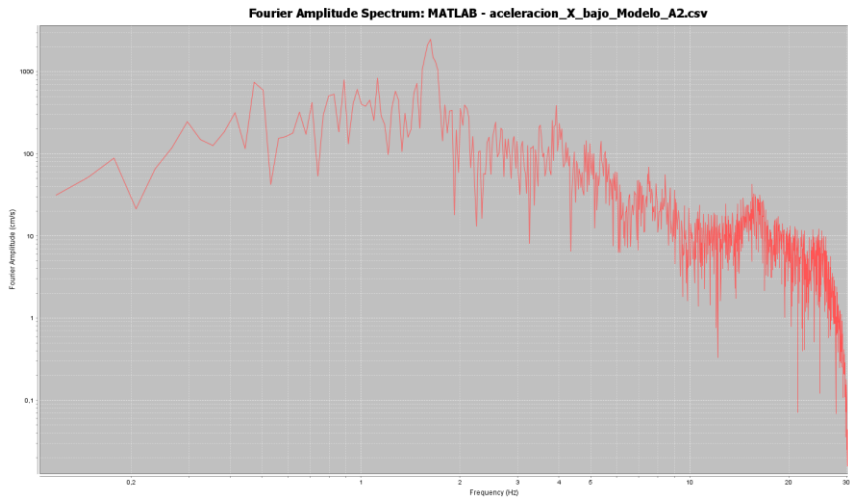
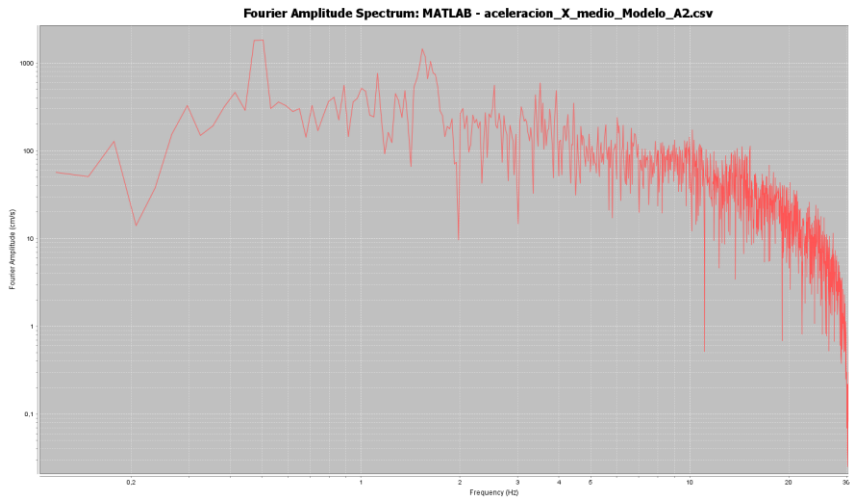


Modelo A2

Componente Vertical

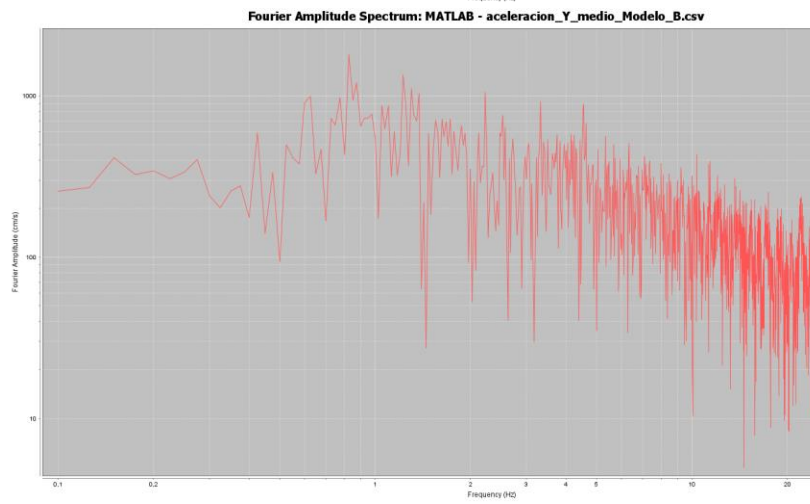
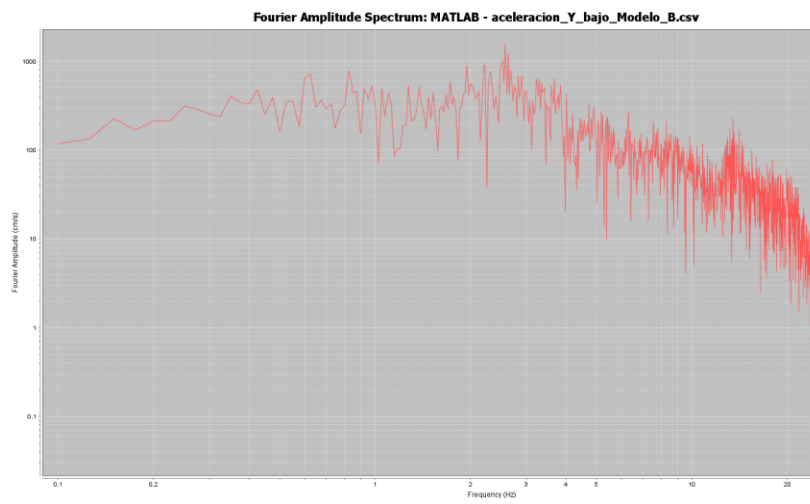
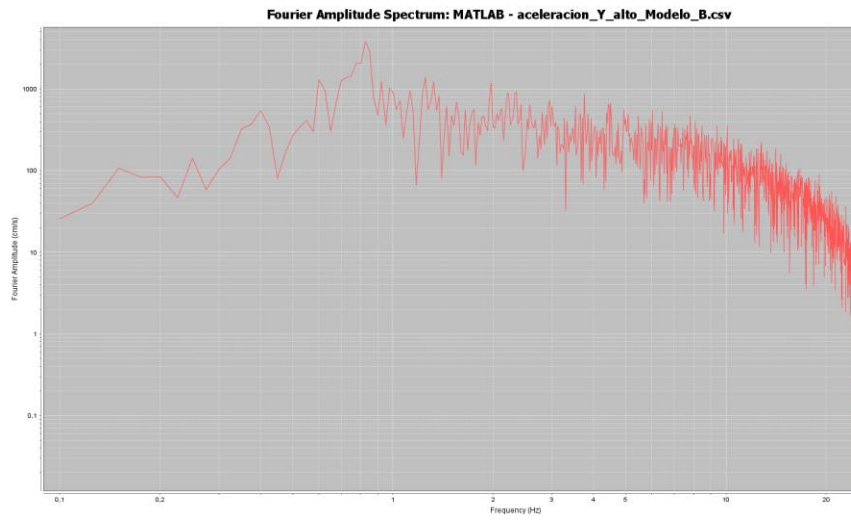


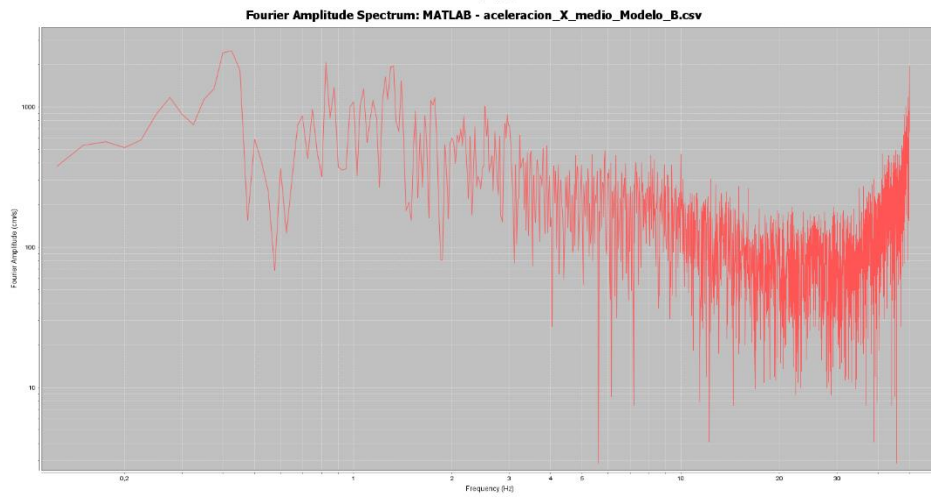
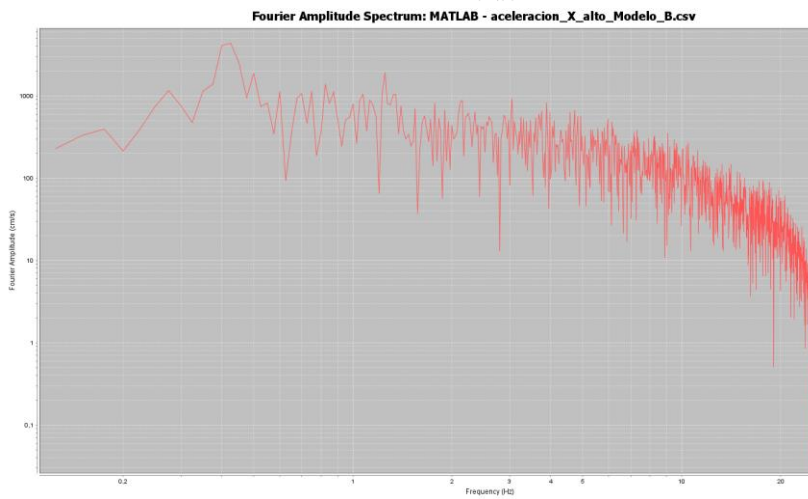
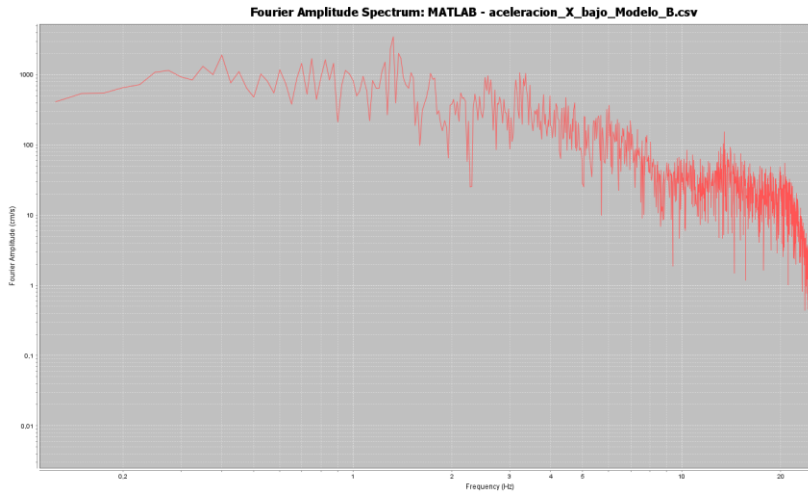
Componente Horizontal



Modelo B

Componente Vertical





Anexo F.- Velocidad Onda de Corte

La velocidad de onda de corte (V_s) se calculó con la ecuación E1 (Asmani et al. 2001), para un medio isótropo y homogéneo.

Ecuación E1.- Velocidad de onda S en medio homogéneo e isótropo.

Donde S es el módulo de Shear y ρ es la densidad de material.

Los valores se extraen de la Tabla 8. Con lo cual resulta lo observado en la ecuación E2.

Ecuación E2.- Cálculo de Velocidad de onda S.

Anexo G.- Código usado en UDEC para Modelamiento

```
>new
>round 0.1

>;---perfil de la ladera
>block (0.0,0.0) (0.0,800.0) (1062.0,800.0) (1062.0,0.0)
>crack (1066.391,790.224) (1059.421,789.839)
>crack (1059.421,789.839) (1045.481,789.065)
>crack (1045.481,789.065) (1031.542,787.292)
>crack (1031.542,787.292) (1017.602,784.456)
>crack (1017.602,784.456) (1003.662,781.209)
>crack (1003.662,781.209) (989.722,777.451)
>crack (989.722,777.451) (975.783,772.079)
>crack (975.783,772.079) (961.843,765.606)
>crack (961.843,765.606) (947.903,758.922)
>crack (947.903,758.922) (933.963,752.139)
>crack (933.963,752.139) (920.024,749.135)
>crack (920.024,749.135) (906.084,742.927)
>crack (906.084,742.927) (892.144,736.8)
>crack (892.144,736.8) (878.204,728.042)
>crack (878.204,728.042) (864.265,714.458)
>crack (864.265,714.458) (850.325,698.135)
>crack (850.325,698.135) (836.385,684.937)
>crack (836.385,684.937) (822.445,674.237)
>crack (822.445,674.237) (808.506,663.276)
>crack (808.506,663.276) (794.566,650.231)
>crack (794.566,650.231) (780.626,637.672)
>crack (780.626,637.672) (766.686,626.912)
>crack (766.686,626.912) (752.747,614.726)
>crack (752.747,614.726) (738.807,599.659)
>crack (738.807,599.659) (724.867,585.816)
>crack (724.867,585.816) (710.927,572.702)
>crack (710.927,572.702) (696.988,560.75)
>crack (696.988,560.75) (683.048,551.005)
>crack (683.048,551.005) (669.108,545.804)
>crack (669.108,545.804) (655.168,540.912)
>crack (655.168,540.912) (641.229,538.759)
>crack (641.229,538.759) (627.289,529.663)
>crack (627.289,529.663) (613.349,520.518)
>crack (613.349,520.518) (599.409,511.901)
>crack (599.409,511.901) (585.47,502.666)
>crack (585.47,502.666) (571.53,492.936)
>crack (571.53,492.936) (557.59,483.144)
```

```

>crack (557.59,483.144) (543.65,473.14)
>crack (543.65,473.14) (529.711,462.582)
>crack (529.711,462.582) (515.771,452.968)
>crack (515.771,452.968) (501.831,444.109)
>crack (501.831,444.109) (487.892,434.314)
>crack (487.892,434.314) (473.952,422.573)
>crack (473.952,422.573) (460.012,409.876)
>crack (460.012,409.876) (446.072,398.155)
>crack (446.072,398.155) (432.133,387.075)
>crack (432.133,387.075) (418.193,375.89)
>crack (418.193,375.89) (404.253,366.327)
>crack (404.253,366.327) (390.313,356.467)
>crack (390.313,356.467) (376.374,343.488)
>crack (376.374,343.488) (362.434,329.736)
>crack (362.434,329.736) (348.494,318.705)
>crack (348.494,318.705) (334.554,313.554)
>crack (334.554,313.554) (320.615,309.387)
>crack (320.615,309.387) (306.675,304.521)
>crack (306.675,304.521) (292.735,297.361)
>crack (292.735,297.361) (278.795,291.613)
>crack (278.795,291.613) (264.856,287.091)
>crack (264.856,287.091) (250.916,282.14)
>crack (250.916,282.14) (236.976,275.834)
>crack (236.976,275.834) (223.036,265.889)
>crack (223.036,265.889) (209.097,255.46)
>crack (209.097,255.46) (195.157,250.18)
>crack (195.157,250.18) (181.217,245.858)
>crack (181.217,245.858) (167.277,238.66)
>crack (167.277,238.66) (153.338,231.984)
>crack (153.338,231.984) (139.398,228.949)
>crack (139.398,228.949) (0,236.612)
>crack (104.548,300.173) (104.548,0)
>delete range 313.6049,423.3283 497.1717,701.3083
>;-----set de estructuras mayores-----;
>jregion id 1 187.15912,254.57454 530.0971,666.3253 1128.7698,822.81354 1124.3073,251.59947
>jset angle -150 spacing 70 origin 730,1062 range jregion 1
>jset angle -110 spacing 105 range jregion 1
>jset angle -80 spacing 105 range jregion 1
>;-----MALLA-----;
>gen edge 200.0 range -2.9817,1.029E3 -189.0161,298.0634
>gen edge 30.0 range -1,1800 -1,1000
>join_cont range 66.6635,167.7859 -7.8788,238.9787
>;-----DEFINIR PROPIEDADES BLOQUES-----;
>group zone 'User:MacizoRocoso'
>zone model hoekbrown density 2.7E3 bulk 4.0833E10 shear 1.8846E10 hbs 3.86592E-3 hbmb 5.533349
hbsigci 2E8 hba 0.5 range group 'User:MacizoRocoso'
>group zone 'User:HFZ' range 750.0016,843.9509 -79.3665,697.7051
>zone model hoekbrown density 2.7E3 bulk 4.0833E10 shear 1.8846E10 hbs 7.3018E-4 hbmb 3.2383987
hbsigci 2E8 hba 0.525 range group 'User:HFZ'
>group zone 'User:HFZ' range 55.5038,153.0558 -42.7721,307.0694
>zone model hoekbrown density 2.7E3 bulk 4.0833E10 shear 1.8846E10 hbs 7.3018E-4 hbmb 3.2383987
hbsigci 2E8 hba 0.525 range group 'User:HFZ'
>;-----DEFINIR PROPIEDADES ESTRUCTURAS-----;
>group joint 'sets'
>joint model area jks 32E11 jkn 32E12 jfriction 33 jcohesion 1E4 jdilation 43 range group 'sets'
>set jcondf joint model area jks 32E11 jkn 32E12 jfriction 33 jcohesion 1E4 jdilation 43
>;-----Boundary-----;
>boundary vvelocity 0 range -19.1876,1.086E3 -25.6603,5.7537
>boundary xvelocity 0 range 1.061E3,1.068E3 -13.5697,798.1223
>boundary xvelocity 0 range -6.4229,0.1942 -3.8718,244.4419
>;-----GRAVEDAD-----;
>set gravity 0 -9.8
>damp local

```

```

>;-----SOLUCIONAR PARA EQUILIBRIO INICIAL-----;
>hist ydis 630.55,470.54
>hist xdis 630.55,470.54
>hist ydis 900.0,750.0
>hist xdis 900.0,750.0
>def static
>   gi = gp_near(550,445)
>   gi_n = gp_near(912,720)
>   gi_c = gp_near(180,210)
>   array aa(1)
>   array aa2(1)
>   array aa3(1)
>   array aa4(1)
>   status = open('data_static_2017_1.csv',1,1)
>   loop n (1,5000)
>       posx = gp_xdis(gi)
>       posy = gp_ydis(gi)
>       posx1 = gp_xdis(gi_n)
>       posy1 = gp_ydis(gi_n)
>       posx2 = gp_xdis(gi_c)
>       posy2 = gp_ydis(gi_c)
>
>       aa(1) = string(time)+' '+string(posx)+' '+string(posy)
>       aa2(1) = string(posx1)+' '+string(posy1)
>       aa3(1) = string(posx2)+' '+string(posy2)
>       aa4(1) = aa(1)+' '+aa2(1)+' '+aa3(1)
>
>       status = write(aa4,1)
>       command
>       cycle time 0.01
>       endcommand
>   endloop
>   status = close
>end
>static
>;solve ratio 1E-5
>;solve fos no_restore associated
>;-----CASO DINAMICO-----;
>boundary ffield
>boundary xvisc ff_bulk=4.0833E10 ff_shear=1.8846E10 ff_density=2700 range -1,4971 -1,1
>boundary yvisc ff_bulk=4.0833E10 ff_shear=1.8846E10 ff_density=2700 range -1,4971 -1,1
>set gravity 0 -9.8
>damp 0.005,2.2
>save state_estatico.sav
>;-----CASO A1-----;
>restore state_estatico.sav
>reset hist
>table 1 read 'Feed_Mammoth_Lake/park_36414_5_90.csv'
>table 2 read 'Feed_Mammoth_Lake/park_36414_5_up.csv'
>RESET time
>boundary xvelocity 1 history=table 1 range -1,1800 -1,2
>boundary yvelocity 1 history=table 2 range -1,1800 -1,2
>hist ydis 630.55,470.54
>hist xdis 630.55,470.54
>hist ydis 900.0,750.0
>hist xdis 900.0,750.0
>def dina
>   gi = gp_near(550,445)
>   gi_n = gp_near(912,720)
>   gi_c = gp_near(180,210)
>   array aa1(1)
>   array aa21(1)
>   array aa31(1)

```

```

> array aa41(1)
> status = open('data_dina_ModeloA1.csv',1,1)
> loop n (1,2000)
>     posx = gp_xvel(gi)
>     posy = gp_yvel(gi)
>     velx_n = gp_xvel(gi_n)
>     vely_n = gp_yvel(gi_n)
>     velx_c = gp_xvel(gi_c)
>     vely_c = gp_yvel(gi_c)
>
>     aa1(1) = string(time)+' '+string(posx)+' '+string(posy)
>     aa21(1) = string(velx_n)+' '+string(vely_n)
>     aa31(1) = string(velx_c)+' '+string(vely_c)
>     aa41(1) = aa1(1)+' '+aa21(1)+' '+aa31(1)
>
>     status = write(aa41,1)
>     command
>     cycle time 0.01
>     endcommand
> endloop
> status = close
>end
>dina
>save state_dina_ModeloA1.sav
>;-----CASO A2-----
>restore state_estatico.sav
>reset hist
>table 1 read 'Feed_Mammoth_Lake/park_36414_5_90.csv'
>RESET time
>boundary xvelocity 1 history=table 1 range -1,1800 -1,2
>hist ydis 630.55,470.54
>hist xdis 630.55,470.54
>hist ydis 900.0,750.0
>hist xdis 900.0,750.0
>def dina
>     gi = gp_near(550,445)
>     gi_n = gp_near(912,720)
>     gi_c = gp_near(180,210)
>     array aa1(1)
>     array aa21(1)
>     array aa31(1)
>     array aa41(1)
>     status = open('data_dina_ModeloA2.csv',1,1)
>     loop n (1,2000)
>         posx = gp_xvel(gi)
>         posy = gp_yvel(gi)
>         velx_n = gp_xvel(gi_n)
>         vely_n = gp_yvel(gi_n)
>         velx_c = gp_xvel(gi_c)
>         vely_c = gp_yvel(gi_c)
>
>         aa1(1) = string(time)+' '+string(posx)+' '+string(posy)
>         aa21(1) = string(velx_n)+' '+string(vely_n)
>         aa31(1) = string(velx_c)+' '+string(vely_c)
>         aa41(1) = aa1(1)+' '+aa21(1)+' '+aa31(1)
>
>         status = write(aa41,1)
>         command
>         cycle time 0.01
>         endcommand
>     endloop
>     status = close
>end

```

```

>dina
>save state_dina_ModeloA2.sav
>;-----CASO B-----
>restore state_estatico.sav
>reset hist
>table 1 read 'Feed_Mammoth_Lake/park_36414_901.csv'
>table 2 read 'Feed_Mammoth_Lake/park_36414_up1.csv'
>RESET time
>boundary xvelocity 1 history=table 1 range -1,1800 -1,2
>boundary yvelocity 1 history=table 2 range -1,1800 -1,2
>hist ydis 630.55,470.54
>hist xdis 630.55,470.54
>hist ydis 900.0,750.0
>hist xdis 900.0,750.0
>def dina
>   gi = gp_near(550,445)
>   gi_n = gp_near(912,720)
>   gi_c = gp_near(180,210)
>   array aa1(1)
>   array aa21(1)
>   array aa31(1)
>   array aa41(1)
>   status = open('data_dina_ModeloB.csv',1,1)
>   loop n (1,2000)
>       posx = gp_xvel(gi)
>       posy = gp_yvel(gi)
>       velx_n = gp_xvel(gi_n)
>       vely_n = gp_yvel(gi_n)
>       velx_c = gp_xvel(gi_c)
>       vely_c = gp_yvel(gi_c)
>
>       aa1(1) = string(time)+' '+string(posx)+' '+string(posy)
>       aa21(1) = string(velx_n)+' '+string(vely_n)
>       aa31(1) = string(velx_c)+' '+string(vely_c)
>       aa41(1) = aa1(1)+' '+aa21(1)+' '+aa31(1)
>
>       status = write(aa41,1)
>       command
>           cycle time 0.01
>       endcommand
>   endloop
>   status = close
>end
>dina
>save state_dina_ModeloB.sav

```