



Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

**MÁSTER UNIVERSITARIO EN INGENIERÍA
GEOLÓGICA**

Curso 2024-2025

**Análisis pseudoestático y dinámico de grandes deslizamientos
cosísmicos en el río Jiboa, El Salvador**

**Pseudostatic and dynamic analysis of large coseismic
landslides on Jiboa River, El Salvador.**

ALONSO ARMANDO ALFARO NAVARRETE

TUTOR DEL TRABAJO: DR. JULIO GARZÓN ROCA



Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

**MÁSTER UNIVERSITARIO EN INGENIERIA
GEOLOGICA**

Curso 2024-2025

**Análisis pseudoestático y dinámico de grandes deslizamientos
cosísmicos en el río Jiboa, El Salvador**

**Pseudostatic and dynamic analysis of large coseismic
landslides on Jiboa River, El Salvador.**

ALONSO ARMANDO ALFARO NAVARRETE

TUTOR DEL TRABAJO: DR. JULIO GARZÓN ROCA

Fdo.:



Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid

DECLARACIÓN DE NO PLAGIO

Alonso Armando Alfaro Navarrete con NIE Z2265361G, estudiante de Máster en Ingeniería Geológica en la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid en el curso 2024 - 2025 , como autor/a del trabajo de fin de máster titulado *Análisis pseudoestático y dinámico de grandes deslizamientos cosísmicos en el río Jiboa, El Salvador*, y presentado para la obtención del título correspondiente, cuyo tutor es Julio Garzón Roca,

DECLARO QUE: El trabajo de fin de máster que presento está elaborado por mí y es original. No copio, ni utilizo ideas, formulaciones, citas integrales e ilustraciones de cualquier obra, artículo, memoria, o documento (en versión impresa o electrónica), sin mencionar de forma clara y estricta su origen, tanto en el cuerpo del texto como en la bibliografía. Así mismo declaro que los datos son veraces y que no he hecho uso de información no autorizada de cualquier fuente escrita de otra persona o de cualquier otra fuente. De igual manera, soy plenamente consciente de que el hecho de no respetar estos extremos es objeto de sanciones universitarias y/o de otro orden.

En Madrid, a 25 de Julio de 2025

Fdo.



**Declaración Responsable sobre autoría y uso ético de
herramientas de inteligencia artificial (IA)**

Yo, Alonso Armando Alfaro Navarrete

con NIE Z2265361G

declaro de manera responsable que el presente

☐ Trabajo de fin de grado

☒ Trabajo de fin de máster

☐ Tesis Doctoral

Titulado

Análisis pseudoestático y dinámico de grandes deslizamientos cosísmicos en el río Jiboa, El Salvador,

Es el resultado de mi trabajo intelectual personal y creativo, y ha sido elaborado de acuerdo con los principios éticos y las normas de integridad vigentes en la comunidad académica y, más específicamente, en la Universidad Complutense de Madrid. Soy, pues, autor del material aquí incluido y, cuando no ha sido así y he tomado el material de otra fuente, lo he citado o bien he declarado su procedencia de forma clara -incluidas, en su caso, herramientas de inteligencia artificial-. Las ideas y aportaciones principales incluidas en este trabajo, y que acreditan la adquisición de competencias, son mías y no proceden de otras fuentes o han sido reescritas usando material de otras fuentes. Asimismo, aseguro que los datos y recursos utilizados son legítimos, verificables y han sido obtenidos de fuentes confiables y autorizadas. Además, he tomado medidas para garantizar la confidencialidad y privacidad de los datos utilizados, evitando cualquier tipo de sesgo o discriminación injusta en el tratamiento de la información.

En Madrid, a 25 de Julio de 2025

Fdo.

RESUMEN

El presente Trabajo de Fin de Máster se centra en el análisis de la estabilidad de dos deslizamientos cosísmicos en la cuenca del río Jiboa, El Salvador: el Deslizamiento Jiboa, que sucedió a causa del terremoto de febrero de 2001 y el Deslizamiento Veracruz, de fecha de ocurrencia incierta.

El caso de febrero de 2001 y teniendo en cuenta que el deslizamiento no sucedió con el sismo de enero de ese mismo año, sirve como modo de calibración para poder plantear una metodología que permita esclarecer qué evento, del siglo XX, pudo haber generado el evento de Veracruz.

Se inicia con un análisis retrospectivo con método de equilibrio límite (MEL) así como desplazamiento de Newmark para poder respaldar un modelo geotécnico del deslizamiento de febrero de 2001 ante la escasez y variabilidad de los valores de los parámetros en la campaña geotécnica desarrollada *in situ* y apoyándose en investigaciones de lugares con características geológicas y geotécnicas similares.

La modelación dinámica con método de elementos finitos (MEF) se aplicó para determinar las aceleraciones máximas que experimentaría la ladera y el efecto de amplificación con respecto a la base.

Paralelamente se consideraron los eventos sísmicos históricos, aplicando las ecuaciones de atenuación de Cepeda et al. (2004) y Schmidt (2014), siendo sus resultados ajustados con los datos del registro sísmico de los eventos de 2001 obtenidos en el hospital nacional de Zacatecoluca.

Los parámetros de resistencia de los materiales de la zona del deslizamiento de febrero de 2001 por MEF para generar una condición crítica, extensibles a la zona de Veracruz, fueron considerablemente mayores a las propiedades de los obtenidos por MEL, lo que muestra como los MEL dejan por fuera efectos que MEF si recoge, como la amplificación. Con estos nuevos valores se construyó un modelo de la situación previa al deslizamiento de Veracruz y se logró determinar el coeficiente de análisis pseudoestático que generaba la situación crítica, siendo este valor comparado con los valores resultantes corregidos de las ecuaciones de atenuación aplicadas a sismos históricos.

El sismo de diciembre de 1936 es el sismo que tiene mejores probabilidades de haber ocasionado el deslizamiento de Veracruz.

La situación de los eventos sísmicos cercanos en el tiempo y la ocurrencia o no de deslizamientos como el caso del deslizamiento Jiboa, es una oportunidad interesante de ser estudiada en este y otros sectores de El Salvador.

INDICE

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Los deslizamientos cosísmicos	1
1.2 Deslizamientos Jiboa y Veracruz	2
1.3 Sismicidad Histórica en El Salvador.....	4
1.4 Terremotos de 2001	5
1.5 Entorno Geológico.....	7
1.5.1 Entorno próximo e investigaciones recientes	8
CAPÍTULO 2. OBJETIVOS	11
2.1 Objetivo general:	11
2.2 Objetivos Específicos	11
CAPÍTULO 3. METODOLOGIA.....	12
3.1 Metodología General	12
3.2 Reconstrucción de los deslizamientos de Jiboa y Veracruz.	13
3.2.1 Reconstrucción geotécnica	13
3.2.2 Reconstrucción geométrica.....	14
3.3 Análisis retrospectivo dos dimensiones	15
3.4 Análisis retrospectivo 3D	18
3.5 Modelación por elementos finitos	18
3.6 Aplicación de ecuaciones de atenuación	19
3.5.1 Ecuación de atenuación de Schmidt (2014):.....	19
3.5.2 Ecuación atenuación de Cepeda et al. (2004)	20
CAPITULO 4. RESULTADOS	22
4.1 Reconstrucción del deslizamiento Jiboa	22
4.1.2 Modelo geotécnico	22
4.1.3 Reconstrucción de la geometría del deslizamiento.....	26
4.2 Parámetros por análisis retrospectivo 2D	27
4.3 Análisis retrospectivo en tres dimensiones.	29
4.4 Análisis de estabilidad dinámico del deslizamiento de Jiboa mediante elementos finitos.	30
4.5 Aplicación de ecuaciones de atenuación	35
4.5.1 Sismo del 13 de enero de 2001	36
4.5.2 Sismo del 13 de febrero de 2001	37
4.5.3 Comparación ecuaciones de atenuación contra registro sísmico.	37
4.5.4 Sismos históricos de comparación.....	38
CAPITULO 5. DISCUSIÓN Y APLICACIÓN AL CASO VERACRUZ	40
5.1 Comparación y equivalencia de métodos	40
5.2 Discusión de los resultados.....	42
5.3 Reconstrucción de la topografía pre-deslizamiento Veracruz.....	44
5.4 Comparación con eventos históricos	44
CAPITULO 6. CONCLUSIONES.....	47
BIBLIOGRAFÍA.....	48

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 Los deslizamientos cosísmicos

Los daños y pérdidas causados por grandes sismos son cuantiosos y recurrentes. La mayor parte de dichas pérdidas son, en principio, las causadas debido a la incapacidad de las estructuras de hacer frente a la sollicitación sísmica, no obstante, existen eventos que, si bien es cierto son menos en cantidad, pueden llegar a presentar afecciones puntuales de gran alcance: los deslizamientos generados por los terremotos o, deslizamientos cosísmicos.

Esto deslizamientos son en algunos casos el efecto del sismo que a su vez genera la mayor pérdida en términos económicos o de víctimas; el deslizamiento ocurrido en enero de 2001 en la colonia La Colinas en Santa Tecla, El Salvador, que ocasionó más de la mitad de las víctimas mortales de dicho sismo, es un lamentable ejemplo de esto. En esa misma fecha un deslizamiento de al menos 400,000 m³ obstruyó la carretera Panamericana (Blanco y Alvarenga, 2003), ruta CA-01, km 51 este, en el sector conocido como Curvas de la Leona (Figura 1) afectando gravemente el tránsito de bienes y personas. El Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales de El Salvador (MARN) reportó la ocurrencia de 246 deslizamientos ocasionados por los sismos de 2001.



Figura 1 Deslizamiento Ruta CA-01, sector Curvas de La Leona (Blanco y Alvarenga, 2003)

Existen deslizamientos cosísmicos que por su ubicación no generan daños significativos, pero que son de gran interés debido al volumen de masa desplazada y porque pueden servir de base para prever la ocurrencia de eventos similares en localizaciones que sí podrían generar algún tipo de daño o pérdida. Estos son precisamente los deslizamientos que en distintos momentos ocasionaron el represamiento del río de Jiboa: un deslizamiento inferido conocido como Veracruz, tomado de su ubicación en el caserío homónimo, evento de cuya ocurrencia no tiene registro histórico, y el reciente deslizamiento del 13 de febrero de 2001 conocido en lo subsecuente por su nomenclatura en investigaciones previas como Deslizamiento Jiboa. Ambos sitios se encuentran en el Distrito de Jerusalén, municipio de La Paz Centro, departamento de La Paz.

1.2 Deslizamientos Jiboa y Veracruz

En la mañana del 13 de febrero en el margen izquierdo del río Jiboa una masa de volumen considerable, con un volumen estimado de hasta doce millones de metros cúbicos (García Flores, 2015), obstruyó por completo el cauce del Río (Figura 2). Este evento se dio 500 metros aguas arriba de la confluencia de este con el Río Desagüe proveniente del lago de Ilopango, río que también registró procesos de inestabilidad que obstruyeron su flujo y generaron el aumento del nivel del Lago en el pasado y en los eventos de 2001.

La ladera afectada posee una elevación por sobre el nivel del cauce del río de 200 m en su parte más alta y de 185 m en su parte de menor elevación. La zona deslizada posee una longitud de 400 m en su porción media y una forma de semicírculo. La topografía original del sector presentaba pendientes pronunciadas en la proximidad del río, con ángulos mayores a 60° y con pendientes más suaves en la parte superior de la ladera, próximas al 45° , hasta alcanzar la cima.

La obstrucción generada por el deslizamiento duró varios días, hasta romper de manera natural por el aumento del nivel del embalse provocado. El cauce del río Jiboa fue alterado en el punto del deslizamiento, moviéndose aproximadamente 50 m al noroeste con respecto al cauce existente previo al deslizamiento, abriéndose camino no por sobre el material recientemente depositado si no por el material que anteriormente constituía el valle del margen derecho, margen opuesto al deslizamiento. Este cambio de alineamiento denota una mayor soltura de estos materiales con respecto a los materiales depositados en las inmediaciones de su cauce previo producto del deslizamiento, lo que da indicios de la coherencia de la masa deslizada y la integridad de esta.



Figura 2 Fotografía desde el escarpe del deslizamiento. Nótese el represamiento del río en la parte central.
(Jenkins, 2001)

La zona de corte presentó un escarpe de 60 m de altura visible, similar magnitud posee la zona de depósito, con depósitos sobre el río de aproximadamente 60 m de altura. Al comparar las imágenes satelitales posteriores al evento con los mapas históricos se comprueba cómo

el cauce del río Jiboa actual se abrió camino por el terreno original y no por sobre el material depositado.

El deslizamiento Veracruz es, por su parte, una zona con evidencia de procesos de movimiento de ladera a 200 m aguas abajo del deslizamiento ocurrido en febrero de 2001. Este deslizamiento se identifica por el escarpe de más de 600 m de longitud y 50 m de altura en la corona y por la zona de acumulación de material al pie de este (Figura 3). No se encontró registro documental ni testimonial de la ocurrencia de dicho deslizamiento. Por el estado del material y de la vegetación presente se presupone que no es de una ocurrencia tan remota en el tiempo.

Distintos eventos sísmicos han ocasionado cambios en el nivel del lago de Ilopango y ocasionado crecidas aguas abajo del río Jiboa, en especial la erupción de 1880 debido al aumento súbito de nivel por la erupción que dio origen a un volcán interno dentro de la caldera, cuyos vestigios son hoy conocidos como los cerros quemados, causando grandes daños en las márgenes aguas abajo del río Jiboa y destruyendo por completo el poblado de Atuscatla y generado múltiples deslizamientos en su curso. Este evento afectó considerablemente el río desagüe y el cauce del Río Jiboa. A pesar de este evento catastrófico no se hace mención del taponamiento del río Jiboa (Montessus de Ballore, 1888).



Figura 3 Imagen Satelital de zona de deslizamientos Jiboa y Veracruz. Google Earth, 2022

En su reporte sobre el entorno de la Caldera de Ilopango, Sapper (1925) relata la recurrencia del aumento y disminución del lago de Ilopango, pero no hace mención alguna de un bloqueo del río Jiboa en ningún periodo de la historia.

Ante la existencia de asentamientos humanos en las cercanías de la zona de los deslizamientos y ante la recurrencia de este tipo de materiales y configuración morfológicas en El Salvador, constituye un aporte a la gestión del riesgo de desastres identificar las condiciones que hicieron posible la ocurrencia de estos eventos y el efecto que la simplificación de modelar estos eventos por métodos aproximados, como los métodos de equilibrio limite, implica para la evaluación del riesgo.

1.3 Sismicidad Histórica en El Salvador

La ocurrencia de sismos en el territorio de lo que hoy es El Salvador cuenta con registros más o menos fidedignos desde el siglo XVI. La arqueología, no obstante, ha permitido también recoger evidencia de eventos volcánicos y sísmicos que afectaron a las comunidades prehispánicas. Solo en el siglo XX se encuentran eventos tan significativos como el terremoto del 8 de junio de 1917 (Ms 6.7), que causó 101 víctimas; el evento del 20 de diciembre de 1936 (Ms 6.1), que resultó en más de 200 víctimas en la zona de San Vicente y la destrucción del pueblo de San Esteban; y el terremoto del 10 de octubre de 1986 (Ms 7.5), que provocó más de 1,500 fallecidos en la ciudad de San Salvador. (Mercurio, 2022)

La principal fuente sismogénica, la zona de subducción de la Placa de Cocos por debajo de la placa de Caribe, se da en el denominado arco centroamericano, a aproximadamente 150 km de la costa salvadoreña y centroamericana en general. En particular esta región ha sido caracterizada como una zona de subducción compleja en tanto que en esta zona está también la confluencia de las placas de Norteamérica con la placa del Caribe, originando las fallas de Chixoy-Polochic y Motagua en territorio guatemalteco. Las zonas de las fuentes sísmicas han sido clasificadas por Salazar et al., (2013) a partir de la delimitación geográfica y los mecanismos focales en 5 regiones identificadas como GF: Fallas de Guatemala, HGG: Graben de Honduras y Guatemala, VC: Cadena volcánica, IFS: Subducción de interfaz y OR: Terremotos de externalización (Figura 4).

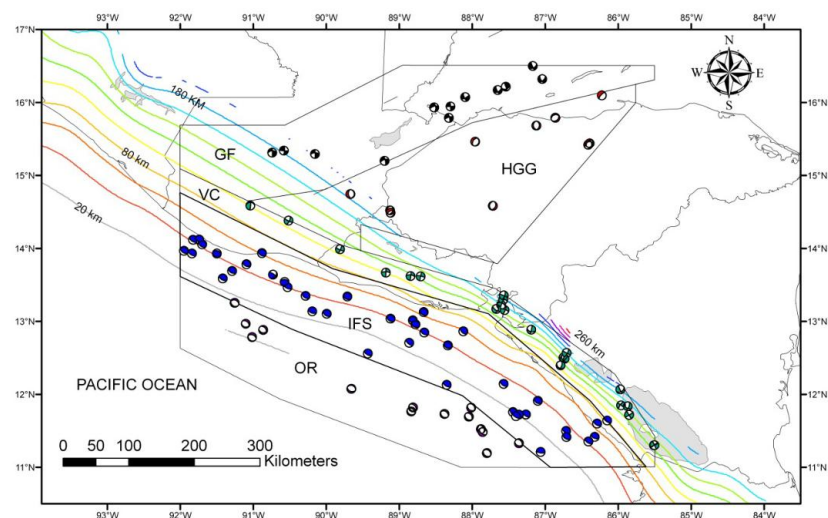


Figura 4 Sismos relevantes en el entorno salvadoreño y fuentes sismogénicas. Tomado de (Salazar et al., 2013)

Con respecto a los sistemas de fallas locales en El Salvador, la segunda fuente de sismicidad en términos de magnitud de sus eventos, el principal sistema de fallas es la que coincide con la alineación de los volcanes, orientada de oeste noroeste a este sureste (Bommer et al., 2002); estos terremotos interplaca ocurren a profundidades hipocentrales menores a las de subducción. Dado que las principales ciudades salvadoreñas están ubicadas a lo largo de esta alineación volcánica, debido a la ubicación de asentamientos prehispánicos y a la fertilidad de los suelos, es entendible que estos sismos hayan generado pérdidas económicas y de vidas de manera recurrente. La falla de este sistema que coincide con la ubicación de la zona de los deslizamientos en estudio es la falla de San Vicente.

En Bommer y Salazar (1997) , se presenta un mapa de isosistas para sismos generados por fallas de la cadena volcánica que hubiesen presentado una intensidad de VII en la escala de Mercalli Modificada (MM) en el entorno del Área Metropolitana de San Salvador a lo largo de la historia (Figura 5). Este mapa muestra que los sismos que tuvieron influencia significativa

en la zona al este del lago de Ilopango, o sus proximidades, fueron los ocurridos en 1712, 1748, 1857, 1860, 1936, 1965 y 1986.

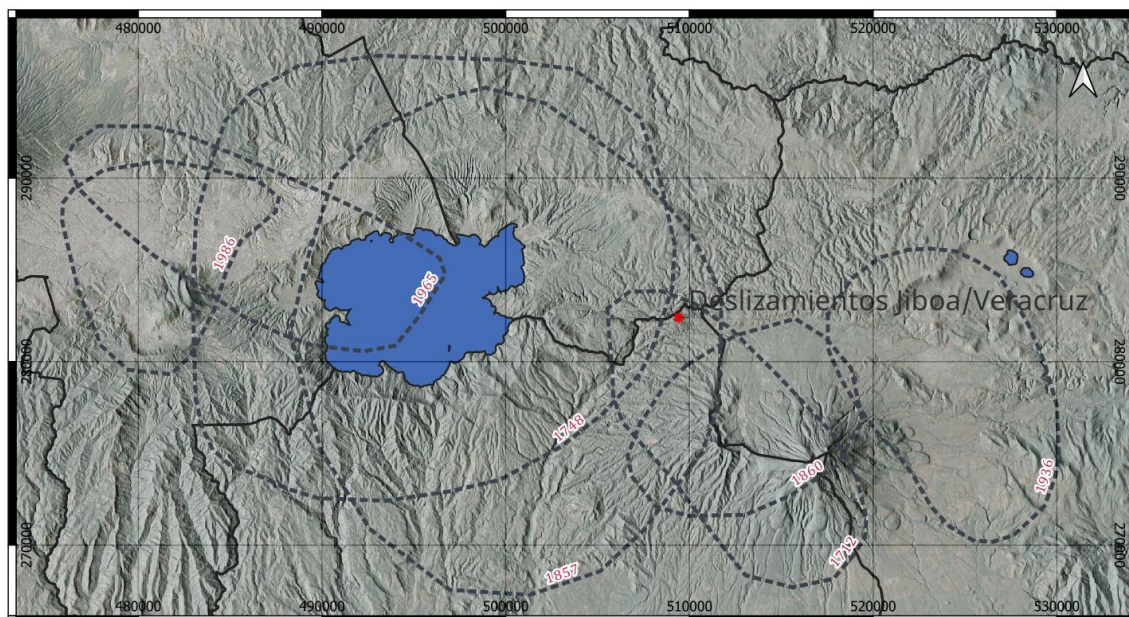


Figura 5 Mapa de isosistas de Intensidad VII, escala MM. Elaboración propia a partir de Bommer y Salazar, 1997.

Para el caso de los sismos de subducción los casos de 1982 y de 2001 son los únicos que tuvieron su fuente en las costas del Departamento de La Paz o sus proximidades, por lo que el sismo de 1982 será el único candidato de dicha fuente sismogénica de haber podido causar el deslizamiento de Veracruz en algún momento del pasado reciente.

Dada la calidad de la información documental de los eventos del siglo XIX y anteriores, se trabajará únicamente con los sismos del siglo XX.

1.4 Terremotos de 2001

El 13 de enero de 2001 El Salvador sufrió el terremoto más fuerte y de mayor impacto en el siglo XX en cuanto a la fuente correspondiente a la zona de subducción. Un mes después, con el inventario total de daños y pérdidas del primer evento aun en proceso, se experimentó el terremoto con mayores afectaciones proveniente de una falla local, desde el ocurrido el 10 de octubre de 1986 que destruyó el centro histórico de San Salvador, 15 años atrás.

Esta secuencia sísmica de 6 semanas ha sido ampliamente estudiada dada la existencia de la una incipiente red de sismógrafos y en gran medida también por eventos puntuales de gran impacto, como el deslizamiento de Las Colinas en la ciudad de Santa Tecla ocurrido durante el terremoto de enero. Benito et al. (2004) hace un recopilatorio de las características de los eventos principales de la serie sísmica (Tabla 1). No se descarta que, como ha sido estudiado en otras zonas de subducción del continente americano, el terremoto de enero haya activado la sismología local.

Si bien es cierto en términos de magnitud no se aprecia una variabilidad significativa entre los distintos organismos que reportaron el evento, para el análisis a realizar debido a la sensibilidad en las fórmulas de atenuación, se considera que la diferencia de ubicación de hipocentros podría llegar a ser significativa para el caso del sismo de febrero.

Tabla 1 Parámetros de eventos sísmicos de 13 de enero y 13 de febrero de 2001
Benito et al. (2004)

Terremoto del 13 de enero de 2001				
Magnitud (Mw)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Institución
7.7	12.97	89.13	56	Harvard
7.6	13.05	88.66	36	USGS
7.8	12.77	88.83	49	Bufo et al. , 2001
7.6	12.92	88.97	32	CASC
7.7	12.87	88.77	60	Bommer et al., 2002
Terremoto del 13 de febrero de 2001				
Magnitud (Mw)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Institución
6.6	13.8	88.97	15	Harvard
6.5	13.67	88.94	15	USGS
6.5	13.6	88.96	14	Bufo et al., 2001
6.6	13.6	88.85	8	CASC
6.6	13.44	88.94	13.9	Bommer et al., 2002

La ubicación de los epicentros para el evento de febrero de 2001 determinados se muestra en la Figura 6. Por su posición central con respecto a todos los epicentros estimados, se utilizará la magnitud y ubicación según lo reportado por el servicio geológico de Estados Unidos.

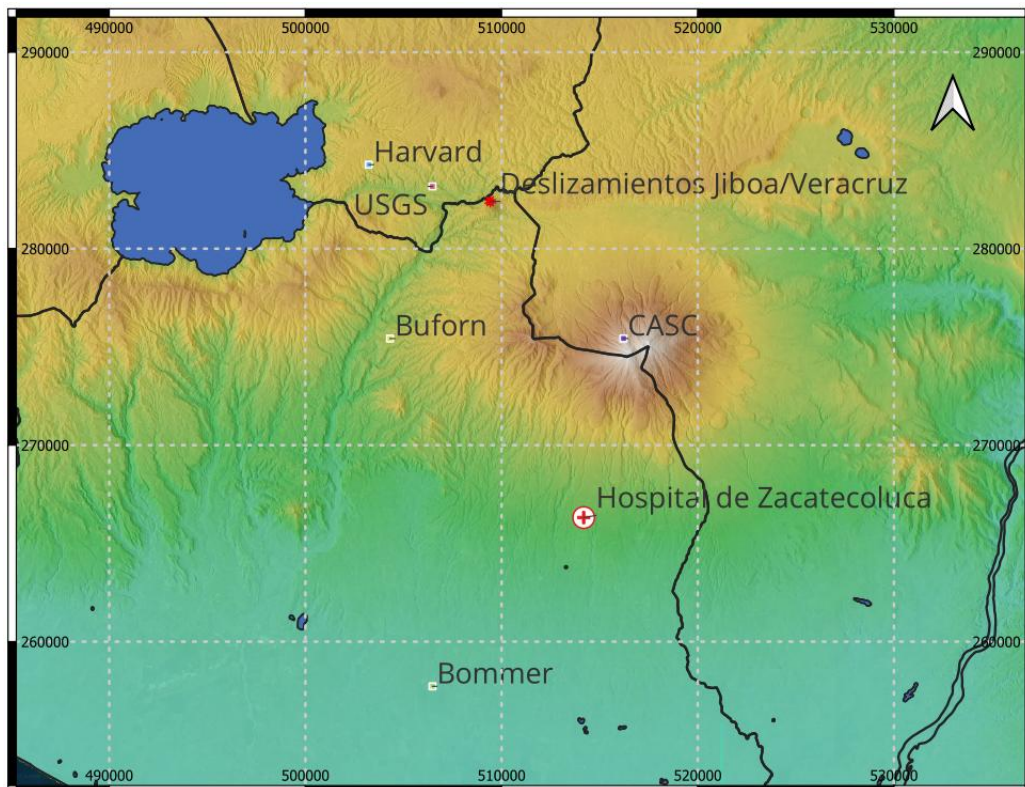
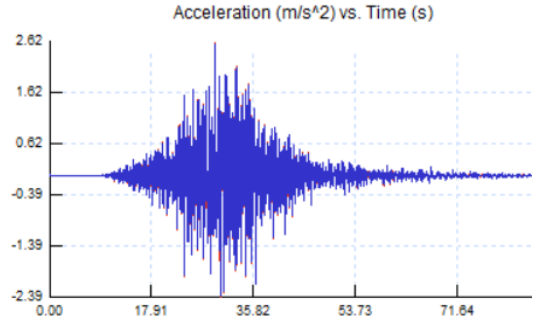
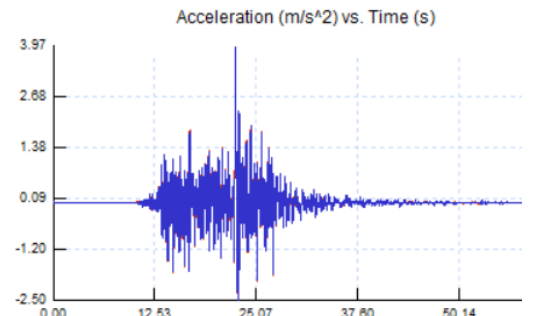
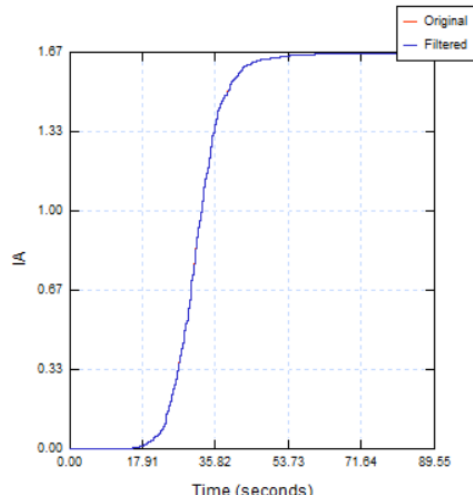
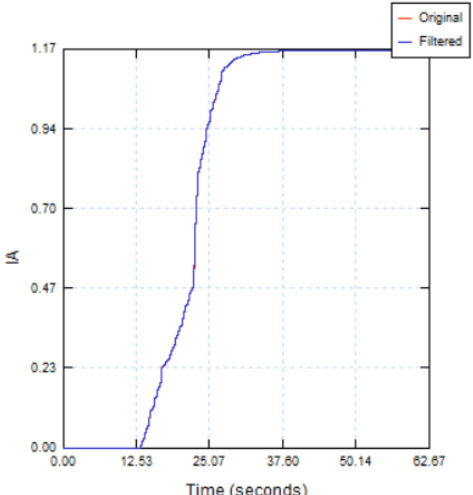


Figura 6 Epicentros del sismo del 13 de febrero de 2001 según autores recopilados en Benito et al. (2004).

Para el trabajo en general se tendrán como referencia los registros sísmicos de la estación ubicada en el Hospital Nacional de Zacatecoluca como parte de la red de acelerógrafos de la Universidad Centroamericana José Simeón Cañas, UCA, y serán utilizados sin escalar en los análisis dinámicos del deslizamiento Jiboa. Esta estación está ubicada en las coordenadas 13.517° N, 88.869° O, instalada sobre material con clasificación de roca a partir de mapa geológico según Cepeda et al. (2004), pero clasificado como suelo en el registro crudo de datos. Para los eventos de enero y febrero se cuenta con los parámetros dinámicos relevantes mostrados en la Tabla 2. Nótese como, si bien es cierto existe una mayor PGA en el sismo de febrero, el sismo de enero posee una considerable cantidad de registros de aceleraciones significativas, por arriba de 1.6 m/s².

De la comparativa visual de los registros sísmicos se observa que la PGA de febrero es anormalmente alta con respecto al registro sísmico completo. También es notorio que la intensidad de Arias, que puede definirse como un aproximado de la sumatoria de las aceleraciones, es mayor para el sismo de enero que para el sismo de febrero.

Tabla 2 Características de registro sísmico de eventos de 2001.
Registrado en Hospital Nacional de Zacatecoluca – Red Sismográfica UCA

Sismo 13 de enero de 2001	Sismo 13 de febrero de 2001.
	
PGA horizontal: 262 cm/s ²	PGA horizontal: 397 cm/s ²
PGA Vertical: 251 cm/s ²	PGA Vertical: 255 cm/s ²
	
Intensidad de Arias (I _A): 1.67 m/s	Intensidad de Arias (I _A): 1.17 m/s

1.5 Entorno Geológico

La geología de El Salvador es muy reciente, con suelos preponderantemente de origen volcánico, de formaciones únicamente cuaternarias, salvo los estratos del Mesozoico tardío

en la zona noroeste del país (Figura 7). Debido a esta juventud geológica, la heterogeneidad de los materiales es absoluta en términos de distribución espacial y en cuanto a espesor de estratos. Esto hace que la identificación de grandes masas de suelo homogéneas en términos geológicos, y peor aún, en términos de comportamiento geotécnico, sea una tarea que necesita mucho empeño y recursos. Hasta la fecha existe inclusive falta de consenso geológico en la datación de partes de algunas de las formaciones geológicas principales y de la pertenencia o no de determinados estratos a una u otra formación.

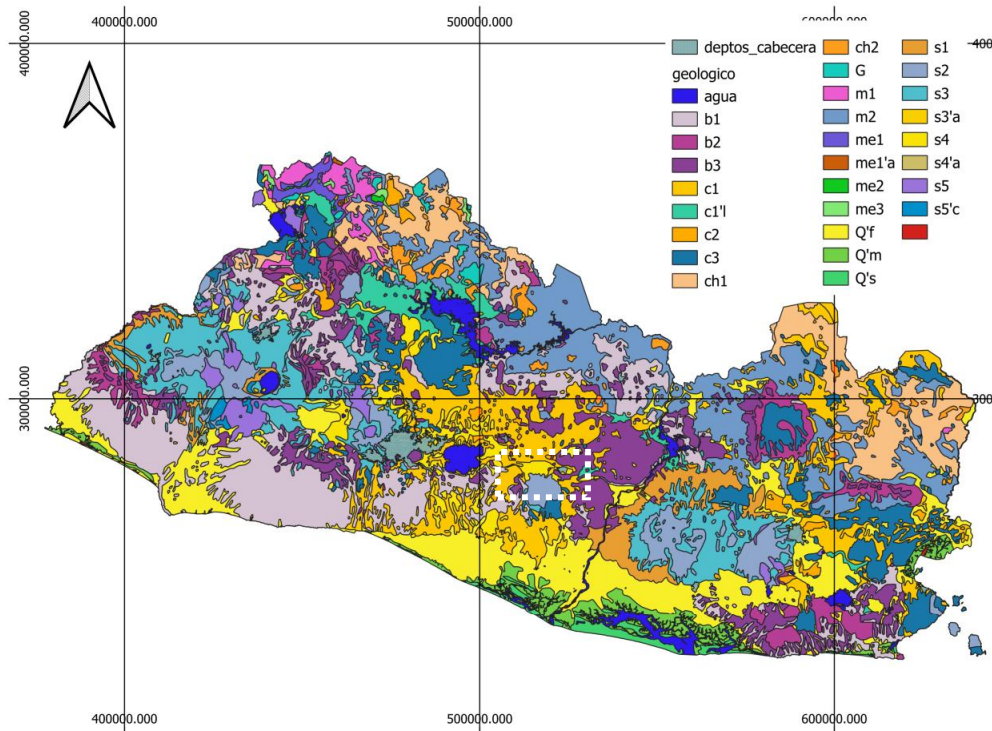


Figura 7. Mapa geológico de El Salvador. Elaboración propia a partir de Weber, (1978)

Con esa situación en mente, se presenta el estado actual de la investigación geológica en el sector, los posibles estratos existentes en la zona del deslizamiento y qué otros sitios del país podrían presentar semejante origen geológico y comportamiento geotécnico similar para con ello respaldar el modelo geológico y geotécnico a construir y que sea relacionable a la realidad en el territorio.

1.5.1 Entorno próximo e investigaciones recientes

La cuenca del río Jiboa se encuentra enmarcada en el borde norte del Graben central de El Salvador, ubicado en la zona central del territorio salvadoreño y que se extiende aproximadamente en dirección Noroeste Sureste a lo largo de más de 150 kilómetros. Se caracteriza por ser una depresión tectónica delimitada por sistemas de fallas normales con componente de desgarre, y su origen se relaciona con los procesos de extensión cortical asociados a la subducción oblicua de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe (Salazar et al., 2013)

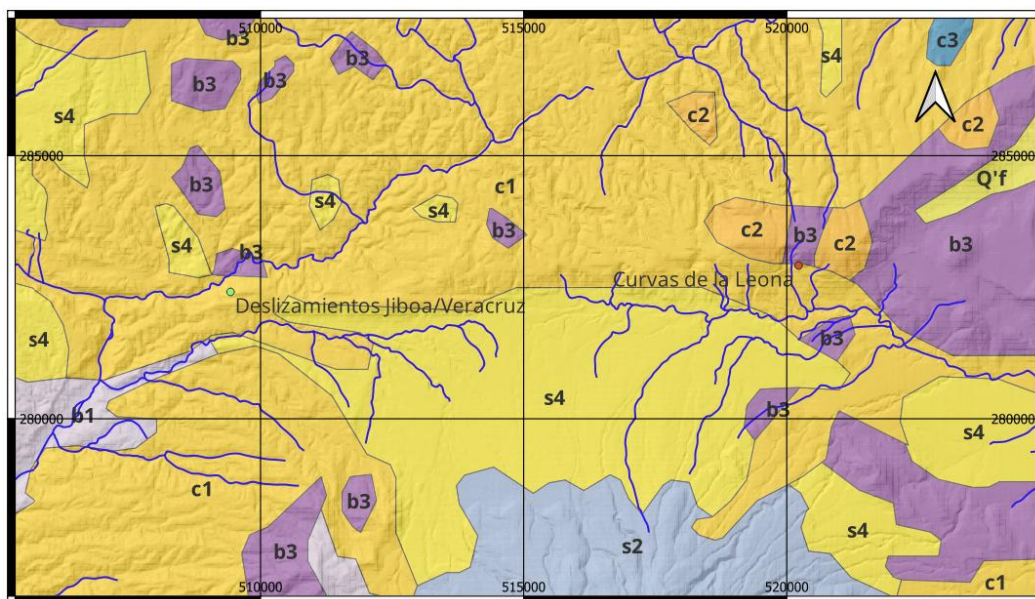
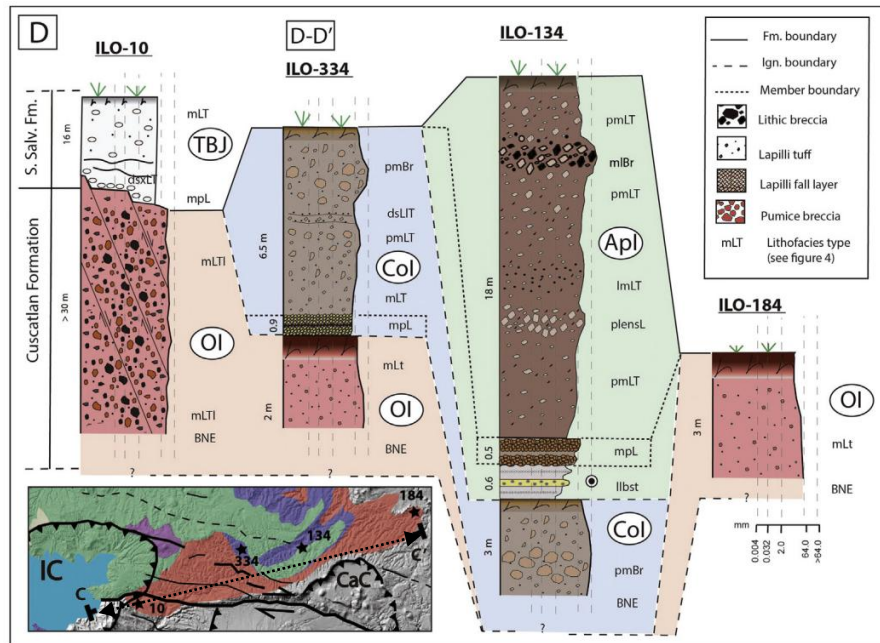


Figura 8 Mapa geológico sector Deslizamiento Jiboa (Verde) y Deslizamiento Curvas de La Leona (Rojo).

Desde el punto de vista morfológico, el Graben Central separa la cadena volcánica antigua de la Cadena Volcánica Central, sirviendo como una zona de acomodación de esfuerzos entre bloques.

De acuerdo con el mapa geológico de El Salvador, la secuencia geológica del área del deslizamiento está en la formación Cuscatlán. La Formación Cuscatlán agrupa a un conjunto de productos de actividad volcánica explosiva predominantemente silíceos, asociados con la evolución de calderas, más recientes o contemporáneas a la Formación Bálsamo, incluyendo contrapartes retrabajadas y lavas silíceas a máficas interestratificadas o suprayacentes (Lexa et al., 2011). En el área de estudio, la Formación Cuscatlán reposa sobre rocas de la Formación Bálsamo. La Figura 8 muestra la zona circundante a los deslizamientos Jiboa y Veracruz y también se señala el sitio conocido como Curvas de La Leona. En este sitio se dio un deslizamiento cosísmico en 2001 y también ha sido sujeto a investigaciones, por lo que se tomará información de dicho sector.

Investigaciones recientes (Suñe-Puchol et al., 2019) enmarcan los materiales de la Formación Cuscatlán presentes en la zona, y adyacentes a la caldera de Ilopango en general, como "Ignimbritas de Olocuilta". Estas ignimbritas son producto de una erupción de la caldera de Ilopango de gran volumen expulsado, mayor que la que dio origen a la Tierra Blanca Joven (TBJ) de la formación San Salvador, más superficial y consistente principalmente en Epicalstias ácidas poco consolidadas, también presente en partes superficiales del deslizamiento de 2001 (Figura 9). Esta nueva clasificación de depósito (Ignimbritas de Olocuilta) se encuentra presente también en las zonas que investigaciones previas han utilizado como fuentes de información primaria y que también han sido tomadas en cuenta.



En línea con lo desarrollado por García Flores (2015) se establece la presencia de 2 materiales de origen volcánico similar, pero de propiedades mecánicas que en principio pueden llegar a ser muy diferente entre sí: la capa superior correspondiente a los estratos I y II de dicho documento y la inferior, correspondiente al estrato III y IV de dicha investigación.

CAPÍTULO 2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo general:

El objetivo principal del presente trabajo es realizar un análisis pseudoestático y dinámico de los grandes deslizamientos cosísmicos localizados en el río Jiboa, El Salvador, a fin de conocer su comportamiento mecánico, estudiar las causas que los produjeron, y establecer un marco metodológico para el estudio de otros grandes deslizamientos inducidos por terremotos. Asimismo, se pretende determinar el origen del gran deslizamiento denominado como "deslizamiento de Veracruz".

Con la finalidad de poder realizar el objetivo principal, se plantean los objetivos específicos.

2.2 Objetivos Específicos

1. Realizar una recopilación de los antecedentes bibliográficos sobre los grandes deslizamientos ocurridos en el río Jiboa
2. Construir un modelo geotécnico en 2D y 3D para la zona a de estudio a partir de un análisis pseudoestático retrospectivo basado en métodos de equilibrio límite, teniendo como punto de control la ocurrencia del deslizamiento el 13 de febrero de 2001.
3. Determinar el volumen del deslizamiento del 13 de febrero de 2001, contrastando el deslizamiento real contra posibles volúmenes de deslizamiento generados a partir del modelo geotécnico en 3D.
4. Efectuar un análisis dinámico mediante el método de elementos finitos del deslizamiento Jiboa, utilizando los registros de los terremotos del 13 de enero y 13 de febrero de 2001, empleando la componente vertical y horizontal del registro sísmico del Hospital Nacional de Zacatecoluca.
5. Evaluar la amplificación sísmica a partir de la modelación de elementos finitos.
6. Contrastar los resultados obtenidos mediante métodos de equilibrio límite y método de elementos finitos, determinando las diferencias entre los métodos.
7. Contrastar las ecuaciones de atenuación contra el registro sísmico disponible en el sector de estudio y corregir las estimaciones aplicables al sitio de los deslizamientos a partir de este contraste.
8. Establecer los sismos más relevantes en la historia reciente para el sector en estudio y caracterizar el efecto de dichos eventos mediante las ecuaciones de atenuación pertinentes.
9. Considerando las correcciones que sean necesarias para la caracterización de los sismos históricos, realizar un análisis pseudo estático a un modelo que represente la situación previa al deslizamiento Veracruz y comparar su estabilidad antes los eventos sísmicos pasados para señalar el sismo probable que generó el deslizamiento

CAPÍTULO 3. METODOLOGIA

3.1 Metodología General

A grandes rasgos la metodología del trabajo se puede dividir en 3 instancias:

- Modelos del deslizamiento Jiboa para validar las propiedades mecánicas, para luego ser replicadas en un modelo del deslizamiento Veracruz
- Caracterización de los sismos de 2001 y de la sismología histórica.
- Aplicación de la sismología histórica a modelo restituido del deslizamiento Veracruz.

La investigación parte de una revisión de las investigaciones realizadas en el sector del deslizamiento de Jiboa y su relación con los sismos de 2001 así como de otros deslizamientos cosísmicos ocurridos en dicha coyuntura.

A partir de estos datos y de los datos topográficos ante y post deslizamiento de Jiboa se construye un modelo geotécnico inicial y se ingresa al software en donde se efectuará el cálculo de la estabilidad mediante el Método de Equilibrio Limite (MEL) en dos dimensiones. En este trabajo este software será *Slide2*, de *Rocscience*. A partir del registro sísmico existente se determinará de manera iterativa el parámetro resistente más significativo identificado en el deslizamiento a fin de obtener un desplazamiento de Newmark que implique la ocurrencia de un deslizamiento, es este caso un valor de 10 centímetros.

Una vez identificado dicho parámetro, siempre mediante MEL, se buscarán el valor de empuje Pseudoestático horizontal (K_H) y vertical (definido como K_V , $K_V=0.5 K_H$) que generen un factor de seguridad crítico de 1.00.

A partir de los parámetros precedentes, se efectuará un modelo MEL en tres dimensiones (MEL 3D) para buscar un volumen factible máximo para la superficie de falla apreciable en el terreno. El programa utilizar será *Slide3*, que también es parte de la familia de software de *Rocscience*.

La geometría y valores resultantes serán confrontados con los resultados de deformaciones y esfuerzos provenientes de la modelación mediante método de elementos finitos (MEF) sometidos a los registros sísmicos horizontales y verticales de enero y febrero de 2001 a fin de determinar los parámetros que hicieron posible el no deslizamiento en enero y el deslizamiento en febrero. Esta modelación por MEF se realizará con ayuda del software *RS2*, de *Rocscience*.

A partir de las modelaciones mostradas se verificará el ajuste de las aceleraciones máximas obtenidas en la parte superior de los deslizamientos y su relación con las aceleraciones máximas registradas en Zacatecoluca y las provenientes de las ecuaciones de atenuación aplicables, o GMPE por sus siglas en inglés (*Ground motion prediction equation*).

Una vez establecida la representatividad e interrelación de los modelos MEL y MEF de Jiboa, el deslizamiento de Veracruz se modelará pseudo estáticamente (K_H y K_V) en función de las aceleraciones máximas, en lo sucesivo PGA por sus siglas del inglés (*Peak Ground Acceleration*) de las ecuaciones de atenuación de sismos relevantes escalados con el factor de corrección establecido, a fin de determinar los sismos del siglo XX que pudieron dar origen al deslizamiento Veracruz.

La Figura 10 muestra un flujograma de proceso de la metodología global descrita.

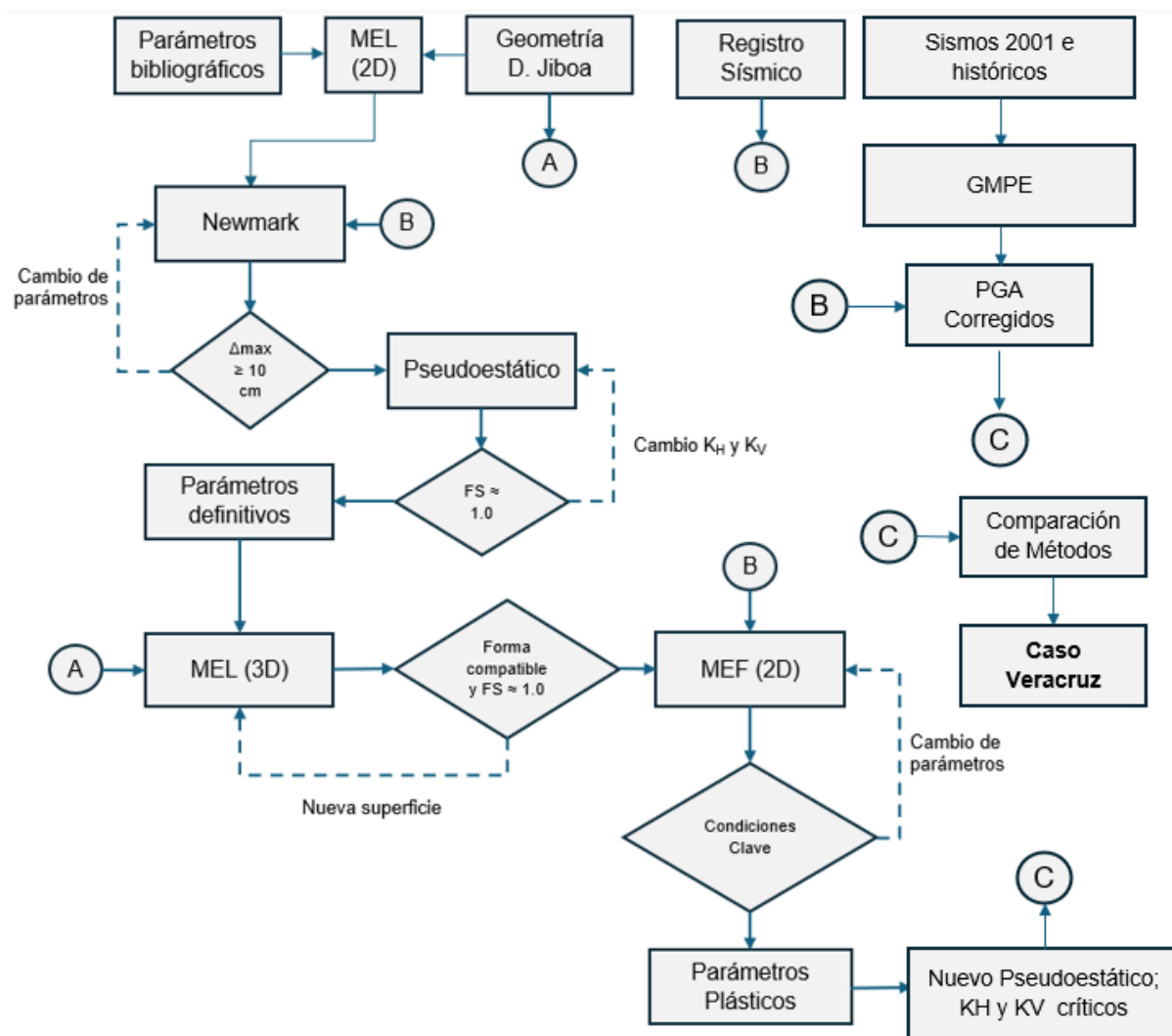


Figura 10 Diagrama de proceso para determinar compatibilidad de métodos para aplicar al caso de Veracruz.

3.2 Reconstrucción de los deslizamientos de Jiboa y Veracruz.

3.2.1 Reconstrucción geotécnica

Para modelar los materiales que constituyen la ladera de doscientos metros de altura en donde se generó el Deslizamiento Jiboa se cuenta con menos información geotécnica que la que la caracterización de un evento de tal magnitud requiere. Esta falencia se ha resuelto históricamente mediante la utilización de valores de parámetros geotécnicos de materiales similares, de origen geológico equivalente, en este caso volcánicos. Esta solución no obstante lleva de suyo un reto en cuanto a qué los materiales volcánicos en El Salvador, aún dentro de un mismo sitio e inclusive dentro de una misma muestra, pueden llegar a presentar variaciones significativas en los parámetros mecánicos (Carballo et al., 2018)

Esta manera de solventar la carencia de información fue la que utilizó García Flores (2015) en su modelación, información complementada y contrastada con la información proveniente los sondeos y pruebas desarrollados de manera directa en el sector.

Este proceder no está exento a impresiones o a dar una apariencia de multiplicidad de fuentes cuando, por ejemplo, los datos referentes al sector de Las Colinas en Santa Tecla, utilizado previamente, proviene de una única fuente de información primaria.

Para esta investigación se incorporará información de otros trabajos con información proveniente de proyectos de inversión o mantenimiento de carreteras, como la del deslizamiento conocido como Curvas de La Leona y Los Chorros, ambos casos en la CA-01.

3.2.2 Reconstrucción geométrica

Para el deslizamiento de Jiboa se cuenta con topografía pre y post evento, mientras que para Veracruz solamente se tiene una versión posterior a la ocurrencia del deslizamiento.

Se recurrirá a la algebra de mapas para poder determinar de manera más fidedigna la topografía de la superficie de falla de Jiboa, teniendo como fuentes principales para la elaboración de los modelos digitales de terreno (MDT) dos elementos:

Topografía pre-sismos de 2001:

La topografía antigua corresponde a la topografía digitalizada proveniente del Mapa Topográfico Escala 1:25,000 del año 2001, restituido el año 2000 y compilado por método fotogramétrico, actualizado con fotografías aéreas de 1999 y campaña de identificación de campo realizada el año 2000 (Figura 11). La Zona de los deslizamientos en cuestión está representada en el encuadre denominado “Encuadre 2457 III SW, San Pedro Nonualco” (Instituto Geográfico Nacional, 2001)

Topografía post sismos 2001:

La topografía actualizada corresponde a topografía provenientes de levantamiento realizado por el Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales, MARN, mediante tecnología Lidar (*Light Detection and Ranging*) recopilada a partir de 2014 y publicada en 2018 (Figura 12).

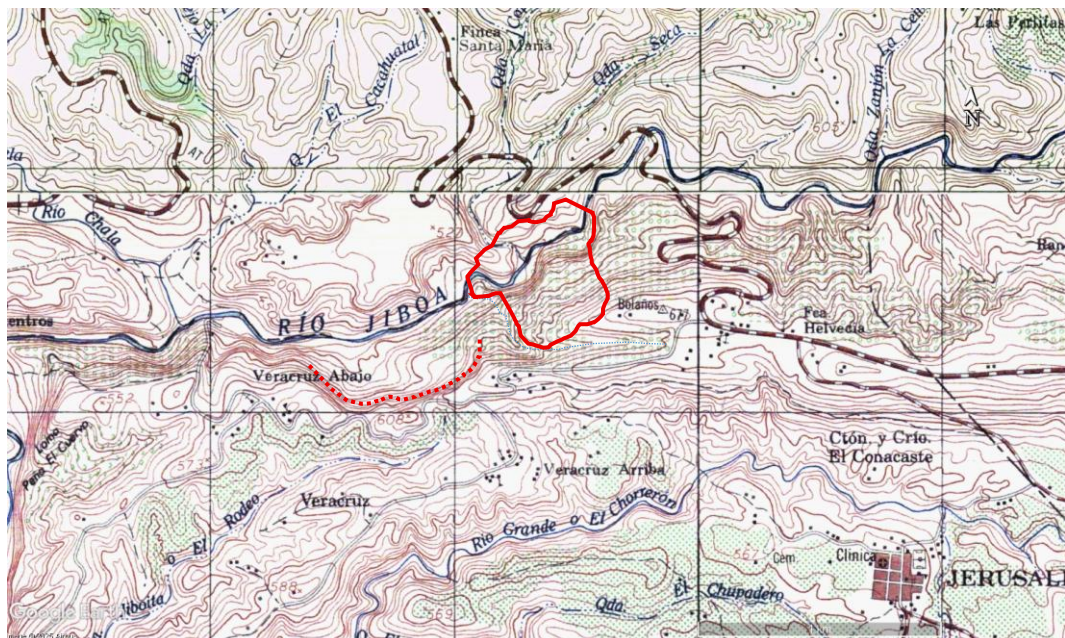


Figura 11 Fragmento de cuadrante topográfico “San Pedro Nonualco” (IGN, 2001) con superposición de cicatriz y depósito de Deslizamiento Jiboa (línea continua) y escarpe de deslizamiento Veracruz (L. Discontinua)



Figura 12 Mapa de sombras de modelo digital de terreno (MARN, 2018) con superposición de cauce original del río Jiboa.

Para el caso del Deslizamiento Jiboa se tiene certeza de la parte superior de la superficie de falla. En cuanto al punto de salida es una suposición bastante razonable que el punto de salida del deslizamiento correspondió a aproximadamente la cota de la elevación del río Jiboa.

3.3 Análisis retrospectivo dos dimensiones

Una vez cuantificados los valores de los parámetros de resistencia de los distintos materiales identificados en campo o inferidos de los sitios análogos, haciendo las simplificaciones pertinentes, estos valores serán validados y refinados mediante el desarrollo de un análisis retrospectivo mediante el modelado con método de equilibrio límite.

Los métodos de equilibrio Limite en dos dimensiones discretizan la masa deslizada en franjas verticales o rebanadas, y resuelven las ecuaciones de equilibrio para cada una de las rebanadas y así poder determinar el factor de seguridad del deslizamiento total. El factor de seguridad en este caso es la relación existente entre las fuerzas que resisten al movimiento y las fuerzas que generan el movimiento. Factores de seguridad mayores que uno implican que no hay condiciones para que ocurra el deslizamiento.

Debido a que las incógnitas totales son mayores en cantidad que las ecuaciones de equilibrio disponible, quienes propusieron los métodos actuales decidieron resolver esta inconsistencia ya sea ignorando fuerzas o asumiendo una relación numérica entre las fuerzas incógnitas. Las modelaciones de este trabajo serán por el método de Morgenstern – Price.

Los análisis retrospectivos, en general, se utilizan para identificar las propiedades mecánicas de los materiales a partir de uno o varios escenarios del cual se tenga constancia de su ocurrencia, en este caso, ese escenario corresponde al hecho notorio y sabido que el deslizamiento tuvo lugar durante un evento sísmico en particular, el del trece de febrero de 2001. Esta situación implica entre otras que el talud o ladera tiene que ser estable en condiciones estáticas y que debe de estar muy cerca de condiciones de fallo ante la solicitud generada por un evento sísmico concreto.

Una de las maneras de representar la fuerza sísmica en modelos por método de equilibrio limite es el análisis pseudoestático. Este análisis consiste en modelar la componente horizontal y, según contexto o normativa, también la componente vertical de los sismos como fuerzas estáticas. La fuerza horizontal es orientada hacia la dirección del movimiento y la vertical hacia arriba por ser la condición más desfavorable. La fuerza es aplicada a cada rebanada, como función de su peso multiplicado por una fracción de la gravedad, siendo K_V la fracción para la componente vertical y K_H para la componente horizontal. (Figura 13).

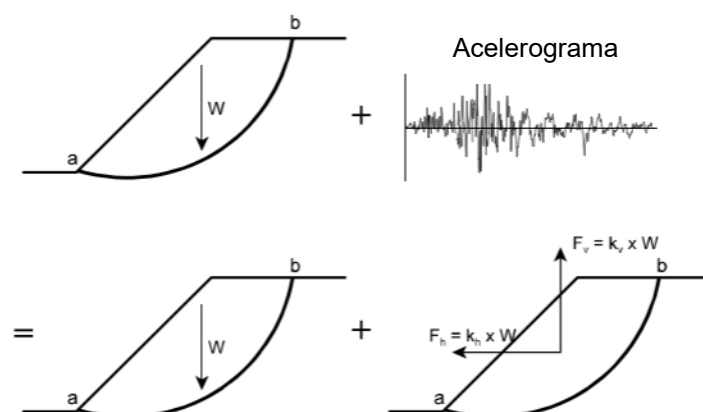


Figura 13 Enfoque utilizado en el análisis pseudoestático. (modificado de Melo y Sharma, 2004)

El valor los coeficientes horizontal (K_H) y vertical (K_V) es un tema en constante evolución y análisis. Distintos autores y normativas hacen recomendaciones de cómo utilizar el análisis pseudoestático. En El Salvador Reglamento para la seguridad estructural de las construcciones (RESESCO) establece un valor de $K_H = 0.16$ y no define ningún valor para K_V .

Melo y Sharma (2004) presenta un recopilatorio de valores de K_H y K_V recomendados o normativos en distintos contextos (Tabla 3).

Tabla 3 Valores de referencia para coeficiente sísmico horizontal (Melo y Sharma, 2004).

Coeficiente Sísmico Horizontal, K_H	Descripción
0.05 - 0.15	Estados Unidos
0.12 - 0.25	Japón
0.1	Terremotos "severos" (Terzaghi)
0.2	Terremotos "violentos, destructivos" (Terzaghi)
0.5	Terremotos "catastróficos" (Terzaghi)
0.1 - 0.2	Seed, $FS \geq 1.15$
0.10	Terremoto mayor, $FS > 1.0$ (Cuerpo de Ingenieros de Estados Unidos)
0.15	Gran terremoto, $FS > 1.0$ (Cuerpo de Ingenieros de Estados Unidos)
$\frac{1}{2}$ a $\frac{1}{3}$ de la PGA	Marcuson, $FS > 1.0$
$\frac{1}{2}$ de la PGA	Hynes-Griffin, $FS > 1.0$

Otra manera de evaluar la estabilidad de taludes ante deslizamientos por sismo es el análisis de desplazamiento de Newmark.

Este método, a diferencia del análisis pseudoestático, si hace uso del registro sísmico completo y evalúa numéricamente los efectos que las fuerzas del sismo tuvieran en una

representación del deslizamiento modelado como un bloque sobre un plano inclinado. Las combinaciones de fuerzas sísmicas que sean mayores a las fuerzas resistentes generaran movimiento, teniéndose luego un acumulado de cuanto se desplazó ese hipotético bloque en total en la sumatoria de cada uno de esos desplazamientos generados cuando las fuerzas de movimiento fueron mayores a las resistentes, es decir cuando fueron mayores a cierta aceleración crítica (Figura 14).

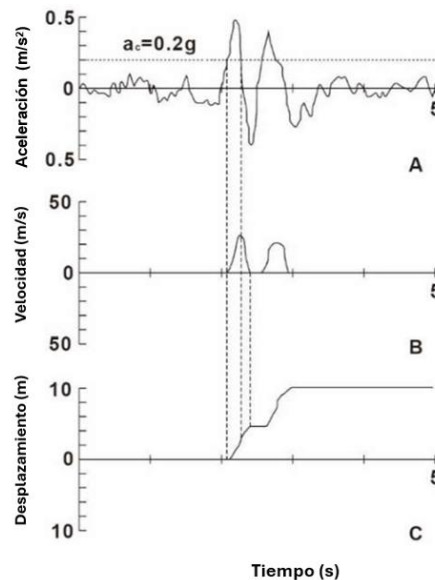


Figura 14. Representación del algoritmo del cálculo del desplazamiento de Newmark. Ejemplo de aceleración crítica de 0.2 g (tomado de Liu et al. (2024))

El criterio de deslizamiento será considerado a partir de dos situaciones compatibilizando el análisis pseudoestático con el desplazamiento de Newmark, tal que coincidan dos situaciones:

- Un desplazamiento de Newmark ≥ 10 cm utilizando el registro sísmico sin amplificar correspondiente a la componente Norte-Sur del terremoto del 13 de febrero registrada en el hospital nacional de Zacatecoluca mediante el cambio de parámetros de resistencia
- Buscando un coeficiente de empuje horizontal (K_H), y vertical (K_V) entendido como el 50% de este, a fin de producir la condición crítica ($FS \approx 1.0$) con los parámetros de resistencia encontrados en el paso anterior.

El desplazamiento de 10 cm de Newmark se considera como el indicativo para la ocurrencia de deslizamientos coherentes (Jibson, 1993).

El uso del registro de la estación sismográfica ubicada en el hospital de Zacatecoluca al estar localizada, probablemente, en suelo, magnifica la aceleración real experimentada en la roca en zona del registro y por tal motivo no representa fidedignamente las aceleraciones experimentadas en la zona del deslizamiento. Esta situación podría compensar el hecho de la menor distancia del punto del deslizamiento con respecto al punto de registro; el epicentro se encuentra a menos de 3 km de distancia del deslizamiento, y el plano ruptura a una distancia aún menor; la distancia entre el epicentro del sismo del 13 de febrero y la ciudad de Zacatecoluca es de 18 km.

Para el caso del análisis Pseudoestático se tendrá como parámetro inicial el coeficiente de empuje horizontal (K_H) como el 50% de la PGA horizontal registrada en Zacatecoluca, y a su vez el coeficiente de empuje vertical (K_V) como el 50% de K_H .

3.4 Análisis retrospectivo 3D

La heterogeneidad de la superficie según la topografía previa al deslizamiento hace necesario reflexionar sobre la factibilidad mecánica de una falla similar a la observada en campo en términos de extensión y forma.

Los métodos de equilibrio límite en tres dimensiones discretizan el volumen deslizado en columnas, de manera análoga a como los métodos en dos dimensiones lo discretizan en franjas verticales.

Los métodos de equilibrio límite en tres dimensiones son bastantes similares a los de dos dimensiones los métodos de Bishop y Janbu, al igual que en dos dimensiones, simplifican las fuerzas entre las columnas en las que se discretiza la masa deslizada, mientras que el método de Spencer es considerado un método robusto en tanto que satisface más condiciones de equilibrio.

Con los parámetros obtenidos en el modelo de dos dimensiones se buscará la factibilidad de deslizamientos con distintos volúmenes de ocurrencia. Se espera que las soluciones proporcionadas con los coeficientes de análisis pseudoestático reflejen áreas y profundidades de falla compatibles con el deslizamiento que ocurrió en febrero de 2001.

En este trabajo se utilizarán los tres métodos indistintamente, y se presentará únicamente el resultado que se asemeje más a la apariencia del deslizamiento realmente ocurrido, imponiendo distintas condiciones de volumen mínimo.

3.5 Modelación por elementos finitos

El Método de los Elementos Finitos (MEF) se trata de una aproximación numérica del problema continuo real. El volumen del problema, en este caso el suelo, se discretiza dividiéndolo en un conjunto finito de elementos con geometría definida (pudiendo ser triángulos o cuadriláteros, en este trabajo se usará mallado triangular). Sobre los nodos en los que coinciden dichos elementos se aplican las condiciones cinemáticas o mecánicas del sistema.

En el interior de cada elemento, se definen las ecuaciones constitutivas del material, que describen su comportamiento mecánico. Estas ecuaciones se evalúan en ciertos puntos conocidos como puntos de integración, y sus resultados luego se extrapolan a los nodos para representar el comportamiento global del sistema.

El conjunto total de elementos en que se subdivide el dominio se denomina malla. Cada elemento interactúa con sus elementos vecinos a través de los nodos compartidos, permitiendo modelar con continuidad el comportamiento estructural o geotécnico del sistema. En el modelo a utilizar la malla será densificada de manera manual en la zona de la ladera donde se espera que se dé la superficie de falla del deslizamiento.

Las condiciones de contorno (como fuerzas aplicadas, puntos de apoyo fijos, presiones intersticiales o estados iniciales de tensión, o la carga sísmica) se asignan típicamente a los nodos ubicados en los límites del modelo.

La fuerza sísmica en el caso de la modelación será introducida en la base de este, mediante la opción de *compliance base*, introduciendo tanto el registro vertical como el horizontal. En la base es asignada la tipología de condición de borde llamada *Absorb*. Esta condición impide que se dé una reflexión de las ondas sísmicas de nuevo hacia el interior del modelo. Los

bordes laterales serán definidos con la condición *Transmit*, que como su nombre supone simulan la transmisión de la onda sísmica hacia el exterior.

Finalmente, la resolución del problema de elementos finitos se realiza de forma matricial, representada por la ecuación:

$$F = K * d$$

Donde f es el vector de fuerzas nodales, K es la matriz de rigidez global del sistema, y d es el vector de desplazamientos

En la modelación mediante elementos finitos a realizar se podrá ver una mejor aproximación a la reacción real de la sección transversal del deslizamiento ante el registro sísmico de Zacatecoluca, pudiendo obtener resultados que reflejen de mejor manera el comportamiento de una masa de suelo tan grande y la relación de la aceleración en la base de la ladera en comparación con la aceleración en la cima de esta.

Se contrastarán las propiedades mecánicas necesarias para asegurar que se cumple un set de condiciones, consideradas clave:

1. La ladera es estable en condición estática gravitacional.
2. La ladera no desliza con el registro sísmico de enero de 2001
3. La ladera desliza con el sismo de febrero de 2001.

Se podrá ver si existe diferencia de resultado en análisis retrospectivo efectuado con cambio de propiedades mecánicas en el modelado por elementos finitos y el análisis retrospectivo con modelado pseudoestático, y las implicaciones que esto tiene para poder determinar el posible evento que desencadenó el deslizamiento Veracruz en algún momento anterior no identificado.

3.6 Aplicación de ecuaciones de atenuación

Las ecuaciones de atenuación son expresiones matemáticas que surgen del procesamiento de registros sísmicos y que relacionan un parámetro del sismo en un sitio puntual — generalmente la aceleración máxima del suelo (PGA)— en función de la distancia entre dicho sitio y la fuente sísmica. También reciben el nombre de *Ground Motion Prediction Equation* (GMPE). Estas expresiones también suelen incorporar otras variables como la magnitud del evento, el tipo de mecanismo de ruptura y las condiciones locales del terreno. Cada ecuación de atenuación tiene un ámbito de aplicación restringido, limitado por el tipo de fuente sísmica, el rango de magnitudes, las distancias utilizadas y la región geológica en donde sus parámetros fueron establecidos.

En particular, Cepeda et al. (2004) desarrollaron ecuaciones de atenuación propias para El Salvador a partir de 479 registros sísmicos de 188 eventos, incluyendo los terremotos de enero y febrero de 2001. Estas ecuaciones, diferenciadas para eventos de subducción y fallas locales, han sido utilizadas en evaluaciones de amenaza sísmica a escala nacional.

De manera similar, Schmidt et al. (1997) y sus actualizaciones (Schmidt, 2014) proponen ecuaciones de atenuación espectral a partir de registros en Costa Rica, que, si bien fueron desarrolladas para ese país, han sido referenciadas y parcialmente utilizadas en estudios de amenaza sísmica en El Salvador debido a la similitud geológica regional.

3.5.1 Ecuación de atenuación de Schmidt (2014):

La fórmula de Schmidt (2014), para sismos de falla local se define como:

$$\log Y = C_1 + C_2 * M + C_3 * \log \left(\sqrt{D^2 + C_4^2} \right) + S * C_5 + H * C_6$$

En donde Y representa la aceleración pico del terreno (PGA) en cm/s², M es la magnitud del momento sísmico, y D es la distancia hipocentral (en km) entre el foco del sismo y el punto de interés. Para calcular esta distancia, se requiere conocer tanto la profundidad del foco sísmico como la distancia epicentral entre el epicentro del evento y el punto en el que se desea estimar la PGA (en este caso el sector de los deslizamientos y la estación de registro de contraste en Zacatecoluca).

Los parámetros S y H reflejan las condiciones del suelo: si el sitio corresponde a roca, se asignan valores S = 0 y H = 0; para suelos firmes, S = 0 y H = 1; y en el caso de suelos blandos o muy blandos, S = 1 y H = 0. Finalmente, los coeficientes de regresión C₁ a C₆ corresponden a los parámetros específicos del modelo propuesto (Tabla 4):

Tabla 4 Parámetros regresión de GMPE de Schmidt (2014) para falla local.

C1	C2	C3	C4	C5	C6	SD
0,12602	0,49081	-1,03591	4,22442	0,22075	0,11742	0,4078

Para el caso de sismos de subducción la expresión de Schmidt (2014) fija el valor de C4 en 5, teniendo la siguiente forma:

$$\log Y = C_1 + C_2 * M + C_3 * \log \left(\sqrt{D^2 + 5^2} \right) + S * C_4 + H * C_5$$

Los valores de regresión para sismos con origen en la zona de subducción varían en relación con los parámetros para sismos de falla local (Tabla 5).

Tabla 5 Parámetros regresión de GMPE de Schmidt (2014) para subducción.

C1	C2	C3	C4	C5	SD
0,49807	0,5371	-1,30061	0,35955	0,11626	0,352

3.5.2 Ecuación atenuación de Cepeda et al. (2004)

El otro método que se utilizará para estimar la PGA corresponde al propuesto por Cepeda et al. (2004), quienes desarrollaron una ecuación de predicción del movimiento del suelo (GMPE) específica para El Salvador, que para sismos de fallamiento local es:

$$\log Y = B_1 + B_2 * (M - 6) + B_3 * (M - 6)^2 + B_5 * \log r + B_6 * \Gamma$$

Expresión en la cual Y representa la aceleración pico del terreno (PGA) en cm/s², M es la magnitud momento del evento, r es una función que depende de la distancia hipocentral y del parámetro de regresión H, y Γ una variable que toma el valor de 0 para roca y de 1 para suelos. La ecuación aplicable para fallamiento local es válida dentro del rango de magnitudes $2.4 < M_w < 6.6$ y distancias hipocentrales entre 0.5 y 103 km. Los parámetros B₁ al B₆ son valores de regresión (Tabla 6)

Tabla 6 Valores de regresión de GMPE Cepeda et al. (2004) para fallas locales.

B_1	B_2	B_3	B_5	B_6	H	σ
0.299	0.229	0	-1.052	0.112	7.27	0.203

Para el caso de sismos generados en la zona de subducción, la expresión es:

$$\log Y = C_1 + C_2 M + C_3 h + C_4 R - g \log R + C_5 sl S_C + C_6 sl S_D + C_7 sl S_E$$

Donde Y es la aceleración pico del terreno (PGA) en cm/s^2 , M es la magnitud momento del evento, h es la profundidad focal, R es una función que es la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de D; la distancia hipocentral, y Delta, que a su vez es función de la magnitud del evento. La variable g es también una función de la magnitud del sismo.

Los factores restantes de la ecuación consideran la amplificación del suelo. Los suelos del área de estudio se tomarán como suelos de clase C a partir de la campaña geofísica de García Flores (2015), se han descartado por tanto los términos asociados a los coeficientes $C_6 \cdot S_D$ y $C_7 \cdot S_E$, que corresponden a suelos de clase D y E, respectivamente. Por otro lado, el término $C_5 sl S_C$ se mantiene, donde sl es un factor relacionado con la frecuencia dominante del sismo o con la PGA obtenida, y SC toma un valor de 1 para suelos clase C.

Los valores de los coeficientes de regresión se muestran en la Tabla 7.

Tabla 7 Valores de regresión de GMPE Cepeda et al. (2004) para subducción.

C_1	C_2	C_3	C_4	C_5	C_6	σ
-0.04713	0.6909	0.01130	-0.00202	0.19	0.24	0.27

CAPITULO 4. RESULTADOS

4.1 Reconstrucción del deslizamiento Jiboa

4.1.2 Modelo geotécnico

El conocimiento directo de los materiales en el sitio del deslizamiento Jiboa es discreto. La investigación y campaña realizada (García Flores, 2015) permitió identificar los estratos a nivel geológico y geotécnico que conforman la parte superficial de del deslizamiento Jiboa, siendo de gran utilidad para obtener parámetros geotécnicos puntuales y específicos para el sector. No obstante, la profundidad de los sondeos es poco significativa para la altura total del deslizamiento, por lo que es ineludible utilizar los datos que sean posibles mediante la inferencia de parámetros en sitios análogos.

Ante la escasez de estudios con objetivos académicos, las fuentes de parámetros mecánicos de materiales ya sea suelos como rocas en El Salvador corresponde en su mayoría a campañas realizadas con el fin de sustentar proyectos de obras civiles, obras viales o, en el mejor de los casos, por la semejanza al caso de estudio, para grandes movimientos de tierra o para estabilizar laderas inestables.

Información de proyectos a lo largo de la carretera Panamericana, Ruta CA-1 en los sectores conocidos como curvas de La Leona en el departamento de San Vicente o el sector de Los Chorros, en el departamento de La Libertad, pueden servir de marco referencial de los parámetros de modelación inicial y como contraste de parámetros finales, en conjunto con datos de otros sectores previamente utilizados como Las Colinas en Santa Tecla. (Figura 15).

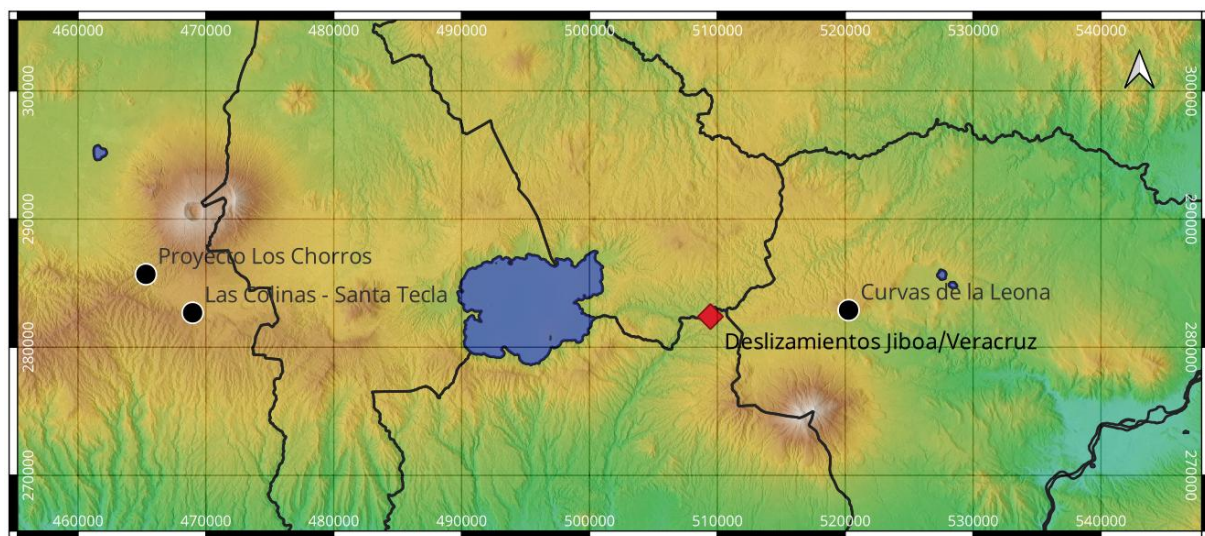


Figura 15 Fuentes de datos adicionales con características geológicas similares

Sector Curvas de La Leona

Este punto de referencia se encuentra a 12 kilómetros de distancia, al Este del sector de los deslizamientos Jiboa y Veracruz. El sector de las Curvas de La Leona está conformado por un talud producto del desmonte de un tramo de 300 m de la Carretera Panamericana tramo, en donde se conformó un talud de 80 m de altura. Este talud posee historial de deslizamientos por lluvias y por sismos. Los materiales de las formaciones Cuscatlán (c1) y Bálsamo (b2) son los que conforman esta porción del borde de la meseta colindante con el graben central, predominantemente son epiclastitas y piroclásticas de distinta consistencia y densidad.

Para apreciar la variabilidad de los materiales se presentan los resultados del sondeo más representativo de La Leona, de 170 m de profundidad de sondeo (Tabla 8). Nótese la variabilidad de los espesores y de las propiedades geotécnicas (Ortega y Cia Class, 2001).

Tabla 8 Resultados de Sondeo 4. (Ortega y Cia Class, 2001).

Clasificación	peso (kN/m ³)	Espesor (m)	ϕ	c (kPa)
ML	15.7	7	34	35
SM	11.6	15.8	44	20
ML	13	5.2	38	35
SM	13.1	10.5	41	59
Roca Fracturada	17.6	14.35	45	50
SM	12.9	18.15	43	30
SP	14.4	2.5	41	10
Roca masiva fracturada	21	24.1	45	50
GP / GM	19.5	16.25	38	10
SM	12.4	36.25	42	37
SM	12.9	20	34	34.5

Un procesamiento estadístico breve de los valores encontrados en La Leona permite identificar que, independientemente de la clasificación del suelo y de la profundidad de la obtención de la muestra, el valor correspondiente a ángulo de fricción presenta un comportamiento mucho menos variable que la cohesión, teniéndose un ϕ promedio de 40.4° con una desviación de 3.9° y un coeficiente de variabilidad del 9% frente a una cohesión de 33.7 kPa con una desviación de 15.8 kPa y un coeficiente de variabilidad del 47%.

Carballo et. al (2018) presenta un compilado de pruebas de resistencia a compresión simple de probetas obtenidas en el deslizamiento Curvas de la Leona, a una cota de 650 msnm aproximadamente a similar altura que la parte intermedia de la superficie de falla del deslizamiento de Jiboa, y de aspecto notablemente similar al material identificado por García Flores (Figura 16). La resistencia compresión simple promedio de estas probetas fue de 2111 kPa, con una resistencia mínima de 544 kPa y una máxima de 4904 kPa.

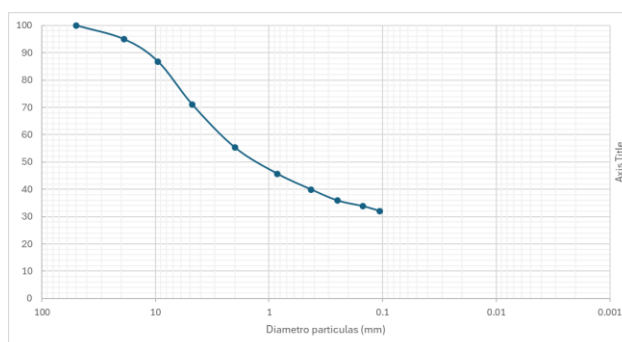


Figura 16 Muestra de arena limosa inalterada extraída de sector Curvas de la Leona y su curva granulométrica. (Carballo et al., 2018)

Deslizamiento las Colinas, Cordillera de El Bálsamo, Santa Tecla.

El punto de la estribación de la cadena montañosa conocida como cordillera del Bálsamo, de donde toma nombre la formación geológica homónima, en donde se dio este deslizamiento se encuentra a 40 km de distancia del deslizamiento Jiboa.

La intensa campaña geotécnica desarrollada por encargo del Ministerio de medio ambiente y recursos naturales se utilizó como base para la propuesta de desmonte ejecutada en el sitio y ha sido recogida por diversos autores para el estudio del deslizamiento de las Colinas en Santa Tecla. El deslizamiento de las colinas fue en sí misma una de las mayores tragedias de El Salvador (Figura 17).

La situación en las Colinas en principio se dio por el deslizamiento de un estrato menos competente mecánicamente por sobre el estrato subyacente, en confluencia con la humedad producto de humedad por reservorios de agua con fines agrícolas ubicados en la cima de la estribación de la Cordillera de el bálsamo en donde se dio el deslizamiento. Se identifica una sucesión geológica en la que los materiales a mayor profundidad poseen mejores propiedades mecánicas que las superficiales (C. LOTTI y ASSOCIATI, 2001), valores mostrados en la Tabla 9.

Tabla 9 Propiedades mecánicas de los materiales en sector Las Colinas (C. LOTTI y ASSOCIATI, 2001)

Terreno	Angulo de friccion	Cohesión	Peso de volumen seco
	°	kPa	kN/m ³
Piroclastitas	30-35	60-80	11
Epiclastitas	30-33	30-40	11
Paleosuelo	20-24	5-10	11
Tobas	35-38	200	18

La variabilidad de propiedades mecánicas en este sector es también considerable, tal como lo recoge García Flores (2015) y Jiménez Seta, (2020).



Figura 17 Deslizamiento Colonia Las Colinas, Santa Tecla, El Salvador – 13/01/2001 (Archivo EDH, 2023)

Sector los Chorros

Producto de las actividades geotécnicas para la ampliación de la carretera panamericana en la salida hacia el sector occidental del área metropolitana de San Salvador, en desarrollo al momento de la redacción de este documento, se han efectuado ensayos en materiales de origen geológico similar a los existentes en la zona de río Jiboa. Estos materiales han presentado cohesiones en pruebas triaxiales Consolidadas Drenadas de hasta 226 kPa. Este sector se encuentra a 45 km de distancia hacia el Oeste de la zona del río Jiboa.

Campaña geotécnica y geofísica de García Flores (2015)

La campaña geotécnica desarrollada de manera directa en el sitio se muestra de manera consolidada por *García Flores (2015)*. Como parte de las investigaciones desarrolladas en el sector de los deslizamientos, a lo largo de varios años, se hicieron dos sondeos mecánicos a rotación de 50 m de profundidad con recuperación continua de testigo, tres calicatas, y distintas extracciones de muestras que fueron ensayadas en laboratorios locales y en laboratorios de España. Se hicieron también ensayos de geofísicos diversos: ensayo *down-hole* en el sondeo S-2 (año 2011) perfiles de tomografía sísmica y perfiles MASW (análisis multicanal de ondas de superficie) en el sector cercano a la cima del deslizamiento Jiboa.

Con respecto a las calicatas vale la pena mencionar que la calicata # 3 es descrita como realizada en la superficie de falla, pero esta situación no es real en tanto que fue excavada en el margen del río Jiboa posterior al deslizamiento, punto que no corresponde al posible plano de falla de salida del deslizamiento supuesto. La síntesis de los parámetros para cada una de las fuentes de información de cada estrato y el promedio de estos se muestra en la Tabla 10.

Tabla 10 Parámetros de modelación de García Flores (2015) . Síntesis.

Estrato	Cohesión Mínima (kPa)	Cohesión Máxima (kPa)	Cohesión promedio (kPa)	Phi Mínimo (°)	Phi Máximo (°)	Phi Promedio (°)
I	20	80	50	30	40	35
	5	48	26.5	12	24	18
	30	48	39	22	33	27.5
	Promedio del Estrato		38.5	Promedio del Estrato		26.8
II	---	---	150	--	--	31
	5	48	26.5	12	24	18
	7.4	250	128.7	28.4	35	31.7
	5	48	26.5	12	24	18
	Promedio del Estrato		82.9	Promedio del Estrato		24.7
III	11	200	105.5	35	38	36.5

Modelo a utilizar en Jiboa:

Ante la variabilidad de valores de los valores de sitios de referencia y al estar la investigación geotécnica directa fuera del alcance de este trabajo, para las modelaciones del deslizamiento del río Jiboa, se toman dos decisiones metodológicas importantes:

- Para la distribución de los estratos se utilizará una simplificación de los espesores de material propuestos por García Flores (2015), dividiendo la ladera únicamente en estrato superior e inferior, dado que la capa superficial es poco representativa y que el estrato arcilloso utilizado en el fondo de la modelación no tiene ubicación ni espesor contrastado en campo. El contacto entre estratos se da a una cota constante de 566 msnm.
- En cuanto a las propiedades mecánicas se optará por iniciar con valores promedio obtenidos del sector de La Leona y ajustar en pasos subsecuentes el termino con

mayor influencia, que es en este caso el ángulo de fricción del estrato de mayor potencia, el estrato inferior.

La Tabla 11 muestra los valores iniciales de modelación para los dos estratos.

Tabla 11 Parámetros mecánicos iniciales de modelo MEL.

Superior			Inferior		
γ (kN/m ³)	c (kPa)	ϕ	γ (kN/m ³)	c (kPa)	ϕ
11.6	10	30°	12.4	20	34°

En todo caso, los valores que se encuentren mediante los análisis retrospectivos subsecuentes podrán variar significativamente, con la salvedad que deberán de ser, cuando menos, factibles de existir en las formaciones y materiales previamente ensayados y descritos en las investigaciones efectuadas en depósitos de materiales similar.

4.1.3 Reconstrucción de la geometría del deslizamiento.

El resultado del algebra de mapas luego de restar el MDT de 2016 vs el MDT anterior, refleja claramente las zonas de aumento de volumen, o zona de depósito, en contraste con la zona de disminución de volumen, o zona de corte. El volumen computado para cada una de esas porciones utilizando el complemento “*Volume Calculation Tool*” en QGIS es de 4,000,000 m³ y 4,100,000 m³ respectivamente. Para el caso del volumen de depósito es de tomar en cuenta que para la fecha del levantamiento Lidar ya se contaba con un nuevo cauce del rio Jiboa con valles de más de 50 metros de altura (Figura 18), por lo que el volumen originalmente depositado seria mayor, pero no diferencial en términos relativos del volumen total. En el algebra de mapas la zona correspondiente a ese nuevo valle ha sido dejada por fuera puesto que si se tomara en cuenta el algoritmo lo consideraría como zona de corte y no de depósito.

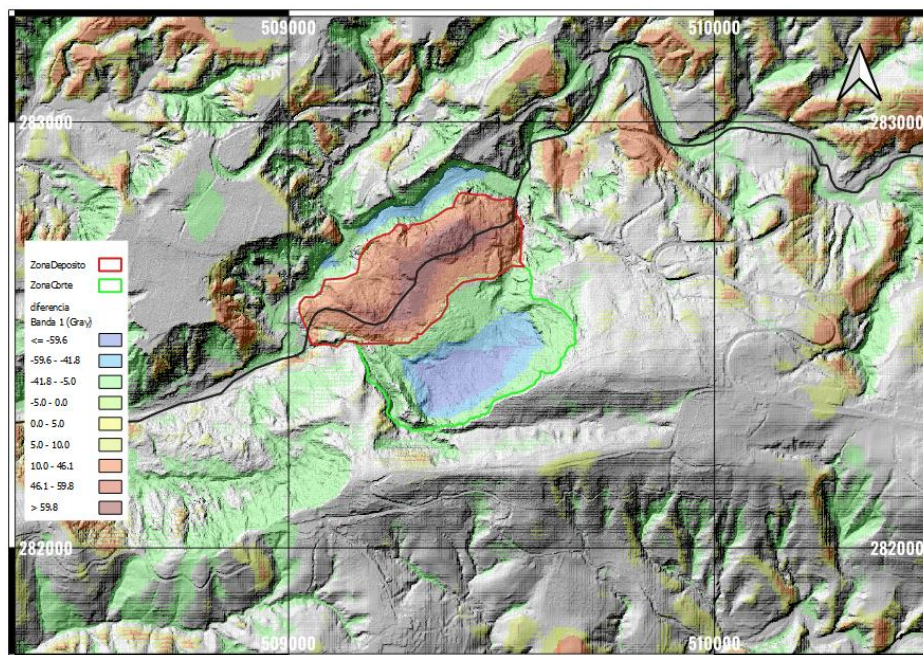


Figura 18 resultado de procesamiento de Diferencia de MDT pre y post evento.

El perfil central paralelo a la dirección del movimiento, orientado en sentido noroeste, se muestra en la Figura 19.

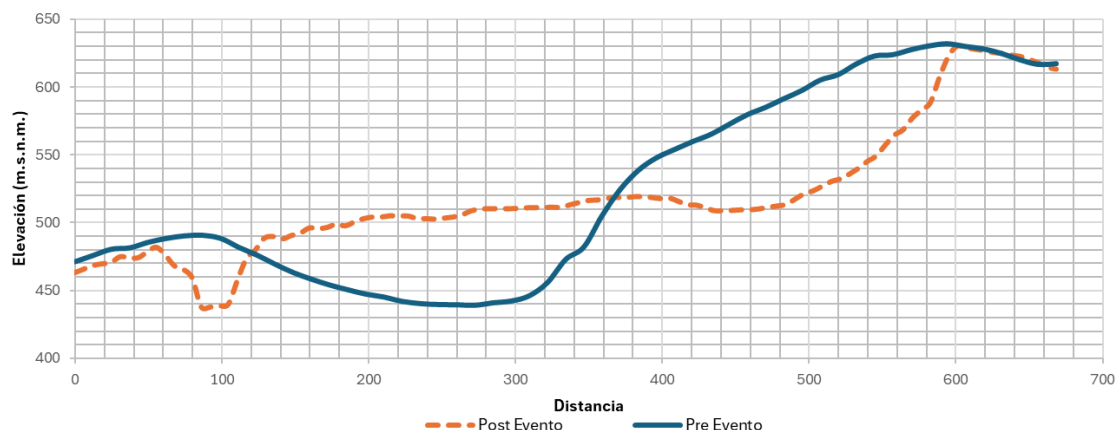


Figura 19 Sección central de deslizamiento a utilizar en modelos.

4.2 Parámetros por análisis retrospectivo 2D

Se inicio con la modelación con los datos presentados en 4.1.2 y estableciendo como condición necesaria de la superficie de falla la correspondencia con el escarpe identificable en el Modelo Digital del Terreno (MDT) post deslizamiento en las inmediaciones de los 580 msnm, obteniendo se la superficie de falla que se muestra en la Figura 20.

Con base en esa superficie de falla, que con los datos iniciales proporcionaba una deformación de Newmark muy baja, se hizo un cambio del parámetro ϕ del estrato inferior hasta obtener desplazamiento de Newmark mayor a 10 cm (Figura 20). Para obtener dicho desplazamiento fue necesario reducir el valor de ϕ significativamente (Tabla 12).

Tabla 12 Variación de parámetro ϕ y desplazamiento de Newmark resultante.

Superior		Inferior		Desplazamiento de Newmark (cm)
c (kPa)	ϕ	c (kPa)	ϕ	
10	30°	20°	34	3.35
10	30	20	30	15
10	30	20	33	4.53
10	30	20	31	9.53
10	30	20	30.8	10.27

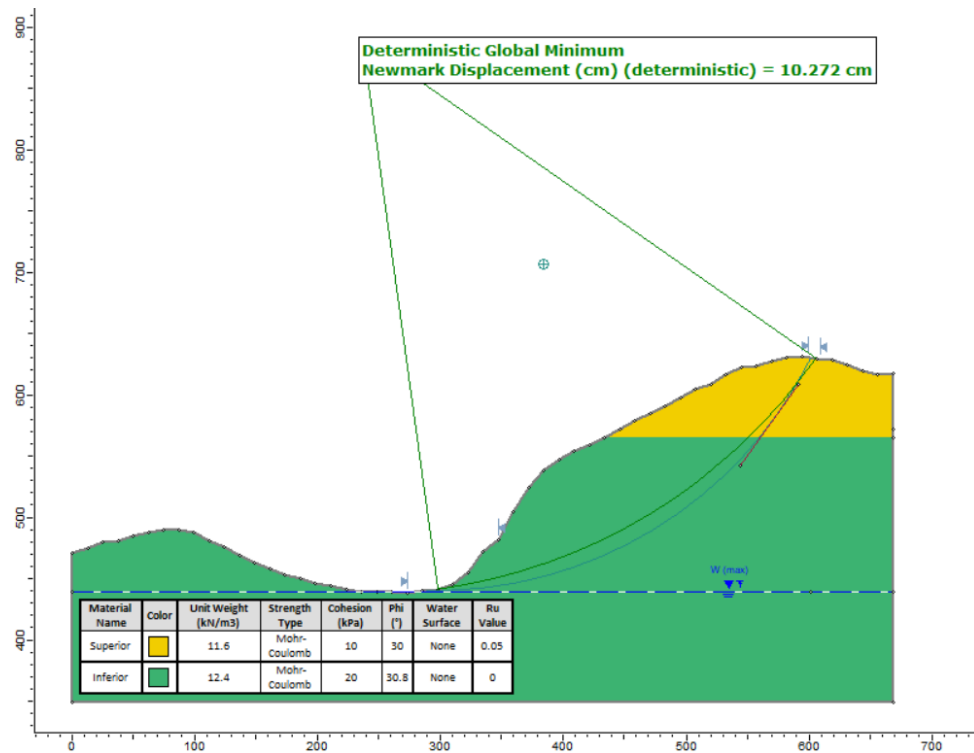


Figura 20 Parámetros críticos según Desplazamiento de Newmark

De modo similar se efectuaron modelaciones a fin de determinar la combinación de K_H y K_V que determinarían un factor de seguridad crítico cercano a 1.00 (Figura 21), mostrados como proporción de la PGA máxima registrada en Zacatecoluca (Tabla 13).

Tabla 13 Ajuste de Coeficientes de análisis pseudoestático.

K_H / PGA	K_H	K_V	F.S.
0.5	0.204	0.102	0.807
0.4	0.1632	0.0816	0.855
0.3	0.1224	0.0612	0.911
0.2	0.0816	0.0408	0.975
0.15	0.0612	0.0306	1.009

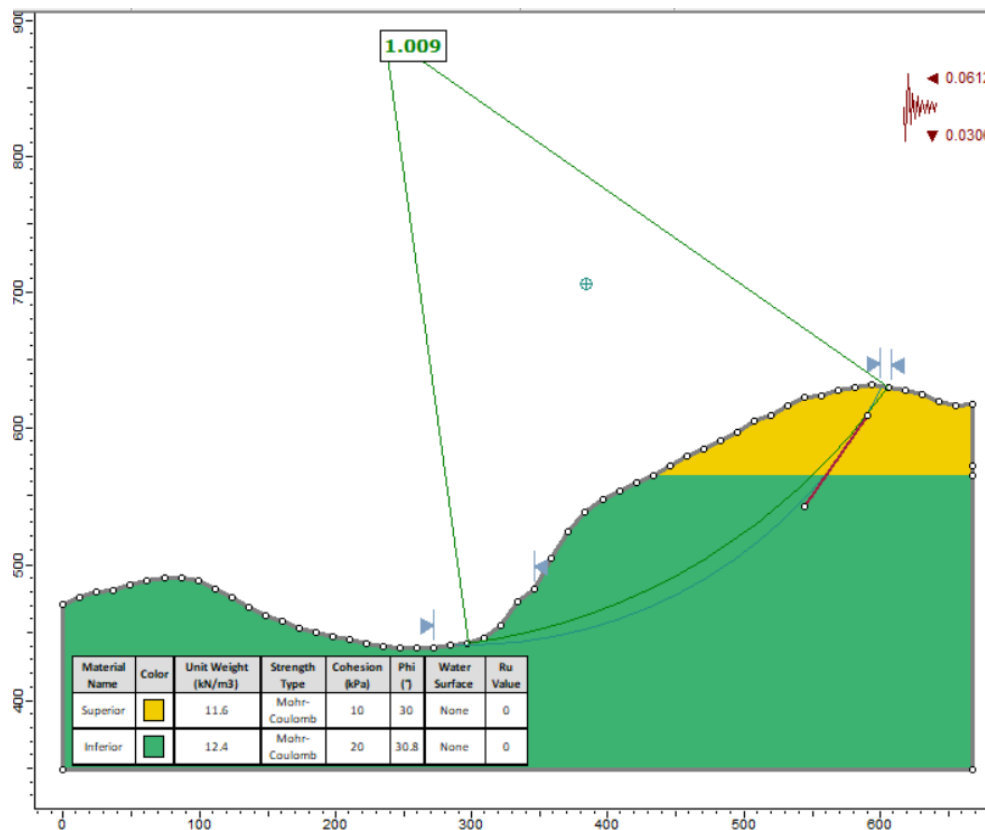


Figura 21 Combinación de K_v y K_H críticos con parámetros de resistencia a partir de D. de Newmark.

A partir de este apartado se obtiene que de manera preliminar la fuerza necesaria para hacer que el deslizamiento de Jiboa haya ocurrido en función de la PGA del registro sísmico en Zacatecoluca es relativamente bajo, de 15% de esta. Este valor no es compatible con valores de coeficientes pseudoestático en función de la PGA de sismos catastróficos (Jibson, 1993).

4.3 Análisis retrospectivo en tres dimensiones.

Con la modelación en tres dimensiones se quiere tener una aproximación a la geometría del deslizamiento en términos de extensión y forma. Además, tomando en cuenta la cambiante topografía que en la modelación en dos dimensiones ha sido simplificada únicamente con un solo perfil longitudinal, tomando en el centro del deslizamiento, permite aplicar en todo el sector los coeficientes pseudoestático propuestos y comprobar que se puede dar un deslizamiento.

Volúmenes como el de la hipótesis sostenida por García Flores (2015) de 12,000,000 de metros cúbicos son poco factibles según las modelaciones de equilibrio límite en tres dimensiones, al menos con la forma efectivamente identificada en el campo. Volúmenes mayores a los estimados mediante el algebra de mapas efectuado, en torno a los 4 millones de metros cúbicos, en caso de darse, presentarían extensiones de vista en planta mayores a la registrada en campo y profundidades de superficie de falla por debajo del nivel del río Jiboa. Dado que parte de la superficie de falla está por debajo de la zona de acumulación, la geometría real de esta sigue siendo una hipótesis.

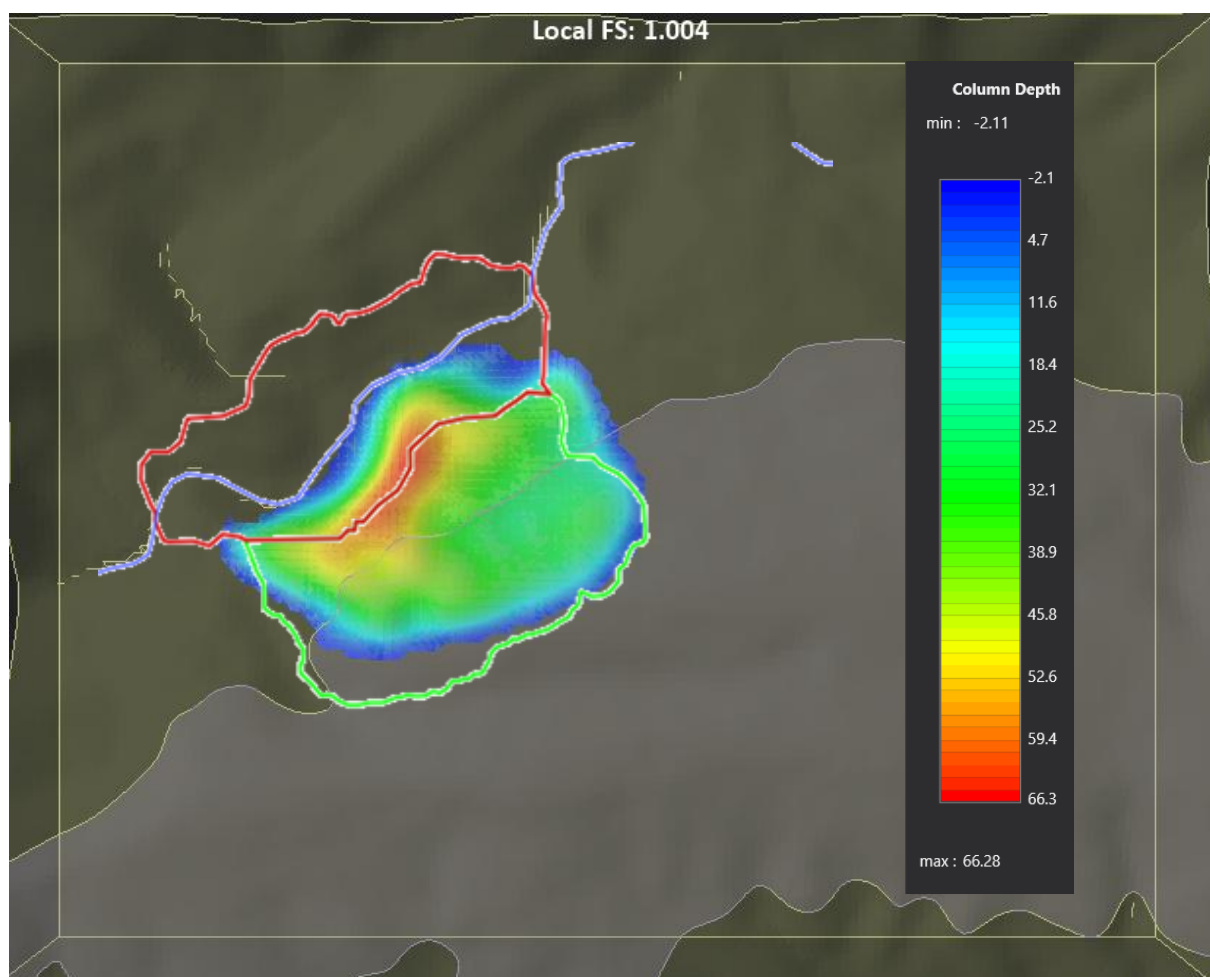


Figura 22 Volumen de $4 \times 10^6 \text{ m}^3$ – Modelo de Spencer

La modelación en tres dimensiones más compatible con la zona deslizada corresponde a la identificada como “superficie min1” del método de Spencer, mostrada en la Figura 22.

En la modelación tridimensional es notable como existía una eminencia de terreno en forma de abultamiento debido a la mayor pendiente de la topografía en las zonas próximas al río Jiboa. Este abultamiento no es notorio en la sección transversal utilizada en la modelación en dos dimensiones, correspondiente al centro del deslizamiento.

Al modelo en MEL 3D propone que un volumen como el obtenido en el álgebra de mapas presentaría una forma bastante similar a la geometría de la cicatriz encontrada en campo.

4.4 Análisis de estabilidad dinámico del deslizamiento de Jiboa mediante elementos finitos.

Para la modelación en Elementos Finitos el modelo constitutivo de los materiales será modelo Mohr-coulomb, con valores de resistencia iniciales provenientes del análisis de equilibrio límite. Los parámetros elásticos, módulo de Young, se determinó a partir de la velocidad de ondas de corte de la campaña geofísica registrada en García Flores (2015), Tabla 14, (Resultados de módulo de Young con la fórmula $E = \rho v_s^2$), mientras que para el módulo de Poisson se tomará el valor usual aplicable a suelos $\nu=0.3$.

Tabla 14 Parámetros adicionales para modelación MEF

	Peso Volumétrico (kN/m ³)	Vs (m/s) (promedio)	E (kPa)
Estrato superior	11.6	2000	4729867
Estrato Inferior	12.4	3000	11376147

El modelo en cuestión, en cuanto a geometría, es más grande con relación a la modelación efectuada por MEL, extendiendo el terreno de manera horizontal en los bordes laterales, puesto que se desea que los efectos del borde del modelo no influyan en los resultados. Con respecto al mallado, el modelo con el que se trabaja posee 1741 celdas triangulares. Se aplicó una densificación manual a la zona próxima a la cara de la ladera a fin de tener mejores resultados sin sacrificar tiempo de procesamiento (Figura 23). La base del modelo está a 250 msnm y desde ahí se aplican las cargas dinámicas.

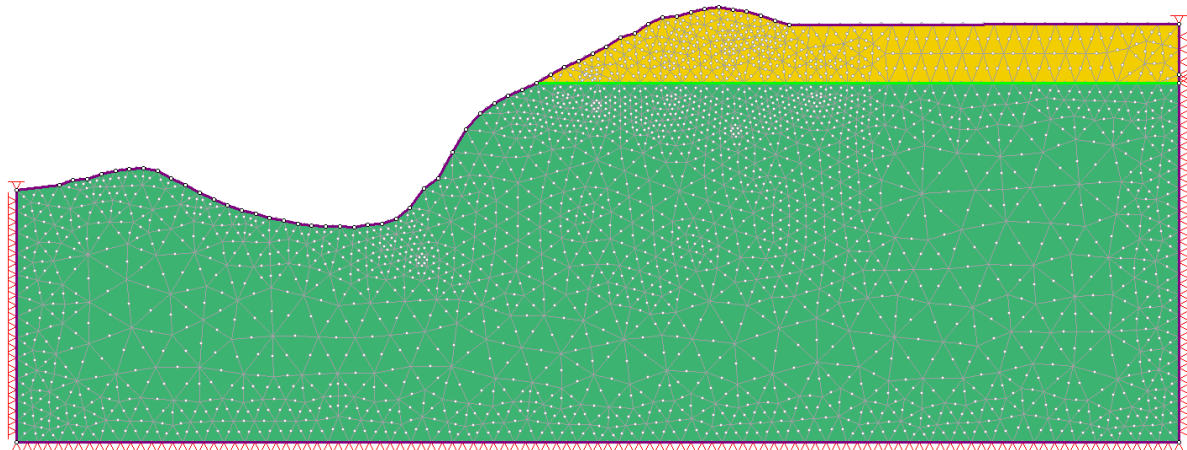


Figura 23 Mallado de modelo por MEF

Al utilizar los parámetros de resistencia del proceso de calibración por métodos de equilibrio límite se tuvo el caso que la ladera no es estable aun en las condiciones estáticas (Figura 24), sin más carga que la gravedad, por lo que los parámetros reales para modelación mediante elementos finitos tendrán que ser mayores, con valores de cohesión más representativos de los estratos solidificados, valores compatibles con la tefra volcánica actualmente identificada como Ignimbritas de Olocuilta (Suñe-Puchol et al., 2019), con valores de RCS por arriba de los 500 kPa, y como los reportados por Carballo et al. 2018 y valores de cohesión mayores a los 250 kPa. La elevada pendiente original del terreno y la conservación del escarpe post deslizamiento, con una pendiente también elevada son evidencia de las buenas propiedades mecánicas del material.

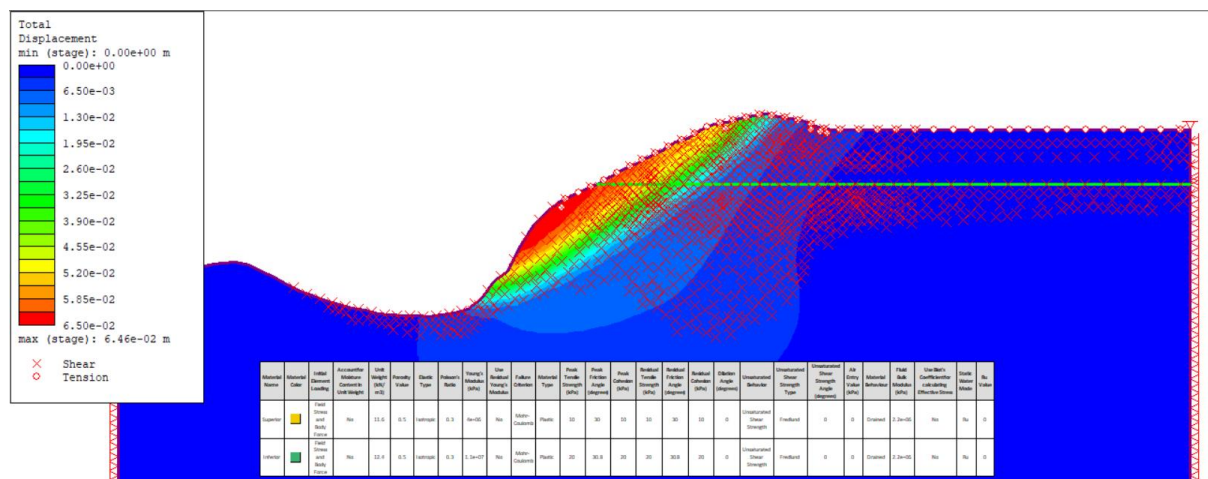


Figura 24 Resultado MEF de Condición Estática Inestable con parámetros provenientes de MEL 2D.

Los parámetros necesarios para que no se dé un deslizamiento en la condición estática son considerablemente mayores a los parámetros de resistencia obtenidos retrospectivamente mediante MEL.

Otra condición clave es que el deslizamiento no ocurrió con el sismo de enero de 2001, por lo que es necesario contar con la modelación que implique que el terreno es capaz de no deslizarse ante las solicitudes del sismo de enero. Para la modelación de tal situación se utiliza el registro horizontal de mayor PGA y el registro vertical, ambos de la estación de Zacatecoluca. Como dato adicional el modelo posee una amortiguación de Rayleigh promedio de 9.4%.

La condición de no deslizamiento se da entre los escenarios que contienen los parámetros de resistencia mostrados en la Tabla 15, y son, como era de esperar, mayores a los necesarios para soportar una condición estática, con un valor de FS de 1.36 para la condición estática.

Tabla 15 Parámetros de resistencia críticos – sismo Enero

	Estrato superior		Estrato inferior		Resultado
Modelo	Cohesión (kPa)	ϕ	Cohesión (kPa)	ϕ	
E1	85	30.0	263	30.8	Desliza
E2	88	30.0	270	30.8	No Desliza

Para el análisis dinámico se especifican ciertos puntos para los cuales el programa va a guardar los valores de deformación durante toda la simulación. Los puntos relevantes, a utilizar más adelante, son los señalados en la Figura 25.

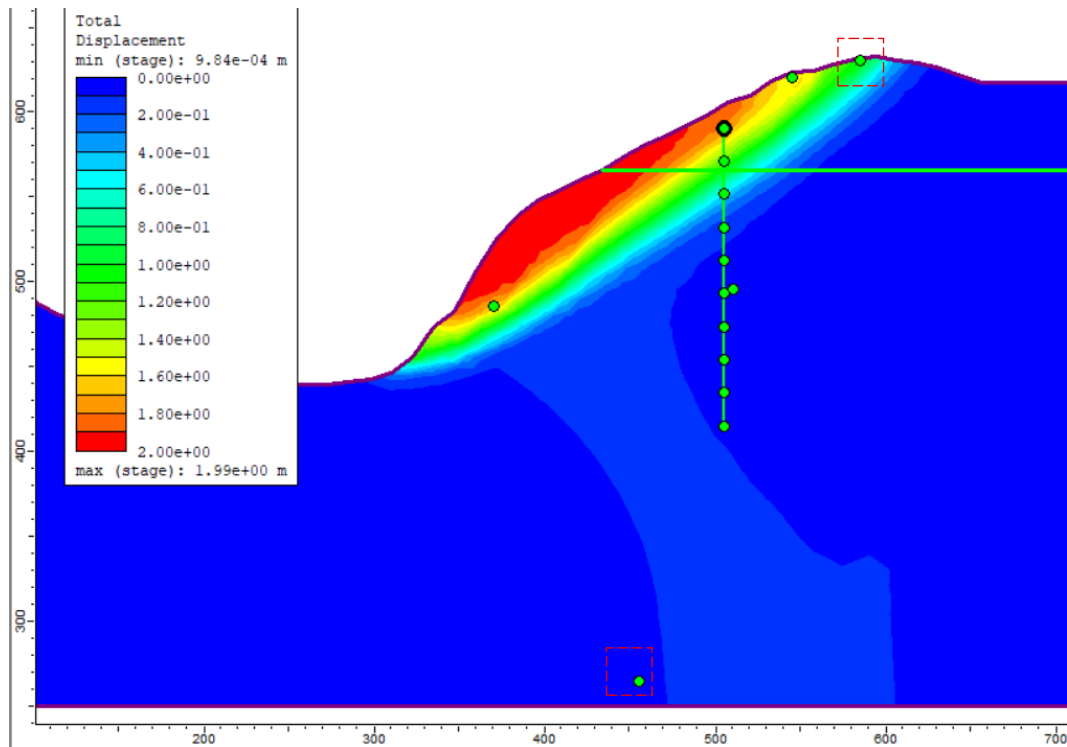


Figura 25 Modelo E1 – Deslizamiento en sismo enero. Puntos cima y base indicados.

Al modelar con el registro sísmico del mes de febrero, con una PGA mayor, se esperaría que fueran necesarios valores de resistencia mucho más elevados para condicionar una situación crítica ante el deslizamiento (Figura 26), pero no fue el caso; valores similares de resistencia son los que proporcionan condición crítica a la ladera al ser afectada por el sismo de febrero de 2001 (Tabla 16).

Tabla 16 Parámetros de resistencia críticos – sismo Febrero

	Estrato superior		Estrato inferior		Resultado
Modelo	Cohesión (kPa)	ϕ	Cohesión (kPa)	ϕ	
F1	85	30.0	263	30.8	Desliza
F2	88	30.0	270	30.8	No Desliza

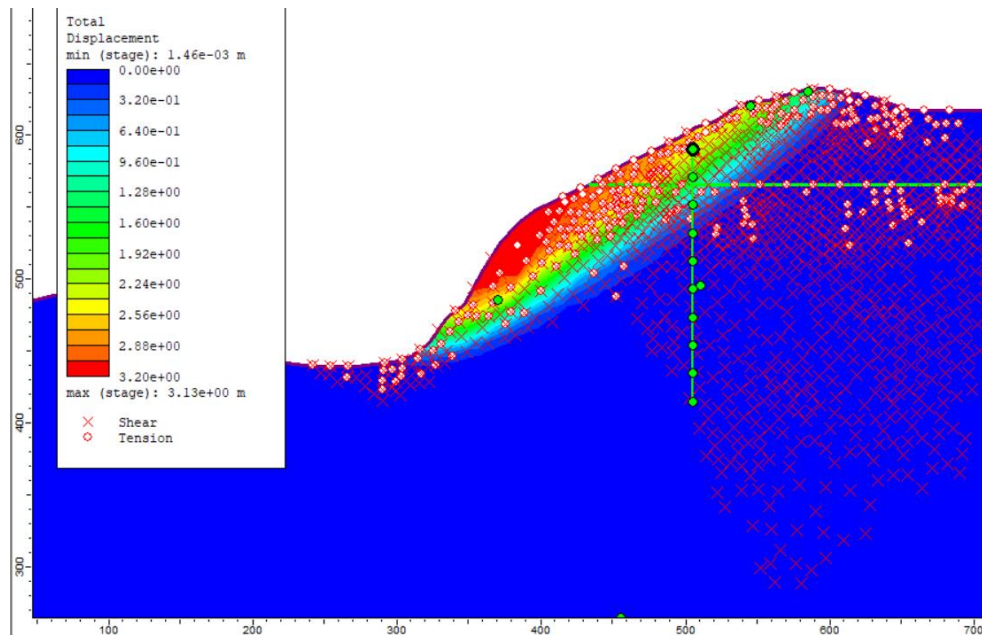


Figura 26 Modelo F1. Deslizamiento en sismo febrero.

Para ambos sismos, compartiendo las mismas propiedades mecánicas del material, la aceleración registrada en la cima de la ladera es bastante superior a la registrada en la base, habiendo una menor amplificación para el caso de febrero ($345 \text{ cm/s}^2 / 189 \text{ cm/s}^2 = 1.82$) que el de enero ($241 \text{ cm/s}^2 / 119.7 \text{ cm/s}^2 = 2.01$) (ver de Figura 27 a Figura 30). Dado que la geometría y ubicación del sismo es la misma, esta diferencia de amplificación vendría dada únicamente por cómo las propiedades del registro sísmico en sí mismo y como este responde a la configuración geométrica y de materiales dada.

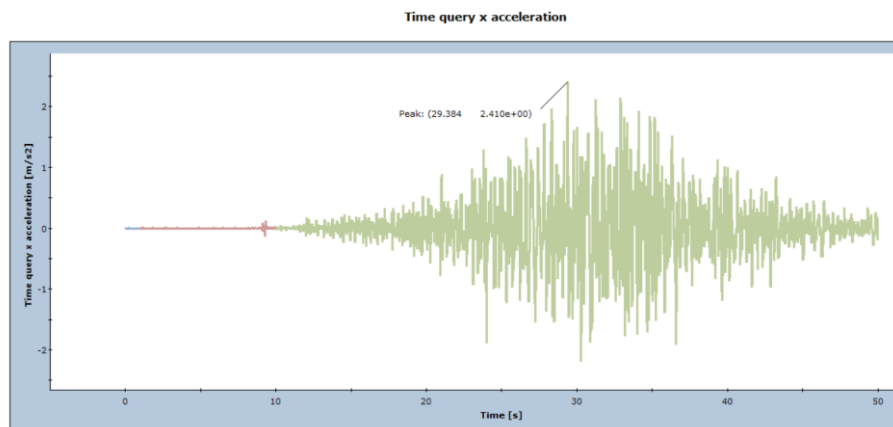


Figura 27 Aceleración horizontal en la cima según MEF – Sismo Enero

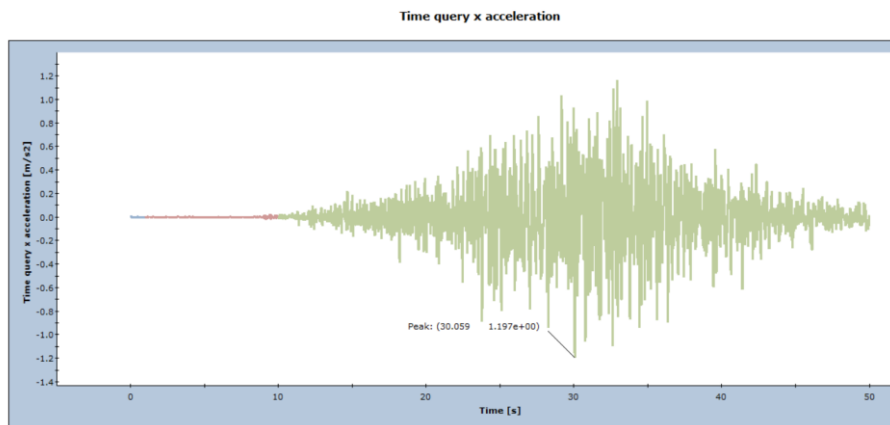


Figura 28 Aceleración horizontal en la base según MEF – Sismo Enero

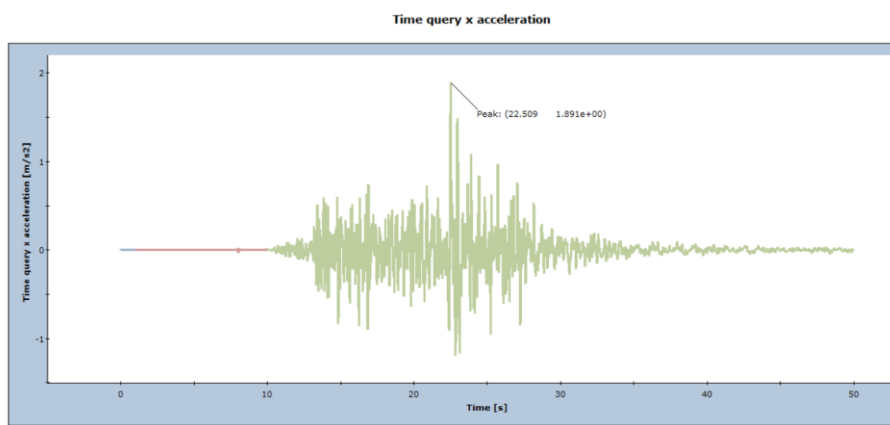


Figura 29 Aceleración horizontal en la base según MEF – Sismo Febrero

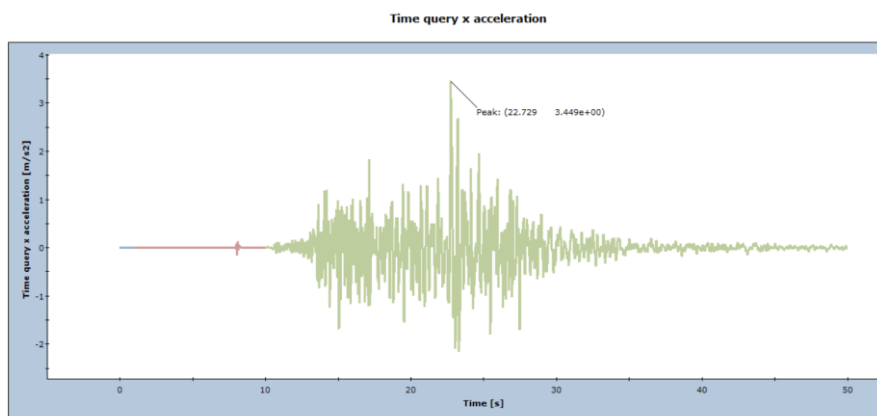


Figura 30 Aceleración horizontal en la cima según MEF – Sismo Febrero

4.5 Aplicación de ecuaciones de atenuación

Una de las diferencias entre las ecuaciones de atenuación propuestas es la consideración del factor distancia en cada una de ellas. Para Schmidt (2014) la distancia es siempre a hipocentro, mientras que para la Cepeda et al. (2004), la distancia es epicentral es la

considerada, salvo para los casos de enero y febrero de 2001 en los que el tamaño de la zona de ruptura es demasiado grande y se utiliza por tanto la distancia a la zona de ruptura.

Los parámetros utilizados para los sismos de 2001 y la aplicación de cada GMPE en cada uno de los sitios se muestra en la Tabla 17 y Tabla 18. Se hace una aplicación de las ecuaciones de atenuación para la estación de Zacatecoluca para determinar el grado de amplificación que las ecuaciones de atenuación no logran incorporar.

Tabla 17 Parámetros a utilizar en GMPE de Schmidt (2014)

Parámetro	Febrero	Enero	Febrero	Enero
	Jiboa	Jiboa	Zacatecoluca	Zacatecoluca
M	6.6	7.6	6.6	7.6
D (km)	2.7	93	18.5	77
H	0	0	0	0
S	1	1	1	1
Profundidad (km)	15	36	15	36

Tabla 18 Parámetros a utilizar en GMPE de Cepeda et al. (2004)

Parámetro	Febrero	Enero	Febrero	Enero
	Jiboa	Jiboa	Zacatecoluca	Zacatecoluca
M	6.6	7.6	6.6	7.6
rjb	2.7	93	18.5	77
H	0	0	0	0
Γ	1	1	1	1
Profundidad (km)	0	0	0	0

4.5.1 Sismo del 13 de enero de 2001

Para el sismo de febrero, con la fórmula de Schmidt (2014), se tienen unos valores de aceleración de 218 cm/s^2 para la zona del deslizamiento, por debajo de la aceleración máxima registrada por la estación de Zacatecoluca y a su vez más baja que la estimada con dicha GMPE para el emplazamiento de la estación sísmica, de 268 cm/s^2 . Como era de esperarse, por estar más cerca de la fuente sísmica en el océano Pacífico, la aceleración estimada es mayor en Zacatecoluca que en la zona de deslizamiento. Situación similar se tiene con la ecuación de atenuación de Cepeda et al. (2004), una aceleración máxima de 152.4 cm/s^2 en la zona de deslizamiento y una aceleración de 197.5 cm/s^2 en la zona del registro en Zacatecoluca.

Como dato de referencia con la GMPE de Cepeda et al. (2004) la aceleración en la zona de los deslizamientos es el 77% de la aceleración estimada para Zacatecoluca, mientras que con la de Schmidt (2014) es del 81%, valores bastante semejantes (Tabla 19).

Tabla 19 Resultados de GMPE para el sismo del 13 de enero de 2001.

GMPE	Aceleración de Zona Deslizamiento (cm/s^2)	Aceleración Zacatecoluca (cm/s^2)	Proporción Zona Deslizamientos /Zacatecoluca
Schmidt (2014)	218	268	0.81
Cepeda et al. (2004)	152.4	197.5	0.77

4.5.2 Sismo del 13 de febrero de 2001

Con la ecuación propuesta por Cepeda et al. (2004) la aceleración máxima en el sitio es de 402 cm/s² g (un valor similar a la del registro de Zacatecoluca). Con la ecuación de Schmidt (2014) se obtiene una aceleración máxima de 220 cm/s², para la zona de los deslizamientos.

Debido a la cercanía de la fuente sísmica con la zona de los deslizamientos, en esta ocasión los valores estimados para Zacatecoluca serán menores, de 149 cm/s² según la GMPE de Cepeda et al. (2004) y de 142 cm/s² según la GMPE la de Schmidt (2014).

Como referencia y para visualizar el efecto de la distancia en ambas ecuaciones en este caso la aceleración de Zacatecoluca como proporción de la aceleración en de la zona de los deslizamientos es de 37 % y del 64% según Cepeda et al. (2004) y Schmidt (2014) respectivamente (Tabla 20).

Tabla 20 Resultados de GMPE para el sismo del 13 de febrero de 2001.

GMPE	Aceleración Zona de Deslizamiento (cm/s ²)	Aceleración Zacatecoluca (cm/s ²)	Proporción Zona Deslizamientos /Zacatecoluca
Cepeda et al. (2004)	402	149	0.37
Schmidt (2014)	220	142	0.64

4.5.3 Comparación ecuaciones de atenuación contra registro sísmico.

La aceleración máxima, en su componente horizontal, registrada en la estación de Zacatecoluca para el evento de enero de 2001 fue de 262 cm/s² y para el caso de febrero fue de 397 cm/s², con dichos valores en mente se puede obtener el factor de ajuste necesario según los valores de cada sismo y ecuación utilizada mostrados en el subapartado anterior (Tabla 21).

Tabla 21 Comparativa de PGA según GMPE y registro sísmico y factores de ajuste necesarios.

	PGA (cm/s ²)	
	Enero	Febrero
Cepeda	197.51	149.35
Schmidt	268.65	142.17
Registro	262	397
	Sismos de subducción	Sismos de falla local
Ajuste para GMPE Cepeda et. al (2004)	1.33	2.66
Ajuste para GMPE de Schmidt (2014)	0.98	2.79

Es notable qué para el caso del terremoto del 13 de enero de 2001 ambas ecuaciones hacen una estimación bastante cercana a de registro sísmico real, siendo la aceleración proveniente de la GMPE de Schmitd (2014) prácticamente igual, y la de Cepeda et al. (2004) necesitando de un factor de corrección de solamente 1.33. Para el caso del terremoto del 13 de febrero de 2001 ambas ecuaciones subestiman bastante la aceleración realmente tenida en el sitio. Hay

que tomar en cuenta que las ecuaciones de atenuación consideran teóricamente la amplificación sísmica del efecto de sitio y por tanto aun cuando el registro de Zacatecoluca hubiese sido el suelo, como es una posibilidad no descartada, debería de coincidir.

A la aplicación de las ecuaciones de atenuación en los sismos históricos se utilizará el factor de ajuste correspondiente según ecuación de atenuación y según tipología del sismo; si es de falla local, como el del 13 de febrero; o de subducción, como el del 13 de enero.

4.5.4 Sismos históricos de comparación

Sismo de diciembre de 1936

Para el caso del sismo de diciembre de 1936, no existe consenso en cuanto a la ubicación del epicentro, ubicando algunos su epicentro en la ciudad de Cojutepeque y otros en la zona oriental del país (Rodríguez Rivera, 1982) . El hecho de carecer de registro histórico de daños la ciudad de Cojutepeque en parte puede ser explicado por la geología de la zona; ciudad construida sobre la emanación rocosa que constituyó el cerro de La Pavas, un domo basáltico. El sismo del 20 de diciembre de 1936 fue el último sismo de una serie sísmica, este sismo destruyó por completo la ciudad de San Vicente y pueblos vecinos, además de causar deslizamiento en el km 55 de la carretera panamericana, probable el mismo sector conocido, ya desde ese entonces como Curvas de La Leona (Bommer y Salazar, 1997).

Sismo de mayo de 1965

El año de 1965 comenzó con una creciente actividad sísmica en los meses de febrero y abril, con un pico de actividad premonitoria en las noches el 2 al 3 de mayo hasta el sismo de las 4:01 de la mañana del 3 de mayo. Este sismo generó muchos daños en la parte oriental de la incipiente área metropolitana de San Salvador. Inicialmente este sismo fue reportado como un sismo de subducción, pero su ubicación real fue determinada en las inmediaciones del lago de Ilopango.(Rodríguez Rivera, 1982)

Sismo de junio de 1982

El sismo del 19 de junio de 1982 fue un sismo con origen en la zona de subducción dañando extensivamente la zona central del país, causando los daños significativos o el colapso de edificaciones, sobre todo de estructuras de adobe. (Rodríguez Rivera, 1982)

Sismo de octubre de 1986

El sismo de 10 de octubre de 1986 fue un sismo de fallamiento local con gran impacto en la ciudad de San Salvador y pueblos aledaños. La poca profundidad de este y su localización cerca del centro de la ciudad hicieron que a pesar de su poca duración e intensidad se hayan registrado aceleraciones muy altas, con consecuencias trágicas. (Bommer y Salazar, 1997).

La Figura 31 muestra la ubicación de los epicentros utilizados para los sismos históricos a evaluar y la ubicación de los deslizamientos Jiboa y Veracruz.

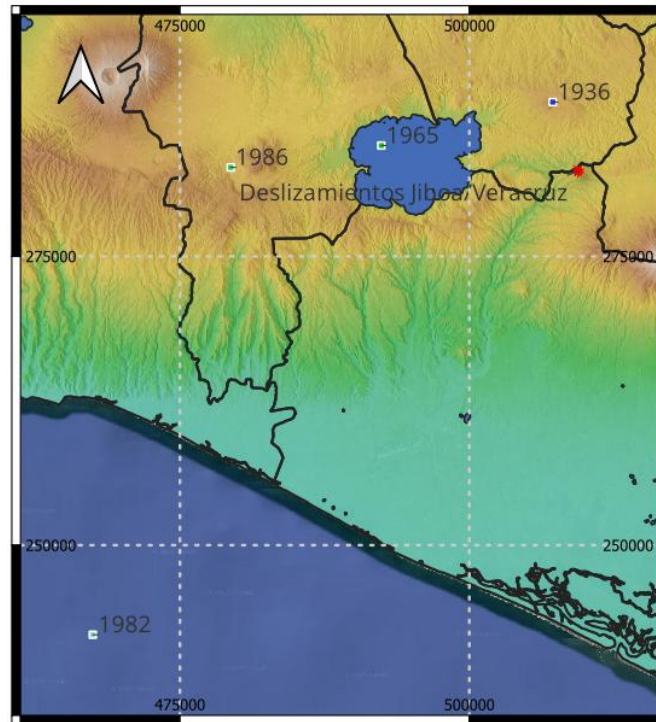


Figura 31 Ubicación de sismos históricos a utilizar.

Los parámetros por utilizar en este trabajo para los sismos históricos descritos se muestran en la Tabla 22 (Rodríguez Rivera, 1982; Salazar et al., 2013).

Tabla 22 Parámetros de sismos históricos a considerar.

Fecha	Latitud (N)	Longitud (O)	Magnitud	Distancia a Deslizamiento Jiboa (km)	h (km)
20 diciembre de 1936	13.717	88.93	6.1	6.3	15
3 de mayo de 1965	13.683	89.07	5.9	17	15
19 de junio de 1982	13.332	89.38	7.2	58.5	80
10 de octubre de 1986	13.665	89.19	5.4	28.1	10

Las aceleraciones máximas originales y ajustadas para cada evento sísmico histórico de referencia y aplicando los mismos criterios de corrección para los sismos de 2001 se muestran en la Tabla 23. Para utilizarse en la modelación posterior del deslizamiento de Veracruz se utilizará el promedio obtenido por ambas GMPE.

Tabla 23 Valores de PGA a partir de GMPE corregidas para sismos históricos y de 2001.

Sismo	PGA (cm/s ²)		Factores de ajuste		PGA ajustada (cm/s ²)		PGA (cm/s ²)	PGA (g)
	Cepeda	Schmidt	Cepeda	Schmidt	Cepeda	Schmidt	Promedio	Promedio
1936	128.7	159.4	2.658	2.792	342.1	445.2	393.7	0.401
1965	85.4	67.7	2.658	2.792	227.0	189.1	208.1	0.212
1986	50.2	29.2	2.658	2.792	133.5	81.5	107.5	0.110
1982	186.7	137.1	1.327	0.975	247.7	133.7	190.7	0.194
ene-01	152.4	218.4	1.327	0.975	202.2	213.0	207.6	0.212
feb-01	402.0	220.8	2.658	2.792	1068.6	616.5	842.5	0.859

CAPITULO 5. DISCUSIÓN Y APLICACIÓN AL CASO VERACRUZ

5.1 Comparación y equivalencia de métodos

Metodológicamente la diferencia fundamental entre el análisis pseudoestático realizado en MEL y el análisis dinámico Realizado en MEF para el análisis sísmico es que el primero condensa todo un sismo en uno o dos valores, correspondiente a cada una de las componentes del terremoto y el segundo analiza la serie sísmica completa y las relaciones esfuerzo deformación del material.

Esta situación hace esperable que exista cierta diferencia entre los resultados entre ambos métodos para un mismo caso de evaluación de estabilidad. No obstante, la convergencia de resultados para ambos sismos en el análisis dinámico, entendido como convergencia la ocurrencia de deslizamiento ante ambos eventos sísmicos de 2001 considerando un mismo valor de propiedades mecánicas del suelo, plantea una situación que debería de ser reflejada también en el análisis pseudoestático.

En tanto que, tal como lo afirma Jibson (1993) escalar los registros de aceleración-tiempo simplemente expandiendo o contrayendo la escala de aceleración no representa con precisión el movimiento del suelo causado por terremotos de diferentes magnitudes o proximidades, ya que la magnitud y la distancia de la fuente también afectan la duración y los periodos predominantes del sismo, se descarta escalar el registro sísmico de enero y se opta por tomar las PGA horizontales y verticales registrada en la cima de la ladera para ambos eventos y aplicar dichos valores como carga horizontal K_H y vertical, K_V respectivamente para distintos modelos, observando los valores de resistencia provenientes del MEF y los provenientes del MEL 2D original. De esta manera se lleva el resultado dinámico a valores utilizables en análisis pseudoestático (Tabla 24).

Tabla 24 K_H y K_V como 100% de aceleración en la cima de modelos MEF

	Enero	Febrero
K_H	0.2457	0.3517
K_V	0.2039	0.2885

Para el caso de febrero, al conservar los parámetros de resistencia provenientes del modelado MEF y utilizarlos en el modelado MEL se obtienen factor de seguridad mayor a la unidad, 1.08 al utilizar los coeficientes de la Tabla 24; se obtendría un $FS=1.00$ con valores de resistencia del suelo aproximadamente 20% menores. Al utilizar los mismos coeficientes pseudoestáticos, pero conservando los parámetros de resistencia de la modelación de MEL inicial se tienen valores de factor de seguridad de 0.72 (Figura 32).

Si bien es cierto K_H y K_V provienen de una modelación dinámica real, solo al ser comparados con la situación de enero, de la que se sabe que no hubo deslizamiento, se podrá determinar qué tan equivalentes o no resultan los métodos.

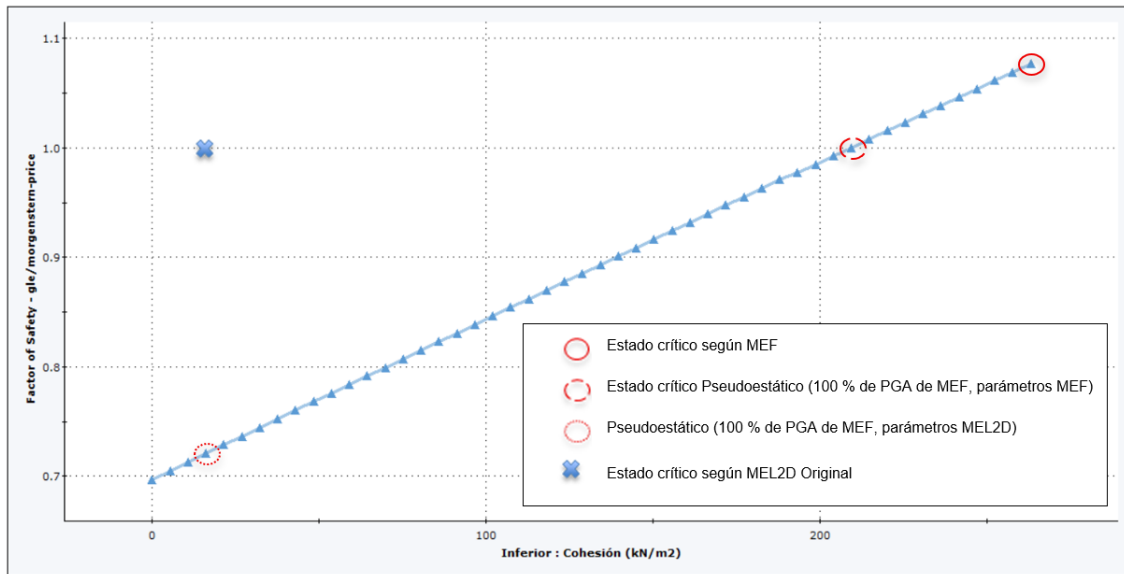


Figura 32 Variación de FS por MEL - según parámetros y tipo de modelación – Sismo Febrero

Para el caso de enero, al conservar los parámetros de resistencia provenientes del modelado MEF y utilizarlos en el modelado MEL se obtienen factor de seguridad bastante mayor a la unidad, 1.22. Es decir, al utilizar las aceleraciones máximas de MEF la ladera soportaba mejor el sismo de enero que el de febrero en un 13% más, valor proveniente de $1.22/1.08$.

Los valores correspondientes a la situación crítica, es decir $FS=1.00$ se obtiene con valores de resistencia del suelo casi un 50% menor que los necesarios para dicha condición en la modelación MEF, mientras que, conservando los parámetros de resistencia de la modelación de MEL inicial, se tienen valores de factor de seguridad de 0.8 (Figura 33).

La diferencia de valor entre los Factores de Seguridad al utilizar los K_V y K_H equivalentes a las aceleraciones máximas de la modelación por MEF de cada sismo refleja como el análisis pseudoestático no toma en cuenta efectos del sismo más allá de la amplificación sísmica ya incluida en la modelación por MEF, y cómo el traducir directamente las aceleraciones máximas del modelo dinámico se queda corto para reflejar el sismo y sus efectos.

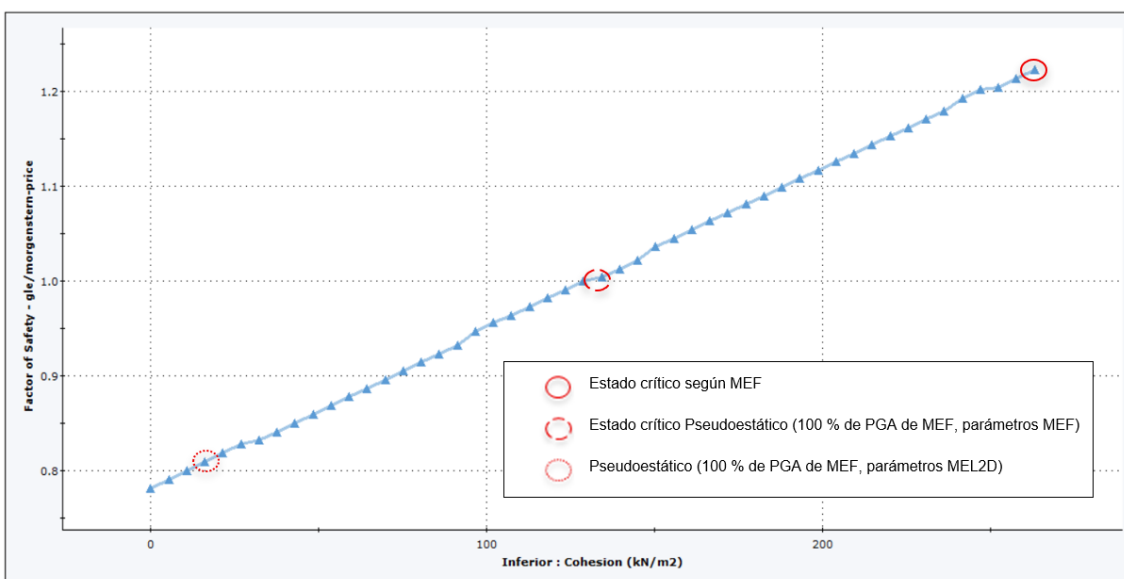


Figura 33 Variación de FS según parámetros y tipo de modelación – Sismo Enero

Al mantener las propiedades mecánicas provenientes de la modelación MEF es posible establecer cuáles son los coeficientes sísmicos que generan a una situación de $FS=1.0$, estos factores son el K_H y K_V críticos. El software *slide2* permite determinar K_H y K_V críticos definiendo K_V como una proporción de K_H .

Estableciendo que K_V es el 82% de K_H , para mantener la proporción entre las aceleraciones máximas verticales y horizontales de la modelación MEF, el K_H crítico manteniendo las propiedades de los materiales obtenidos en MEF es de 0.409, por correspondencia del método K_V tendría un valor de 0.335.

El valor de K_H obtenido es mayor que las aceleraciones experimentadas en la cima de la modelación MEF y mucho mayor que el K_H obtenido originalmente 0.0609 (con propiedades mecánicas muy inferiores). El nuevo K_H crítico, debería de poder representar tanto al sismo de febrero, que provoco el deslizamiento, como al de enero, que según el análisis dinámico ante igualdad de propiedades también podría haberlo provocado.

Para compatibilizar el análisis estático con el dinámico se establece que el K_H crítico equivalente, 0.409, es aproximadamente el doble, 1.93, de la PGA mínima estimada por GMPE para sismos de origen de subducción que potencialmente hubiesen podido causar el deslizamiento, es decir el sismo de enero de 2001 con una PGA estimada corregida de 0.212 g.

Para el caso de sismos de origen de fallamiento local la relación pareciera ser inversa, con K_H menor que la PGA mínima de deslizamiento, 0.409 g contra 0.859 g, lo que arrojaría una relación de $K_H=0.47$ PGA.

Como no se tienen elementos para hacer una generalización de la relación K_H en función de la PGA estimada corregida para cada tipo de sismo, se tomará el valor más conservador, es decir que K_H es aproximadamente el doble de la PGA promedio proveniente de las GMPE independientemente de la fuente sísmica.

5.2 Discusión de los resultados

La modelación por medio de análisis pseudoestático simplificando un sismo a un valor de carga horizontal y vertical deja por fuera las complejidades que la interacción del sismo tiene con el entorno, es especial en un entorno con materiales tan variables y con casos de dimensiones importantes.

Factores como la amplificación topográfica, el efecto de cuenca, la pendiente de la base rocosa, la amplificación por amplificación de ancho de banda y hasta la curvatura de la topografía pueden llegar a tener un efecto amplificador que puede llegar a multiplicar hasta por un factor de 10 las aceleraciones experimentadas en la superficie (Hossain et al., 2025). En este caso la amplificación de mayor magnitud para el sismo de enero que para el sismo de febrero podría estar explicado por la distinta composición espectral de cada uno de los sismos. Cabe también la hipótesis de que originalmente las propiedades de resistencia inicial puedan haber sido mayores y que el sismo de enero haya debilitado la ladera, pero esta situación no se puede determinar sin análisis directo a los materiales.

Aunque al utilizar los criterios de rotura dinámicos plásticos en los casos de enero y febrero se obtengan parámetros de resistencia críticos similares, o lo que sería lo mismo, factores de seguridad similares ante ambos sismos, no es el caso al considerar únicamente las aceleraciones máximas, por lo que la diferencia de amplitudes de los movimientos y la energía contenida en el sismo, representado por ejemplo por la intensidad de Arias, como ya ha sido

propuesto anteriormente (Jibson, 1993) es más representativo para la evaluación de la seguridad en deslizamientos de este tamaño.

La relación entre modelos MEL y MEF ha sido estudiada y comparada, en casos teóricos y reales y es una cuestión recurrente que, ante el análisis sísmico, los modelos por MEL tienden a proporcionar valores de factor de seguridad muy superiores a los proporcionados por MEF, con valores de discrepancia de hasta el 78% en suelos volcánicos (Indrawan et al., 2024).

Sí en lugar de obtenerse los parámetros por análisis retrospectivo se hubiese evaluado la seguridad de deslizamiento a partir de parámetros efectivamente encontrados en campo (manteniendo los valores de estos), los resultados muestran que podría darse una sobre estimación, para el caso del entorno de estudio, de hasta 0.22 de factor de seguridad ($FS=1.0$ en MEF y de 1.22 en MEL, Figura 33). Este hallazgo implica que puedan evaluarse escenarios sísmicos con resultados de aparente seguridad mediante la modelación con MEL por estarse sub considerado notablemente la amenaza sísmica, amenaza que al evaluarse con métodos más completos como modelos por MEF reflejaría una situación de deslizamiento probable.

También es notable que, la proporción entre aceleración máxima vertical vs aceleración máxima horizontal, para la modelación MEL de ambos registros, es de aproximadamente 82%, proporción mucho mayor a la proporción supuesta utilizado en apartado 4.2, de $K_v/K_h = 0.5$. Este valor de K_v tan alto en comparación a K_h reiteran la importancia de considerar K_v como relevante en el análisis pseudoestático (Melo y Sharma, 2004), valor que en casos como en El Salvador no está considerado en la normativa.

El valor de K_h crítico para Veracruz (0.58) se encontraría cercano al valor que corresponden a sismos “catastróficos” según Terzaghi, 0.5, o a la mitad de la PGA horizontal del sismo, como el de febrero de 2001, criterio propuesto por Hynes-Griffin, presentados por Melo y Sharma (2004).

La situación del deslizamiento Jiboa y Veracruz es una oportunidad de investigación para poder determinar cómo resultados de parámetros de materiales hallados de laboratorio pueden verse reflejados en un deslizamiento de gran escala. Esto pasa por eliminar toda la incertidumbre que sea posible. Para ello sería de especial utilidad tratar de datar con todos los medios disponibles el deslizamiento Veracruz, para tener otro punto muestral concreto en el tiempo y en la sollicitación sísmica necesaria para generar ese deslizamiento. Esta investigación tendría que también intensificar la cantidad y calidad de campaña geotécnica y geofísica en la zona. Adicionalmente determinar el efecto de sitio en el lugar en donde se tomó el registro sísmico de 2001, el Hospital nacional de Zacatecoluca, serviría también para establecer las aceleraciones realmente percibida en el lugar del deslizamiento en 2001.

Sondeos en la parte intermedia de la masa deslizada también podrían dar una ayuda para determinar la forma real de la superficie de falla y construir el modelo de manera más apegada a la realidad.

Un análisis geomorfológico hace también evidente la existencia de una vaguada paralela al escarpe del deslizamiento de 2001. Estas vaguadas pueden formarse en la zona donde se ubican afloramientos de fallas geológicas con la superficie del terreno. Esclarecer esta situación también ayudaría a hacer un modelo más exacto de lo que sucedido en la zona.

Con todas esas consideraciones en mente se procede a comparar los efectos pasados de los sismos históricos a un modelo por método de equilibrio límite en dos dimensiones del caso Veracruz.

5.3 Reconstrucción de la topografía pre-deslizamiento Veracruz.

Se parte de la reconstrucción topográfica del sector. Esta reconstrucción se hace de manera aproximada teniendo en cuenta la topografía pre-deslizamiento de Jiboa, tomando en cuenta la mayor pendiente del valle aluvial en las cercanías del cauce del río al pie de deslizamiento y con pendientes más suaves en la cima. Es importante mencionar que el desnivel existente entre la cima del escarpe actual y el río es menor que el desnivel del caso del deslizamiento de Jiboa, y que se ha asumido que el punto que hoy corresponde a la corona del escarpe es el nivel que correspondía a la cima de la ladera original (Figura 34).

Como parte de la modelación se asume la elevación de la interfase entre material inferior y superior ubicada a la misma cota, 566 msnm, a partir de la suposición de contactos sub horizontales en toda la zona. Debido a la menor elevación de la cima de la ladera en el punto de Veracruz, el espesor del estrato superior, 20 m, es bastante menor que el registrado en el deslizamiento Jiboa.

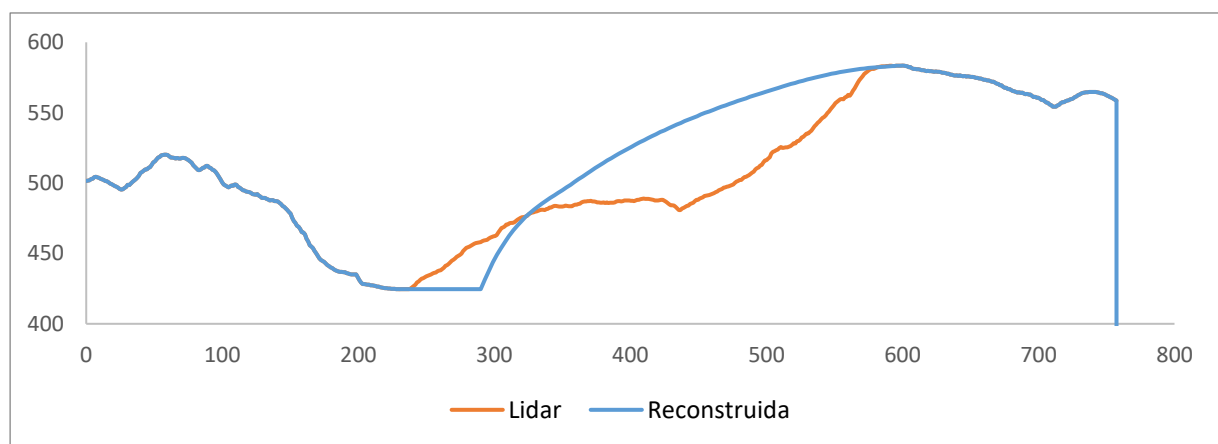


Figura 34 Perfil topográfico a utilizar en deslizamiento Veracruz.

Como primer paso en el modelo por MEL se limitan las zonas en las que el deslizamiento Veracruz pueda haberse dado, impidiendo la posibilidad de escarpe más alejado del río Jiboa que escarpe actual y limitando el punto de salida del deslizamiento al sector del valle del Río. Las propiedades mecánicas del suelo para la modelación inicial son las que ocasionaban la situación crítica en el talud Jiboa en la modelación MEF (Figura 35).

5.4 Comparación con eventos históricos

Se hace un análisis probabilístico en el cual para todas las variaciones de K_H posibles (en el rango de 0 a 1.00) y se tienen las distintas superficies de fallas factibles de ocurrir. En la Figura 35 se resaltan las superficies de falla con factores de seguridad menores a 1.00, puesto que de la modelación MEF sabemos que existe una sobre estimación del factor de seguridad al utilizar el análisis pseudoestático.

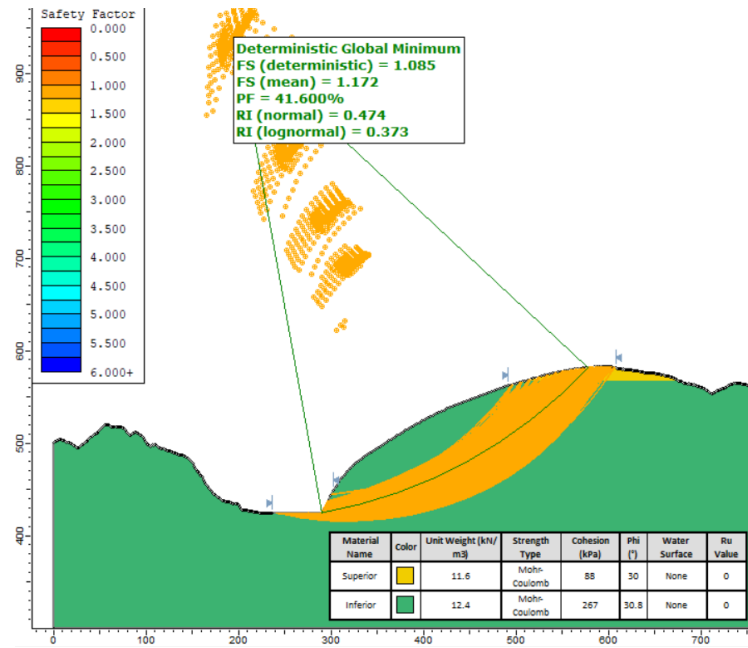


Figura 35 Superficies de falla posibles con valores de K_H de 0 a 1.00 – FS menores a 1.22

Para obtener K_H y K_V representativos de sismos pasados se ajustaron los obtenidos por las ecuaciones de atenuación mostrados en 4.5.4 corregidos por el factor de amplificación mostrado en 4.5.3 y que también ha sido respaldado por la amplificación entre la aceleración registrada en la base de la ladera y la registrada en la cima obtenida en la modelación de elementos finitos del apartado 4.4, tanto para sismos cercanos como de subducción. A partir de los valores de PGA corregidos (Tabla 23) se establecen los K_H equivalentes para análisis pseudoestático (Tabla 25).

Tabla 25 Coeficientes de análisis pseudoestático.

Sismo	PGA promedio (g)	K_H
1936	0.401	0.774
1965	0.212	0.409
1986	0.110	0.211
1982	0.194	0.375
ene-01	0.212	0.408

Es ahora momento de llevar esos sismos del pasado a la topografía reconstruida del deslizamiento Veracruz.

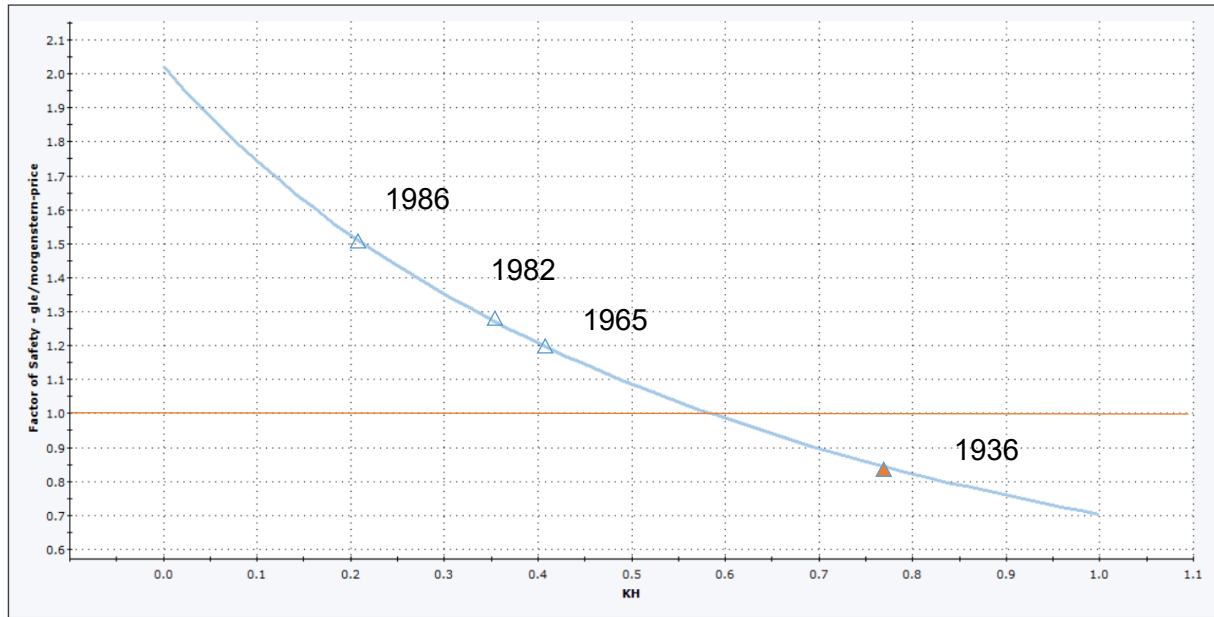


Figura 36 Variación del factor de seguridad con distintos valores de K_H . K_V es el 82% de K_H .

La Figura 36 representa la relación del factor de seguridad en función de todos los K_H posibles. En ella están graficados los puntos que corresponden a los sismos en consideración. Es significativo que el valor de K_H crítico corresponde a un valor de 0.58. Los sismos que tuvieron un K_H equivalente corregido menor a ese valor, es decir los sismos de 1982, 1986 y de 1965, no pudieron según el análisis aquí desarrollado generar un deslizamiento como el de Veracruz.

Considerando que la situación de 1936 presentó las mayores aceleraciones, y tomando en cuenta la semejanza con el evento de febrero de 2001 la ocurrencia del deslizamiento en 1936 se considera como altamente probable.

CAPITULO 6. CONCLUSIONES

1. El material bibliográfico existente refleja de manera patente la dinámica de las laderas adenañas al lago de Ilopango ante eventos sísmicos y volcánicos. A pesar de esta situación recurrente, no se tienen información de campo significativa de la zona y recurrir a información de sitios análogos es ineludible.
2. La construcción de un modelo geotécnico compatible con la masa general del deslizamiento es posible mediante el análisis retrospectivo, pero implica únicamente establecer parámetros críticos, es decir los máximos posibles para que se dé un evento, no un valor en específico. Para el caso del estrato inferior estas propiedades mecánicas ($\phi=30.8$ y $C= 270$ kPa) son compatibles con resistencias obtenidas en sitios análogos.
3. El Volumen del deslizamiento Jiboa ocurrido el 13 de febrero de 2001 está en el entorno de los 4,000,000 de m^3 , valor proveniente del álgebra de mapas y compatible con la modelación por métodos de equilibrio límite en tres dimensiones.
4. En el análisis dinámico del deslizamiento de Jiboa la condición crítica para ambos sismos del 2001 se da cuando se tiene propiedades mecánicas de los materiales equivalentes a pesar de las diferencias de PGA o de intensidad de Arias entre los eventos. Esta situación hace aún más necesaria la investigación en campo en tanto que podría significar una caída de la resistencia por deformación en el primer sismo desde valores de resistencia aún mayores para luego deslizarse ante el segundo sismo. Esta situación no puede ser cuantificada por métodos indirectos.
5. La amplificación sísmica entre la base de la ladera y la cima en la modelación de elementos finitos es similar para ambos eventos, siendo de 2.01 para el sismo de enero y 1.82 para el sismo de febrero.
6. Los resultados entre Métodos de Equilibrio Límite y Método de Elementos Finitos pueden llegar a diferir hasta en 0.22 puntos, siendo los valores obtenidos por métodos de equilibrio límite mayores a los que proporciona la modelación por métodos de elementos finitos. Los métodos de equilibrio límite pueden sub considerar la amenaza sísmica.
7. La condición inicial de establecer un desplazamiento de Newmark de 10 cm para representar un deslizamiento podría ser demasiado alto y por tal motivo las propiedades mecánicas provenientes de dicho análisis ser bajas. Esto va en línea con las conclusiones de García Flores (2015) con respecto a la zona circundante a la caldera de Ilopango, que propone un desplazamiento de Newmark de 1 cm.
8. Las ecuaciones de atenuación de Cepeda et al. (2004) y Schmidt (2014) tienen un buen ajuste para el sismo de enero, con factores de ajuste de 1.33 y 0.98 respectivamente. En contraste para el sismo de febrero los valores de ajuste son 2.66 y 2.79.
9. Las condiciones de amplificación sísmica en la estación sísmica en el Hospital Nacional de Zacatecoluca son desconocidas y por tanto el uso del registro sísmico de esa estación contiene una amplificación que deberá ser precisado en siguientes investigaciones mediante la evaluación del factor de sitio real.
10. A partir de la sismicidad histórica evaluada, tomando en cuenta los sismos de 1936, 1965, 1982 y 1986, el evento sísmico que tuvo características más favorables para generar el deslizamiento Veracruz fue el de diciembre de 1936.

BIBLIOGRAFÍA

- Archivo EDH. (2023, January 12). *Imágenes históricas de la destrucción en la colonia Las Colinas por el terremoto del 13 de enero de 2001*. El Diario de Hoy. <https://www.elsalvador.com/fotogalerias/noticias-fotogalerias/terremotos-terremoto-2001-el-salvador-santa-tecla/1031618/2023/>
- Benito, B., Cepeda, J. M., y Martinez Diaz, J. J. (2004). *Analysis of the spatial and temporal distribution of the 2001 earthquakes in El Salvador*.
- Blanco, F., y Alvarenga, E. (2003). *Monitoreo de los taludes de la Carretera CA-1, en la zona de La Curva La Leona*. <https://www.mop.gob.sv/wp-content/uploads/2010/03/artleona.pdf>
- Bommer, J., y Salazar, W. (1997). *Riesgo sísmico en la Región Metropolitana de San Salvador*. <http://www.prisma.org.sv>
- C. LOTTI y ASSOCIATI. (2001). *Investigacion Geotecnica Integral En La Cordillera El Balsamo, Al Sur De Santa Tecla, Entre Las Colonias Las Delicias Y Las Colinas*.
- Carballo, C., Fuentes, R., y Rodezno, A. (2018). *ESTUDIO SOBRE LA REDUCCIÓN DE LA RESISTENCIA EN SUELOS DE ORIGEN VOLCÁNICO PARA LA EVALUACIÓN DEL RIESGO POR DESLIZAMIENTO* [Trabajo de Graduación de Grado de Ingeniero Civil]. UNIVERSIDAD CENTROAMERICANA JOSÉ SIMEÓN CAÑAS.
- Cepeda, J. M., Benito, M. B., y Burgos, E. A. (2004). Strong-motion characteristics of January and February 2001 earthquakes in El Salvador. *Geological Society of America, Special Paper* 375.
- García Flores, I. (2015). *Factores Geológicos-Geotécnicos que controlan los deslizamientos inducidos por terremotos en zonas de alta y media actividad sísmica: caso El Salvador* [Tesis Doctoral]. Universidad Complutense de Madrid.
- Hossain, A. S. M. F., Saeidi, A., Salsabili, M., Nastev, M., Suescun, J. R., y Bayati, Z. (2025). A Review of Parameters and Methods for Seismic Site Response. *Geosciences (Switzerland)*, 15(128). <https://doi.org/10.3390/geosciences15040128>
- Indrawan, I. G. B., Sunardi, Murti, A. B., y Alfrianto, R. (2024). Comparison of stability analysis methods for safe design of volcanic rock slope. *Journal of Degraded and Mining Lands Management*, 12(1), 6651–6664. <https://doi.org/10.15243/jdmlm.2024.121.6651>
- Instituto Geografico Nacional. (2001). *Mapa Topográfico 1:25000*.
- Jenkins, J. (2001). *Deslizamiento en Jiboa*. <https://www.eird.org/deslizamientos/pictures/pic283/pic283.htm>
- Jibson, R. W. (1993). *Predicting Earthquake-Induced Landslide Displacements Using Newmark's Sliding Block Analysis*.
- Jlménez Seta, V. (2020). *Inestabilidades de ladera sismo-inducidas en El Salvador: Estudio para los casos de los deslizamientos de Jiboa y Veracruz en relación con terremotos históricos, mediante la relación Ac, PGA y DN*. [Trabajo de Fin de Master]. Universidad Complutense de Madrid.
- Lexa, J., Šebesta, J., Chavez, J. A., Hernández, W., y Pécskay, Z. (2011). Geology and volcanic evolution in the southern part of the San Salvador Metropolitan Area. *Journal of Geosciences*, 56(1), 105–140. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.088>

- Liu, T., Zang, M., Peng, J., y Xu, C. (2024). Evaluating Coseismic Landslide Susceptibility Following the 2022 Luding Earthquake: A Comparative Analysis of Six Displacement Regression Models Integrating Epicentral and Seismogenic Fault Distances within the Permanent-Displacement Framework. *Remote Sensing*, 16(14). <https://doi.org/10.3390/rs16142675>
- Melo, C., y Sharma, S. (2004). *SEISMIC COEFFICIENTS FOR PSEUDOSTATIC SLOPE ANALYSIS*.
- Mercurio, C. (2022). *LANDSLIDES SUSCEPTIBILITY STOCHASTIC MODELLING UNDER EARTHQUAKES AND RAINFALLS TRIGGERING: APPLICATIONS TO 2001 EARTHQUAKES (13TH JANUARY AND 13TH FEBRUARY) AND 2009 TROPICAL STORM (IDA/96E) IN EL SALVADOR* [Tesis Doctoral]. Universita degli Studi di Palermo.
- Montessus de Ballore, F. (1888). *Tremblements De Terre Et Éruptions Volcaniques Au Centre-Amérique Depuis La Conquête Espagnole Jusqu'à Nos Jours*. Imp. et Lithogr. Eugène Jobard.
- Ortega y Cia Class. (2001). *Diseño Final y Documentos de Licitación para el Proyecto de Rehabilitación de la Carretera CA-1, Tramo Curva de La Leona, km.53, Dañada por los Terremotos del 13 de Enero y 13 de Febrero de 2001*.
- Rodríguez Rivera, R. (1982). *La Experiencia en desastres en El Salvador*.
- Salazar, W., Brown, L., Hernández, W., y Guerra, J. (2013). An Earthquake Catalogue for El Salvador and Neighboring Central American Countries (1528-2009) and Its Implication in the Seismic Hazard Assessment. In *Journal of Civil Engineering and Architecture* (Vol. 7, Issue 8).
- Sapper, C. (1925). *VOLCANES LA AMERICA CENTRAL*.
- Schmidt, V. (2014). ECUACIONES PREDICTIVAS DEL MOVIMIENTO DEL SUELO PARA AMÉRICA CENTRAL, CON DATOS DE 1972 A 2010 GROUND MOTION PREDICTION MODELS FOR CENTRAL AMERICA USING DATA FROM 1972 TO 2010. *Revista Geológica de América Central*, 50, 7–37.
- Suñe-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G. J., Dávila-Harris, P., Miggins, D. P., Pedrazzi, D., Costa, A., Ortega-Obregón, C., Lacan, P., Hernández, W., y Gutiérrez, E. (2019). The Ilopango caldera complex, El Salvador: Origin and early ignimbrite-forming eruptions of a graben/pull-apart caldera structure. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 371, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.12.004>
- Weber, H. S. , y H. W. (1978). *Mapa Geológico de la República de El Salvador/América Central*.

CON EL APOYO DE LA AGENCIA ESPAÑOLA DE COOPERACIÓN INTERNACIONAL
PARA EL DESARROLLO

