



**Università  
degli Studi  
di Palermo**



Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra e del Mare  
Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare  
Settore Scientifico Disciplinare: GEO/04 - Geografia Fisica e Geomorfologia

**MODELOS DE SUSCEPTIBILIDAD PARA FLUJOS DE DETRITOS  
ACTIVADOS POR EL EVENTO EXTREMO DE LLUVIA  
PRODUCTO DE LAS TORMENTAS TROPICALES  
EP022020/AMANDA Y AL032020/CRISTOBAL EN EL  
SALVADOR**

**IL DOTTORE  
ING. ABEL ALEXEI ARGUETA PLATERO**

**IL COORDINATORE  
PROF. ALESSANDRO AIUPPA**

**IL TUTOR  
PROF. CHRISTIAN CONOSCENTI**

**CO-TUTOR  
PROF. EDOARDO ROTIGLIANO**

**CICLO XXXV  
ANNO CONSEGUIMENTO TITOLO 2023**

## AGRADECIMIENTOS

A la Agencia Italiana de Cooperación para el Desarrollo, ya que este trabajo se enmarca en el desarrollo del proyecto CASTES en El Salvador que tiene como objetivos principales establecer la carrera de Geología dentro de la Facultad de Ciencias Agronómicas de la Universidad de El Salvador.

A la Universidad de Palermo, Italia (UNIPA).

A mi tutor Profesor Christian Conoscenti y a mi Co-tutor Profesor Edoardo Rotigliano del Departamento de Ciencias de la Tierra y del Mar de la Universidad de Palermo por sus aportes científicos en el desarrollo de esta investigación y en la finalización del mismo.

Al Profesor Giuseppe Giunta por el aporte brindado en materia de conocimientos en el área de geología y su colaboración en la coordinación de proyectos como RIESCA en la región centroamericana.

Al Profesor Atilio Sulli, Profesor Alessandro Aiuppa por su colaboración y guía durante mi estadía en Palermo, Italia.

A la aspirante doctoral en geología y geomorfología M. Sc. Laura Paola Calderón Cucunubá de UNIPA, por el gran apoyo presentado para la elaboración de la presente tesis.

Al Profesor Juan Sebastián Acero Cortes por su guía y soporte durante todo el proceso de elaboración de la tesis, especialmente en las áreas de geomorfología y geología.

A los compañeros Claudio Mercurio, Chiara Martinello, y Andrés Libardo por sus aportes en el desarrollo de la investigación

A los amigos de la Secretaría de Relaciones Internacionales de UNIPA Antonio Serafini y Paola Turchetta.

A la Universidad de El Salvador.

Al Vice-rector Administrativo de la Universidad de El Salvador Juan Rosa Quintanilla

A las autoridades de la Facultad de Ciencia Agronómicas de la Universidad de El Salvador, Decano Francisco Lara Ascencio y Vice Decano Ludwin Vladimir Leyton Barrientos

A mi amigo y Profesor Miguel Ángel Hernández Martínez.

A mis colegas Emerson Martínez, Norbis Solano, Luis Romero Alas, Gerardo Gutiérrez, Mauricio Tejada, Balmore Sierra y Rigoberto Urías.

A mis compañeros y colegas de la Escuela de Posgrado y Educación Continua por su apoyo Marcia Calderón, Modesto Juárez, Walter Hernández, Mario Orellana, Fernando Castaneda, Joaquín Montoya, Darío Chávez, Francisco Panameño y Dora Imelda Campos.

A los colegas del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN) Giovanni Molina, Telma Chávez, Mario Reyes y Luis Menjívar por sus valiosos aportes al desarrollo de la investigación.

### **Principalmente a**

A Dios “Todo Poderoso”

A mi amada esposa Helen Marielos Mejía por su incondicional apoyo y amor en todo momento.

A mi hijo Ian Alexei por ser el objetivo de mi esfuerzo.

A mis padres Abel Argueta Jiménez y Teresa Platero por brindarme la educación necesaria para luchar en la vida.

A mi Suegra Rosario Chávez por su apoyo

## INDICE

<b>Contenido</b>	
<b>RESUMEN</b> .....	<b>1</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>2</b>
<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
<b>I. LOCALIZACIÓN</b> .....	<b>4</b>
<b>1 MARCO TEÓRICO: MOVIMIENTOS EN MASA</b> .....	<b>5</b>
<b>1.1 MOVIMIENTOS EN MASA</b> .....	<b>5</b>
<b>1.2 CLASIFICACIÓN</b> .....	<b>5</b>
<b>1.3 DETONANTES</b> .....	<b>14</b>
1.3.1 Precipitación.....	15
1.3.2 Actividad sísmica.....	15
1.3.3 Deshielo .....	15
<b>1.4 SUSCEPTIBILIDAD, AMENAZA Y RIESGO POR MOVIMIENTOS EN MASA</b> .....	<b>15</b>
1.4.1 Susceptibilidad a Movimientos en Masa.....	16
1.4.2 Métodos de evaluación de susceptibilidad de Movimientos en Masa.....	17
1.4.3 Modelos Estadísticos .....	18
1.4.4 Unidades de mapeo .....	21
1.4.5 Áreas diagnósticas.....	22
1.4.6 Validación.....	23
<b>1.5 REGISTRO DE ANTECEDENTES DE ESTUDIOS SOBRE MOVIMIENTOS EN MASA EN EL SALVADOR</b> .....	<b>24</b>
<b>2. CONTEXTO GEO-AMBIENTAL DEL ÁREA DE ESTUDIO</b> .....	<b>28</b>
<b>2.1 CONFIGURACIÓN REGIONAL</b> .....	<b>28</b>
2.1.1 Contexto tectónico .....	29
2.1.2 Contexto geológico .....	31
2.1.3 Contexto geomorfológico .....	33
2.1.4 Clima.....	35
<b>2.2 Configuración local</b> .....	<b>39</b>
2.2.1 Geología.....	39
2.2.2 Litoestratigrafía.....	40
2.2.3 Morfometría de la Caldera Ilopango .....	44

2.2.4	Hidrología.....	48
2.2.5	Usos de Suelo y Cobertura.....	49
<b>3.</b>	<b>VARIABLES PREDICTORAS E INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA .....</b>	<b>52</b>
3.1	PREPARACIÓN MATERIALES.....	52
3.1.1	Imágenes satelitales.....	52
3.2	SOFTWARE .....	52
3.3	PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS DERIVADOS DEL MDE .....	53
3.4	PARÁMETROS DE MAPAS TEMÁTICOS.....	67
3.5	IDENTIFICACIÓN DE MOVIMIENTOS EN MASA Y MAPEO .....	70
<b>4</b>	<b>PROBABILIDAD DE MOVIMIENTOS EN MASA EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....</b>	<b>72</b>
4.1.	NOMENCLATURA Y CLASIFICACIÓN DE VARIABLES .....	72
4.2	RELACIÓN VARIABLES INDEPENDIENTES VS DEPENDIENTES.....	74
4.3	CORRELACIÓN DE LAS VARIABLES .....	77
4.4	DATOS DE ENTRENAMIENTO Y VALIDACIÓN.....	79
4.5	IMPORTANCIA DE VARIABLES EN EL MODELO.....	81
4.6	VALIDACIÓN DE LOS MODELOS .....	85
4.7	MAPAS DE SUSCEPTIBILIDAD .....	88
<b>5</b>	<b>DISCUSIÓN.....</b>	<b>94</b>
<b>6</b>	<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>97</b>
<b>7</b>	<b>REFERENCIAS .....</b>	<b>98</b>

## RESUMEN

El Salvador se ha visto afectado por movimientos en masa desencadenados principalmente por eventos extremos de lluvia. Por consiguiente, la predicción de las áreas susceptibles a deslizamientos es el primordial insumo para una adecuada y futura gestión del riego. En este estudio se seleccionaron dos cuencas hidrográficas para predecir las áreas susceptibles las cuales se encuentran ubicadas en el costado norte del Lago de Ilopango en El Salvador. Para la predicción, se hizo uso de los deslizamientos desencadenados por el paso de las tormentas tropicales Amanda y Cristóbal en el año 2020. La identificación de estos movimientos en masa fue tanto puntal (LIP) como poligonal (BODY), definiendo el punto inicial del movimiento y el área de toda la zona afectada, respectivamente. Posteriormente, a través del proceso estocástico se generaron dos modelos de susceptibilidad de deslizamiento (BODY y LIP), empleando 10 variables predictoras (elevación, pendiente, curvatura de planta, curvatura de perfil, índice de humedad topográfica, clasificación de las formas del relieve, orientación norte-sur, orientación este-oeste, uso del suelo y litología). Esta estimación se realizó mediante el análisis de regresión adaptable a gran cantidad de variables conocido como “*Multivariate Adaptive Regression Splines*” (MARS). Los respectivos resultados se evaluaron a través del cálculo del área bajo las curvas ROC (*Receiver Operating Characteristic*), cuyos valores promedios para el modelo BODY fue de 0.91, y de 0.94 para el modelo LIP. Como resultado, las variables más importantes para la predicción de áreas susceptibles a deslizamientos son la elevación y la pendiente. Asimismo, se comprobó que el modelo LIP tiene una precisión mayor sobre el modelo BODY, estableciendo que, con solo el inventario puntal de los movimientos en masa, es posible llegar a un alto grado de predicción sobre el 93%.

## **ABSTRACT**

El Salvador country has been affected by landslides mainly triggered by extreme rain events. Therefore, the prediction of landslide susceptibility areas is a primary input for proper and future risk management. In this study, two catchments were selected to predict susceptible areas, in the northern part of Ilopango Lake. For prediction, were identified landslides triggered by the tropical storms Amanda and Cristóbal that occurred in 2020. The identification of these mass movements was both punctual (LIP) and polygonal (BODY), which define the initial point of motion and the entire area affected, respectively. Subsequently, two models (BODY and LIP) were generated through the stochastic process, employing 10 predictor variables (slope, plain curvature, profile curvature, land classification, topographic wetness index, aspect northness, aspect eastness, soil use, and lithology). This estimation was performed by “Multivariate Adaptive Regression Splines” (MARS). The respective results were evaluated through the calculation of the area under the Receiver Operating Characteristic curve (ROC), which mean values for BODY model was 0.91, and 0.94 for LIP model. As a result, the most important variables to predict landslide susceptibility were elevation and slope. Furthermore, LIP model has a greater precision over BODY model, establishing that with only the punctual landslide inventory is possible to reach a high degree of prediction over 93%.

## **INTRODUCCIÓN**

Históricamente la región centroamericana ha sido afectada por la ocurrencia de eventos extremos de lluvia producto de huracanes o tormentas tropicales, además de eventos sísmicos. En la mayoría de las ocasiones estos eventos son detonantes de movimientos en masa debido a la configuración topográfica y geológica del territorio. A lo largo de la historia, estos eventos han provocado daños importantes a la infraestructura habitacional, industrial, agrícola y vial.

El Salvador, se ha visto afectado por movimientos en masa, inundaciones y sismos que, combinados con la alta densidad poblacional, han producido escenarios de alto riesgo. Uno de estos eventos fue el movimiento en masa ocurrido en el año 1934 proveniente del volcán Chinchontepec detonado por un evento extremo de lluvia. Asimismo, en el año 2009, el huracán IDA provocó un evento extremo de lluvias que condujo a la formación de un Lahar (flujo de sedimento y agua sobre las laderas de un volcán), del volcán Chinchontepec. Igualmente, este evento generó un incontable número de deslizamientos en más de cinco departamentos en todo el país. El número de pérdidas humanas fue mayor a 200, sumado a los cuantiosos daños materiales. En el año 2020, la aparición de las tormentas tropicales Amanda y Cristóbal no fueron la excepción, y provocaron eventos de movimientos en masa en diferentes zonas del país, lo que trajo consigo de nuevo pérdidas humanas e infraestructura.

La frecuente actividad sísmica y vulcanológica en El Salvador se debe a la tectónica de subducción (placa de Cocos que subduce bajo la placa del Caribe), y la tectónica transformante (entre la placa del Caribe y la norteamericana). La subducción ha dado origen al arco volcánico centroamericano que se extiende desde Costa Rica hasta el sur de México y que incluye los volcanes de El Salvador, desde el Cenozoico (Alonso-Henar et al., 2014). Por otra parte, la tectónica transformante ha permitido un movimiento diferencial entre la subducción de la placa de Cocos con dirección NE y el movimiento dextral de la placa del Caribe hacia el E, produciendo la Zona de Falla de El Salvador (ZFES), desde el Golfo de Fonseca hasta el borde El Salvador-Guatemala, la cual ha dado origen a los volcanes más recientes y con actividad presente (Alonso-Henar et al., 2014). La ZFES es un área de extensión de 150 km de largo y 20 km de ancho cuyo fallamiento es de rumbo dextral con deformación transtensiva (Alonso-Henar



et al., 2014), la cual ha formado el valle central de El Salvador donde se concentra toda la sismicidad del país (Giles-Corti et al., 2005; Canora et al., 2012).

Dada su historia tectónica y volcánica, El Salvador presenta una gran variedad de rocas volcánicas, depósitos piroclásticos (incluyendo grandes depósitos ignimbríticos), y depósitos aluviales, a excepción del extremo norte del país donde afloran calizas (Weber et al., 1974). Los depósitos piroclásticos al no estar consolidados son fácilmente erosionables y facilitan los procesos gravitacionales.

Los estudios de evaluación de las peligrosidades naturales en El Salvador son de gran importancia para ayudar a prevenir desastres provocados por eventos extremos de lluvia, actividad volcánica y sísmica. Por ello, los proyectos RIESCA y CASTES desarrollados con fondos de la Agencia Italiana de Cooperación para el Desarrollo (AICS), han tenido como objetivo, el fortalecimiento de las capacidades de los profesionales para la mejora de la prevención y reducción de eventos geológicos y geomorfológicos que se presentan en El Salvador. El proyecto CASTES, coordinado por la Universidad de Palermo y la Universidad de Chieti-Pescara, tiene el propósito de instaurar la carrera en Ingeniería Geológica en la Universidad de El Salvador (UES), formando a los docentes de esta universidad en las disciplinas de las ciencias de la tierra. El presente estudio es uno de los resultados del proyecto CASTES en el área de evaluación de amenaza por deslizamientos. Con este y los trabajos precedentes se amplía la producción de mapas de susceptibilidad de deslizamientos para permitir posteriormente la creación de planes de mitigación de riesgo en áreas contiguas a volcanes, por las entidades correspondientes.

El objetivo del presente trabajo es la predicción de áreas susceptibles a deslizamientos teniendo como base las características del terreno asociadas a eventos previos. El área de estudio se ubica en la parte proximal de la Caldera de Ilopango en El Salvador, incluyendo exclusivamente las cuencas de la Quebrada Arenal San Martín y Río Guluchapa que se vieron afectadas por eventos extremos de lluvias en junio del 2020 producto de las tormentas tropicales EP022020/Amanda y AL032020/Cristóbal. La predicción se realiza con el proceso estocástico haciendo uso del análisis de regresión adaptable a gran cantidad de variables conocido como “*Multivariate*

*Adaptive Regression Splines*” (MARS). Las variables primarias son la geología y la cobertura del suelo, y las variables geomorfológicas secundarias se obtienen del procesamiento del modelo digital de elevación (DEM).

Cabe aclarar que el término “deslizamiento” se utilizará de manera indiscriminada a lo largo del estudio y no solo haciendo referencia a la tipología *Slide* considerada en la terminología en inglés, ya que el término en español agrupa a todos los eventos de movimientos en masa de cualquier tipo de material (Cruden, 1991; Cruden & Varnes, 1996), y el cual es mundialmente usado en gran variedad de artículos científicos, tales como Hungr et al. (2014), quien propone una clasificación más amplia de los movimientos de ladera.

## I. LOCALIZACIÓN

Ubicado en Centroamérica, El Salvador se encuentra limitando al norte y al oriente con Honduras, al occidente con Guatemala y al sur con el Océano Pacífico. Tiene una superficie de 21.040 km<sup>2</sup> la cual está dividida en 14 departamentos agrupados en tres zonas: oriental, central y occidental (Oficina de Información Diplomática, 2018). En el Departamento de San Salvador se localiza la Caldera de Ilopango, en cuyo interior se encuentra un cuerpo de agua conocido como Lago de Ilopango. Como parte de las unidades hidrográficas asociadas al área interna del volcán y de la Caldera se encuentran las cuencas de la Quebrada Arenal San Martín y del Río Guluchapa, cuyo nivel base corresponde al Lago de Ilopango y que se encuentran en el sector norte de la caldera (Figura 1).

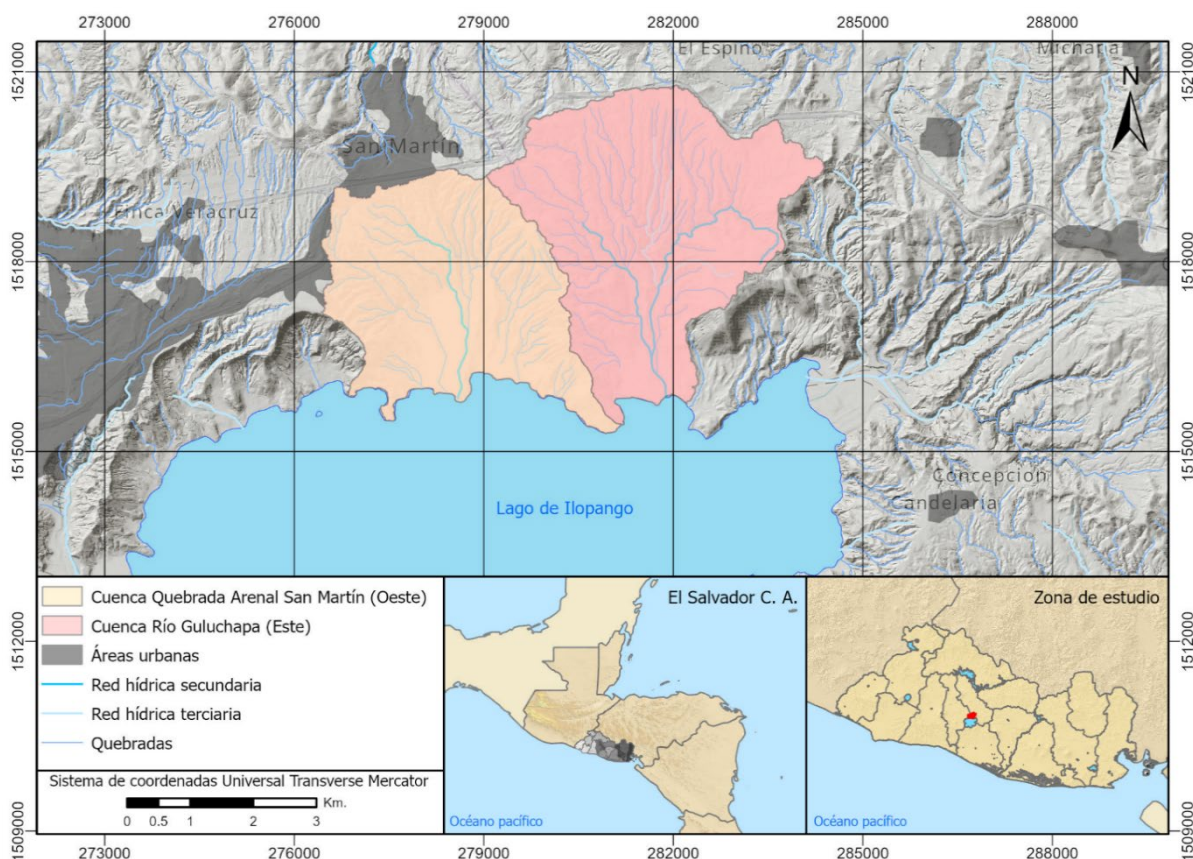


Figura 1 Localización de las cuencas de la Quebrada El Arenal San Martín y la cuenca del Río Guluchapa al norte del Lago de Ilopango.

# **1 MARCO TEÓRICO: MOVIMIENTOS EN MASA**

## **1.1 MOVIMIENTOS EN MASA**

Los movimientos en masa (*Landslides*) abarcan una gran variedad de procesos que resultan en el movimiento pendiente abajo de materiales tales como roca, detrito o suelo (Cruden & Varnes, 1996). Este movimiento comprende una deformación previa, una ruptura y un desplazamiento por los cuales son clasificados (Hung et al., 2014). La pérdida de resistencia durante la ruptura y la velocidad durante el desplazamiento determinan el cambio cinemático del deslizamiento que permite su distinción entre caída, deslizamiento o flujo (Hung et al., 2014).

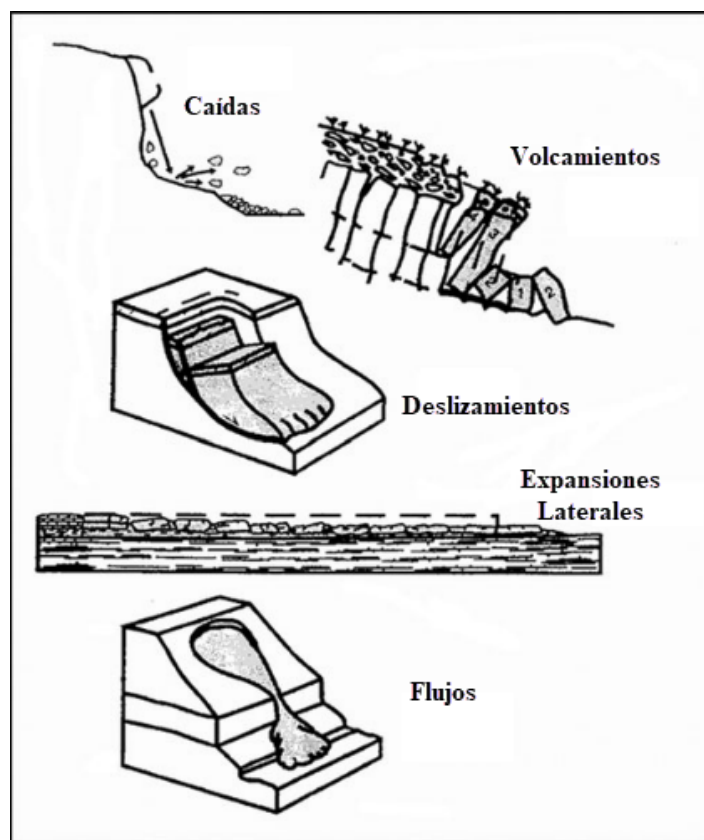
Los deslizamientos pueden ocurrir tanto en áreas subaéreas como subacuáticas. Estos se pueden desencadenar por lluvias intensas o prolongadas, por terremotos, deshielo rápido, actividad volcánica y múltiples acciones humanas (Guzzetti et al., 2012).

## **1.2 CLASIFICACIÓN**

Los movimientos en masa pueden ser clasificados de varias maneras, de acuerdo a las características pertinentes para enfatizar o al propósito (Varnes, 1978). Algunos atributos que han sido usados para clasificarlos son: tipo de movimiento, tipo de material, tasa de movimiento, geometría del área de desplazamiento y forma del depósito, la edad del movimiento, las causas, el grado de distorsión de la masa desplazada, relación o falta de relación de la geometría del deslizamiento y la estructura geológica, el grado de desarrollo, la localización geográfica, y el estado de la actividad (Varnes, 1978).

La clasificación propuesta por Cruden & Varnes (1996) ha sido una de las más utilizadas a nivel mundial. Esta distingue fundamentalmente el tipo de movimiento, y secundariamente el tipo de material. Los tipos de movimiento se dividen en cinco clases, que son: caídas, volcamientos, deslizamientos, expansiones y flujos (Varnes, 1978) (Figura 2). Adicionalmente se crea una sexta clase la cual involucra dos o más movimientos de los cinco anteriormente mencionados, y a esta sexta clase se le denomina movimiento complejo (Varnes, 1978). Por otra parte, el tipo de material es dividido en roca, detrito y suelo (Cruden & Varnes, 1996). Posteriormente, Hung et al. (2014) ha propuesto una modificación y actualización de la clasificación presentada por Varnes (1978) y Cruden & Varnes (1996), cuyo objetivo principal es dar una mejor definición de los materiales involucrados en los movimientos en masa y que estandarice la terminología a nivel geológico y

geotécnico. Hungr et al. (2014) agrupa en dos clases los materiales, roca y suelo (*soil*), los cuales incluyen las rocas geológicamente definidas y materiales no consolidados, respectivamente. Asimismo, estos autores amplían el número de clases a 32 tipos de movimientos por las subdivisiones de los materiales involucrados y de acuerdo con los recientes resultados de investigaciones científicas en el ámbito (Cuadro 1).



*Figura 2 Tipos de movimientos en masa. Modificado a partir de Hungr et al. (2014).*

Type of movement	Rock	Soil
Fall	1. Rock/ice fall	2. Boulder/debris/silt fall
Topple	3. Rock block topple	5. Gravel/sand/silt topple
	4. Rock flexural topple	
Slide	6. Rock rotational slide	11. Clay/silt rotational slide
	7. Rock planar slide	12. Clay/silt planar slide
	8. Rock wedge slide	13. Gravel/sand/debris slide
	9. Rock compound slide	14. Clay/silt compound slide
	10. Rock irregular slide	
Spread	15. Rock slope spread	16. Sand/silt liquefaction spread
		17. Sensitive clay spread
Flow	18. Rock/ice avalanche	19. Sand/silt/debris dry flow
		20. Sand/silt/debris flowslide
		21. Sensitive clay flowslide
		22. Debris flow
		23. Mud flow
		24. Debris flood
		25. Debris avalanche
		26. Earthflow
		27. Peat flow
Slope deformation	28. Mountain slope deformation	30. Soil slope deformation
	29. Rock slope deformation	31. Soil creep
		32. Solifluction

*Cuadro 1 Clasificación de deslizamientos. Modificado a partir de Hungr et al (2014).*

A continuación, se describen los 6 tipos de movimientos en masa principales de la clasificación propuesta por Hungr et al. (2014).

### **Caídas (*Falls*)**

La caída ocurre cuando hay un desprendimiento de roca o suelo, de una superficie muy inclinada, sobre la cual no hay un desplazamiento o si existe es mínimo. Por lo tanto, el material desciende principalmente por el aire hasta finalmente caer, rebotar o rodar. Este movimiento es muy rápido a extremadamente rápido, y generalmente ocurre cuando se presentan discontinuidades o fracturas en el material, producto en gran medida de la acción de la gravedad, meteorización mecánica y la presencia de agua intersticial (Cruden & Varnes, 1996).

## **Volcamientos (*Topples*)**

El volcamiento es un proceso de rotación hacia adelante de una masa de roca o suelo, fuera de la superficie inclinada o pendiente, cuyo centro de gravedad supera su base haciendo que la masa rote hacia afuera (Cruden & Varnes, 1996). Se presentan en materiales consolidados resistentes, es decir, principalmente rocas, donde se tiene una intensa fracturación o planos de estratificación o foliación que favorecen la formación de escarpes pronunciados y rupturas ortogonales a la dirección de la ladera .

## **Deslizamientos (*Slides*)**

Es un movimiento que consiste en un esfuerzo cortante que desplaza una masa de roca o suelo sobre una o varias superficies. La superficie sobre la cual se da el movimiento puede ser visible o inferida dentro de una zona relativamente estrecha. Generalmente el movimiento de deslizar se realiza sobre una superficie de ruptura predefinida, por lo tanto, el corte de la superficie y el movimiento no necesariamente ocurren simultáneamente. También la masa desplazada puede deslizarse más allá de la superficie original de ruptura, ubicándose sobre una superficie de separación (Varnes, 1978). Este tipo de movimiento se ha subdividido en dos clases principales que son rotacionales y traslacionales de acuerdo con el estilo de la superficie de ruptura y al movimiento de la masa sobre este.

### **a. Rotacionales**

Ocurre cuando la superficie de ruptura es curva y cóncava hacia arriba, y el movimiento se da de forma más o menos rotacional sobre un eje paralelo a la superficie del suelo y transversal al deslizamiento (Varnes, 1978). Los deslizamientos rotacionales ocurren frecuentemente en materiales homogéneos y se caracterizan por una forma de cuchara (Varnes, 1978). El escarpe que se localiza bajo la corona llega a ser casi vertical e inestable, por lo que el movimiento causa una retrogresión del deslizamiento hacia la corona (Figura 3) (Cruden & Varnes, 1996).



*Figura 3 Deslizamiento rotacional que involucra esquistos cretácicos. Tomado de Hungr et al. (2014).*

#### b. Traslacionales

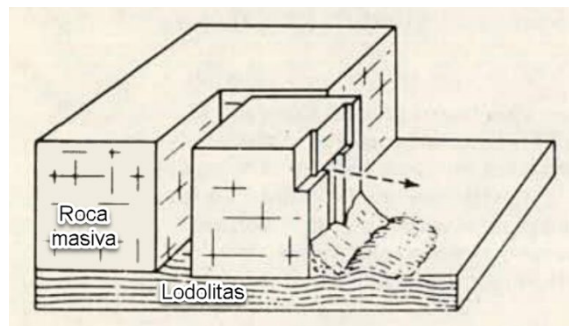
En este movimiento la masa se desplaza sobre una superficie de ruptura planar u ondulada, relativamente menos profunda que la superficie del deslizamiento rotacional (Cruden & Varnes, 1996). Generalmente el desplazamiento rotacional porta la masa a un equilibrio, sin embargo, la masa en el desplazamiento traslacional puede continuar su movimiento indefinidamente si la superficie de separación está suficientemente inclinada (Cruden & Varnes, 1996) (Figura 4). La masa que continúa a desplazarse generalmente tiende a romperse si la velocidad o el contenido de agua incrementa (Cruden & Varnes, 1996). El deslizamiento traslacional ocurre principalmente sobre discontinuidades tales como fallas, diaclasas, planos de estratificación o entre el contacto entre la roca y suelo residual (Cruden & Varnes, 1996).





*Figura 4 Deslizamiento Traslacional Murazzano, distrito de Langhe norte de Italia. Tomado de Hungr et al. (2014).*

Por otra parte, aquel deslizamiento traslacional en el cual el bloque de roca desplazado no sufre ruptura o disgregación, se conoce como “Deslizamiento de bloque” (Cruden & Varnes, 1996) (Figura 5).



*Figura 5 Deslizamiento Traslacional de bloque. Modificado a partir de Varnes, (1978).*

## **Expansiones (*spreads*)**

Las expansiones son resultado de la licuefacción o flujo de un material blando ubicado bajo una masa coherente de roca o suelo que se expande y cede ante la baja coherencia del primero, permitiendo así un movimiento plástico (Cruden & Varnes, 1996). Generalmente ocurren en pendientes muy suaves casi planas, la forma más común es la expansión lateral acompañada de fracturas por cizallamiento o tracción, el fallamiento se da por licuefacción del sustrato rocoso subyacente (Highland, 2004).

## **Flujos (*Flows*)**

Los flujos son un movimiento continuo en los que las superficies de rotura son de corta duración, cercanamente espaciadas, las cuales no suelen conservarse en el tiempo (Cruden & Varnes, 1996). El desplazamiento de la masa también puede darse sobre una superficie de deslizamiento, por lo que la diferenciación entre deslizamiento a flujo depende del contenido de agua, la movilidad y la evolución del movimiento (Cruden & Varnes, 1996). La distribución de las velocidades en el desplazamiento de la masa hace que se asemeje a un líquido viscoso (Cruden & Varnes 1996). Los flujos se presentan principalmente en materiales no consolidados, es decir, en suelos o depósitos de distinta naturaleza. Los flujos pueden clasificarse principalmente por el tipo de material que viene involucrado, así como por la velocidad del movimiento (Hungry et al. 2014). A continuación, se describen las clases más reconocidas por distintos autores, haciendo énfasis en los flujos de detritos dada su relevancia para el presente trabajo.

### a) Flujo de detritos

Los flujos de detritos son una mezcla de materiales como roca, suelo, materia orgánica y/o agua, que puede desplazarse a velocidades muy rápidas y extremadamente rápidas (del orden entre 3m/min a 5m/s). Estas velocidades se ven favorecidas por la cantidad de agua, las altas pendientes en el sitio de ocurrencia y el nivel de confinamiento dentro del canal, el cual generalmente pertenece a los drenajes de primer y segundo orden. La mayor parte del material del flujo proviene de los materiales no consolidados que son añadidos por el arrastre en su trayectoria. Estos agregados hacen que durante el trayecto del flujo se produzcan represamientos y liberaciones, lo que genera que el flujo crezca significativamente (Hungry et al. 2014).

La principal área de depósito del flujo de detritos se da con la combinación

de la disminución de la pendiente y la pérdida de confinamiento, generando así el abanico de flujo de detritos (*debris flow fan*). La forma en abanico es causada porque la parte frontal del flujo pierde la fuerza hidráulica con la que es impulsada hacia adelante debido a que la parte trasera se desborda hacia los lados (Jakob & Hungr, 2005).

Si la pendiente de las paredes laterales del canal no disminuye, el flujo de detritos continúa recibiendo material de aporte proveniente de la red de drenaje hasta que la pendiente del cauce obtiene una reducción considerable (Figura 6).



*Figura 6 Drenaje de flujo de detritos y abanico en Khumbu Valley, Nepal. Tomado de Jakob & Hungr (2005).*

#### b) Avalancha de detritos

Es un flujo de detritos superficial parcial o totalmente saturado que alcanza velocidades muy rápidas a extremadamente rápidas, con la diferencia que ocurre sin el confinamiento de un canal preestablecido (Hungr et al. 2014).

#### c) Flujos de tierra

Es un movimiento rápido o lento, de tipo plástico e intermitente facilitado por materiales de granulometría fina como arcillas. Este ocurre por la

combinación de deslizamientos sobre múltiples superficies de corte discretas y deformaciones internas (Hungar et al., 2014).

#### d) Flujo de lodo

Es un flujo muy rápido a extremadamente rápido, dentro de un canal estrecho. Este flujo involucra un contenido de agua significativamente mayor en relación con el material rico en suelo, que en conjunto crean un movimiento plástico (índice de plasticidad >5 %) (Hungar et al., 2014).

### Deformación de la pendiente (*Slope deformation*)

Son un tipo de deformación gravitacional a gran escala que ocurre en pendientes altas, en ella se pueden observar escarpes, grietas, zanjas y protuberancias, sin embargo, estos carecen de una superficie de rotura bien definida, además las tasas de movimiento son muy lentas (del orden de 16mm/año) y no se pueden medir. Actualmente no existe ningún registro que documente el proceso completo desde las etapas iniciales hasta la falla en sí (Hungar et al., 2014).

Como se muestra en la Figura 7, en los Cárpatos Slovakios, las elevaciones en las que se presentan las deformaciones de pendientes son relativamente altas. En el primer ejemplo “a” como en el segundo “b” se muestra el rango de elevaciones que va desde los 1000 hasta los 2000 metros sobre el nivel del mar (Hungar et al., 2014).

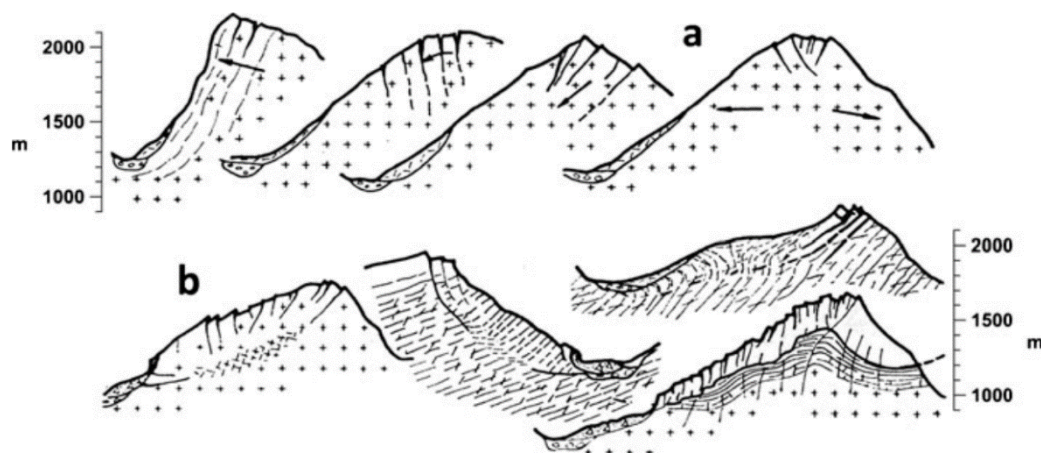


Figura 7 Cárpatos Slovakios como ejemplo de “Deformación de pendientes” (a) estado inicial y (b) estado avanzado. Tomado de Hungar et al. (2014)

### 1.3 DETONANTES

Las causas de los movimientos en masa pueden estar influenciadas por una serie de factores dependientes o independientes del tiempo. Algunos de estos factores pueden ser la litología, su estructura y el ángulo de la pendiente (McColl, 2015). Las causas pueden agruparse en causas geológicas, causas morfológicas y causas de origen antrópico (Cuadro 2) (Highland, 2004).

<b>Causas geológicas</b>	<b>Causas morfológicas</b>	<b>Causas antrópicas</b>
Materiales no consolidados y sensitivos (perdida de resistencia por saturación)	Elevación tectónica o volcánica	Excavación de la base de la ladera
Materiales fracturados, diaclasados o fisurados	Rebote glaciar	Sobrecarga en la ladera o en su cresta
Discontinuidad orientada adversamente, fallamiento, estrato, esquistosidad, contacto, discordancia, etc	Erosión fluvial, costera o glaciar en la base o márgenes laterales	Drenaje de embalses
Contraste en permeabilidad y/o rigidez de materiales	Erosión subterránea (solución y canalización)	Deforestación
Materiales degradados	Depósito de cargas en pendientes	Irrigación
	Eliminación de la vegetación por incendio o sequía	Minería
	Descongelamiento	Vibración artificial
	Meteorización por congelación y descongelación	Fuga de agua de servicios públicos
	Meteorización por contracción y expansión	

*Cuadro 2 Causas de los movimientos en masa. Modificado a partir de Lynn Highland, (2004).*

Los factores que son determinantes para la ocurrencia de los deslizamientos pueden separarse en factores predisponentes y factores detonantes o desencadenantes (Varnes, 1978). Los primeros corresponden entonces a las condiciones geoambientales, los cuales pueden ser agrupados en términos geológicos, geomorfológicos, hidrológicos, de coberturas de la tierra, entre otros, mientras los segundos (detonantes) generalmente corresponden a eventos intensos de lluvia, eventos sísmicos o a eventos significativos de deshielo (Reichenbach et al., 2018). Los factores meteo-climáticos son los más relevantes como detonantes de estabilidad de laderas, siendo estos demasiado variables y posibles de dividir en eventos de corta duración, como lluvias cortas e intensas o derretimiento súbito de nieves, y de larga duración, como lluvias y derretimientos antecedentes o cambios climáticos entre otros (Crosta, 2004).

### 1.3.1 Precipitación

La saturación de las pendientes por agua es la principal causa detonante de los movimientos en masa, esta puede darse en forma de lluvias intensas, deshielo, cambio del nivel subterráneo de agua y cambio en el nivel de agua a lo largo de la línea de costa, represas, orillas de lagos, embalses, canales y ríos (Highland, 2004). Los movimientos en masa someros, especialmente los deslizamientos de suelos y los flujos de detritos son detonados por eventos de lluvias intensas y de corta duración, mientras que los movimientos en masa profundos se encuentran relacionados a eventos largos de intensidad moderada, por lo cual el análisis e identificación de los umbrales mínimos y máximos de lluvia en distintos periodos corresponde al método más frecuente para el estudio de desencadenamiento de los deslizamientos (Crosta, 2004).

### 1.3.2 Actividad sísmica

La actividad sísmica aumenta en gran medida la probabilidad de ocurrencia de fenómenos gravitacionales (Mercurio, 2022), esto se debe a la agitación provocada por el sismo o terremoto y a la dilatación de los materiales del suelo, lo que a su vez permite la rápida infiltración de agua y por ende la disminución del coeficiente de fricción y la tensión eficaz, resultando en disminución de resistencia al corte del material (Highland, 2004).

### 1.3.3 Deshielo

El deshielo rápido de una capa de nieve debido a procesos de calentamiento o por eventos de precipitación puede agregar agua a los suelos ubicados en pendientes. El derretimiento produce también la adición de humedad a roca fracturada de poca profundidad lo cual a su vez aumenta las presiones de los poros y el agua bajo suelos poco profundos, lo cual desencadena movimientos en masa (Wieczorek, 1996).

## **1.4 SUSCEPTIBILIDAD, AMENAZA Y RIESGO POR MOVIMIENTOS EN MASA**

Como es señalado por Guzzetti (2006), y otros autores (Fell et al., 2008; Rotigliano et al., 2019; Mercurio, 2022), los movimientos en masa se han convertido en un problema de difícil gestión que resulta en cuantiosas pérdidas humanas, ambientales y económicas. Las dificultades recientes radican en el hecho que la población a nivel mundial crece a un nivel acelerado, ocupando espacios cada vez mayores donde son frecuentes este tipo de eventos, y de los cuales la construcción de obras de estabilización es

costosa. En tal sentido, la gestión del riesgo por movimientos en masa adquiere una gran importancia, contemplando las etapas que van desde el conocimiento del evento (naturaleza, mecanismos de acción, causas, distribuciones, etc.), pasando por la evaluación de los daños, hasta las acciones de intervención, prevención o corrección de las áreas proclives a estos procesos.

La primera etapa dentro de los marcos de gestión del riesgo es el conocimiento de este, para lo cual se requiere comprender en sí cómo está compuesto y cómo se evalúa. De acuerdo con (Fell et al., 2008), el riesgo es la medida de probabilidad y severidad de efectos adversos a la salud, infraestructura o al ambiente, calculado como el producto entre la probabilidad de ocurrencia de un determinado fenómeno de una magnitud dada (para el caso de estudio son los movimientos en masa), y las consecuencias derivadas. Lo anterior expresado, en otros términos, corresponde al producto entre la amenaza del evento y la vulnerabilidad de los elementos expuestos al evento. En este sentido, tanto la amenaza como la vulnerabilidad son componentes del riesgo, y a su vez, cada uno se evalúa de formas procedimentales diferentes.

Siguiendo el sentido lógico, la amenaza por movimientos en masa corresponde al potencial físico del deslizamiento para producir daños debido a características propias de impacto, magnitud y frecuencia con la que ocurren (Glade et al., 2012), dado que la magnitud del evento está íntimamente ligada al poder destructivo (Guzzetti, 2006). A su vez, la susceptibilidad corresponde a la componente espacial de la amenaza, esto significa que es una evaluación de lo que ha ocurrido en el pasado para explicar lo que probablemente sucederá en el futuro (Guzzetti, 2006). Sin embargo, para llegar a nivel de amenaza, esta probabilidad espacial de ocurrencia de un movimiento en masa puede estar sujeta al tiempo de retorno del mismo, a la incertidumbre de las condiciones geomecánicas y a la duración e intensidad de los factores desencadenantes (Conoscenti et al., 2008), los cuales no se analizan dentro del alcance de este estudio.

#### 1.4.1 Susceptibilidad a Movimientos en Masa

El análisis de la susceptibilidad se puede abordar de manera cualitativa o cuantitativa dependiendo de las condiciones bajo las cuales se desarrolle la investigación. Algunos especialistas poseen diferentes opiniones sobre los métodos de estudio de la susceptibilidad a movimientos en masa, sin

embargo, los métodos se basan en premisas sólidas que se enumeran a continuación:

1. Las superficies de rotura dejan rastros que pueden ser identificados, mapeados y caracterizados a través del uso de técnicas de teledetección como fotointerpretación de imágenes satelitales, fotografías aéreas o pares estereoscópicos.
2. Los movimientos en masa son producto de las leyes mecánicas que pueden explicarse empíricamente, estadísticamente o determinísticamente. Las condiciones que pueden causar los movimientos en masa o factores de inestabilidad están directa o indirectamente ligados a los mecanismos de falla y pueden ser sistematizados para crear modelos predictivos de ocurrencia de eventos de deslizamientos.
3. El pasado y el presente son claves en el análisis de la susceptibilidad del terreno a deslizamientos y demás movimientos en masa, esto significa que las fallas de pendiente en el futuro tienen mayor probabilidad de ocurrir en las condiciones bajo las cuales se produjeron en el pasado.

Un modelo de susceptibilidad de deslizamientos debe entonces respetar dichas premisas, buscando la mejor representación posible de la realidad del territorio y de los eventos pasados, presentes y futuros, a lo cual se llega a través de distintos métodos descritos a continuación.

#### 1.4.2 Métodos de evaluación de susceptibilidad de Movimientos en Masa

Los métodos cualitativos se basan en la apreciación de la probabilidad y pérdida directamente de la persona que realiza la evaluación de la susceptibilidad o peligrosidad (Guzzetti, 2006). Mientras que los métodos cuantitativos se basan en un enfoque estadístico y determinístico, lo que significa que requieren de una cantidad de datos de volumen considerable (Guzzetti, 2006). El método estadístico asigna un peso de control a cada factor condicionante. El análisis estadístico puede ser bivariado o multivariado: el primero se enfoca en la evaluación del factor condicionante junto con la densidad y distribución de los deslizamientos, mientras el método multivariado es utilizado para identificar diversos factores significativos relacionados con la ocurrencia de deslizamientos (Jones, 2018). Los métodos de análisis estadístico bivariado y multivariado se recomiendan por sus ventajas, las cuales se muestran en el Cuadro 3 (Jones, 2018).



Métodos de evaluación de susceptibilidad		Desventajas	Ventajas	
Métodos cualitativos	Uso de mapas de índices o parámetros cualitativos	- Valor ponderado subjetivo	- Grado de peligro en base a trabajo de campo de geomorfología detallada	
	Análisis geomorfológico de campo			
Métodos cuantitativos	Análisis estadístico	Análisis bivariado	- Preparación de información base laboriosa, menos importancia a factores desencadenantes - Evaluación de susceptibilidad para áreas específicas	
		Análisis multivariado		
	Enfoques de ingeniería geotécnica	Análisis determinísticos		- Datos de alta resolución restringidos, lo que genera un problema al implementar la modelación
		Enfoque probabilístico		
			- Se deben calcular factores cuantitativos de seguridad - Se pueden implementar modelos desarrollados - Se investigan a detalle parámetros geotécnicos	

*Cuadro 3 Comparación de métodos de evaluación de la susceptibilidad a movimientos en masa Jones (2018).*

### 1.4.3 Modelos Estadísticos

El análisis estadístico es uno de los métodos cuantitativos que se utilizan para estudiar la susceptibilidad del terreno a movimientos en masa, consiste básicamente en la generación de modelos basados en el análisis de las relaciones funcionales entre factores de inestabilidad conocidos o inferidos y la distribución espacial pasada y presente de los eventos (Carrara, 1983; Guzzetti et al., 1999; Huabin et al., 2005; Chacón et al., 2006; van Westen et al., 2008; Reichenbach et al., 2018).

Uno de los primeros análisis con métodos estadísticos para el estudio de la susceptibilidad de movimientos en masa fue elaborado por Neuland, (1976), quien realizó un análisis discriminante bivariado para explicar la relación entre las características morfométricas, geo-mecánicas, litológicas y estructurales de 250 taludes con la condición de estabilidad o inestabilidad del terreno. Posteriormente, diversos autores a nivel mundial han continuado utilizando distintos métodos estadísticos, de los cuales para el estudio de susceptibilidad se pueden resaltar: regresión logística (LR), redes neuronales

(ANN), árboles de clasificación y regresión (CART), bosques aleatorios (RF), y modelos de máxima entropía (MEM) (Vorpahl et al., 2012). En el Cuadro 4 se aprecian diferentes trabajos con las metodologías mencionadas incluso en el contexto centroamericano, suramericano y salvadoreño.

Método	Caso de aplicación a nivel mundial	Caso de aplicación en El Salvador, Centro América y Sur América.
Generalized linear models (GLM)	(Pandey et al., 2023; Conoscenti et al., 2015; Cama et al., 2015; Lombardo & Mai, 2018)	(García-Rodríguez et al., 2008)
Generalized additive models (GAM)	(He & Zhang, 2022; Bordoni et al., 2020)	(López et al., 2022)
Multivariate adaptive regression splines (MARS)	(Conoscenti et al., 2018; Vargas-Cuervo et al., 2019)	(Mercurio et al., 2023; Hernández Martínez, 2017; Rotigliano et al., 2019; Martinello et al., 2022)
Artificial neural networks (ANN)	(Youssef et al., 2023; Feng et al., 2022; Tyagi et al., 2023)	(García-Rodríguez & Malpica, 2010)
Classification and regression tree analysis (CART)	(Youssef et al., 2016)	NR
Random forests (RF)	(Youssef et al., 2016)	NR
Boosted regression trees (BRT)	(Zhang et al., 2023; He & Zhang, 2022)	NR
The maximum entropy method (MEM)	(Boussouf et al., 2023; Memarian et al., 2023; Chen et al., 2017)	NR

*Cuadro 4 Métodos estadísticos para el estudio de la susceptibilidad a movimientos en masa.*

*\*NR: No hay registros.*

El método de regresión logística, que pertenece a los modelos de regresión lineal y que, de acuerdo con Reichenbach et al., (2018), es el método estadístico más utilizado a nivel mundial para evaluación de susceptibilidad por movimientos en masa, varios autores han realizado ajustes específicos resultando en los denominados Modelos Lineales Generalizados que consisten en una combinación aditiva de términos paramétricos singulares, cada uno representando una función lineal de un predictor, y los derivados denominados Modelos Aditivos Generalizados donde los términos aditivos pueden ser funciones no paramétricas para cada predictor (Vorpahl et al., 2012). Una extensión de estos métodos recientemente utilizada es la de *Multivariate Adaptive Regression Splines* o Regresión Adaptativa Multivariada de Splines (MARS), por sus siglas en inglés, elegido como método para ser aplicado en este estudio dado que ha demostrado tener muy buenos resultados en términos de capacidad de predicción de eventos, encontrando relaciones lineares complejas entre variables dependientes e independientes (Conoscenti et al. 2015; Rotigliano et al., 2019; Martinello et

al., 2022; Hernández Martínez, 2017; Mercurio et al., 2021; Mercurio, 2022; Mercurio et al., 2023).

Al igual que el análisis de regresión logística (LR), MARS también puede ser utilizado para investigar una respuesta binaria desde un conjunto de medidas para determinar éxito o fracaso a partir de análisis generados del conjunto de datos, en el caso de los deslizamientos, la presencia o ausencia. Dado que la respuesta debe de ser dicotómica, se puede dividir como se describe a continuación (Guzzetti, 2006):

- a. Unidades cartográficas libres de movimientos en masa (Geología y pendientes estables)
- b. Unidades cartográficas con movimientos en masa (Geología y pendientes inestables)

Analógicamente se puede asignar a la variable respuesta un número “0” a las unidades cartográfica libre de movimientos en masa, y por otro lado “1” a las unidades cartográficas con movimientos en masa. La probabilidad de ocurrencia de un movimiento en masa en cada pixel puede calcularse a partir de esta variable respuesta con la siguiente ecuación que es utilizada para el modelo LR (Conoscenti et al., 2015):

$$y = \frac{1}{1 + e^{-(\alpha + \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + \dots + \beta_n x_n)}} \quad (1)$$

Donde:

“y” = es la variable dependiente predicha

“ $\alpha$ ” es una constante,

“n” es el número de variables independientes

“ $\beta_i$  (i = 1,2,..., n)” es el coeficiente de pendiente del modelo

“ $x_i$  (i = 1,2,..., n)” es la variable independiente

Por su parte, MARS hace una división de los rangos de variables explicativas en regiones, generando una ecuación de regresión lineal para cada una de estas regiones. Dentro de MARS los valores de ruptura entre regiones son

llamados “knots o nodos”, por otra parte, el término “Función Base o *Basis Function*” (BF) se utiliza para indicar cada intervalo distinto de los predictores. La expresión general del modelo MARS puede escribirse de la siguiente manera (Conoscenti et al., 2015):

$$y = f(x) = \alpha + \sum_{n=1}^N \beta_n h_n(x) \quad (2)$$

Donde:

“y” es la variable dependiente predicha por la función f(x)

“ $\alpha$ ” es una constante

“N” es el número de términos, cada uno de ellos formado por un coeficiente  $\beta_n$

“ $h_n(x)$ ” es una función base individual o un producto de dos o más BFs.

Los modelos MARS se desarrollan entonces en 2 etapas: en la primera produce un modelo sobre ajustado adicionando todos los posibles BFs, mientras en la segunda reduce la complejidad del modelo removiendo las BFs menos importantes sin deteriorar su rendimiento (Conoscenti et al., 2015). Al final los modelos deben ser validados mediante métodos que se describirán más adelante.

#### 1.4.4 Unidades de mapeo

El análisis de la probabilidad de ocurrencia de movimientos en masa debe desarrollarse sobre la base de que las condiciones locales han sido variables que propiciaron la ocurrencia del evento o de los eventos, por lo tanto, se debe seleccionar una Unidad de Mapeo del Terreno o *Terrain Mapping Unit* (TMU) por sus siglas en inglés, esto significa que la unidad de mapeo deberá contener características diferentes del territorio adyacente, en otras palabras es una porción de territorio con condiciones de gran homogeneidad de suelo pero con diferencias significativas con otras unidades de mapeo del terreno (Guzzetti, 2006).

En estas condiciones de homogeneidad, las variaciones del suelo se vuelven más continuas que discretas. Los diferentes métodos utilizados para definir estas TMU se describen a continuación (Guzzetti, 2006):

- Cuadrículas
- Unidades de terreno
- Unidades de condiciones únicas
- Unidades de pendiente
- Unidades geohidrológicas
- Unidades topográficas
- Unidades políticas o unidades administrativas.

La selección del TMU depende de diversos factores que tienen que ver en gran medida con el tipo de movimiento en masa, escala del estudio, recursos, calidad y resolución de la información temática. Esta selección también está relacionada con el método de abordaje del estudio. En el Cuadro 5 se resume cada método y la TMU preferida para cada uno de ellos (Guzzetti, 2006).

TMU	Mapeo directo	Análisis de inventarios	Basados en índices	Estadísticos	Base física
Cuadrículas		X		X	X
Unidades de terreno	X				
Unidades de condiciones únicas			X	X	
Unidades de pendiente		X		X	
Unidades geohidrológicas				X	
Unidades topográficas					X
Unidades políticas o unidades administrativas.		X		X	

*Cuadro 5 Relación entre unidades de mapeo territorial y métodos de evaluación de la susceptibilidad a movimientos en masa. Creado a partir Guzzetti, (2006).*

#### 1.4.5 Áreas diagnósticas

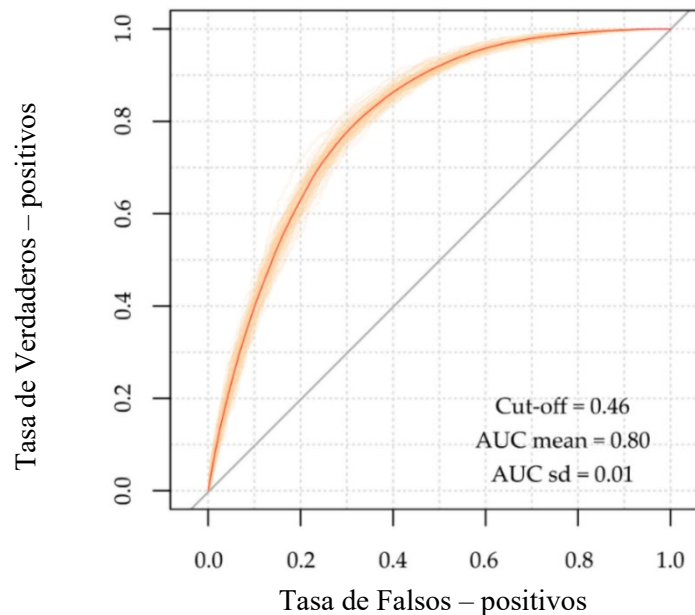
La mayoría de los autores coinciden en que un área diagnóstica debe reflejar las condiciones que han producido movimientos en masa en el pasado para que el mapeo de las futuras deformaciones del suelo y las zonas en las que se mapeen sean lo más similares posibles a los eventos pasados. Dentro de la selección del área diagnóstica existen ciertas consideraciones que tienen que ser tomadas en cuenta ya que existen algunas variaciones con respecto a las fechas de ocurrencia de los deslizamientos y a la fecha de elaboración de los modelos digitales de elevación a utilizar en el análisis. El buen

establecimiento de las áreas diagnósticas se vuelve muy necesario al momento de evaluar los resultados producto del modelo aplicado a los datos, haciendo una separación de datos en dos dominios que serían entrenamiento y prueba (Rotigliano et al., 2011).

#### 1.4.6 Validación

Para la validación del resultado de la aplicación de los modelos en el análisis de la susceptibilidad a movimientos en masa, una de las técnicas más utilizadas, es el método de la curva de validación (Rotigliano et al., 2011).

El uso de la curva *Receiver Operating Characteristic* o curva ROC por sus siglas en inglés, toma como parámetro de éxito el área bajo la curva o AUC, esta puede utilizarse como una medida base para evaluar la calidad del modelo, cuanto mayor sea el área bajo la curva, mejor será el rendimiento del modelo. Una de las principales ventajas de este método es la facilidad de su uso. La curva ROC representa en el eje de las “X” la tasa de los falsos positivos o FP y en el eje de las “Y” la tasa de los verdaderos positivos o TP por sus siglas en inglés, datos provenientes de las tablas de contingencia, las cuales son conocidas también como matrices de confusión o tablas de confusión, que son tablas resumidas en las que se comparan los datos de referencia (columnas) con los datos calculados (filas) (Story & Congalton, 1986). Al igual que otros métodos de validación el inventario de deslizamientos se divide en 2 grupos de datos siendo el Grupo 1 los datos de entrenamiento que son todos los eventos acontecidos en el pasado, y el Grupo 2 que son los datos de prueba del modelo, los cuales se utilizan para analizar si el modelo puede realizar predicciones con una gran certeza (Cuadro 8) (Singh & Bartlett, 2018).



*Figura 8 Curva ROC o Receiver Operating Characteristic Tomado de Mercurio et al. (2021)*

## **1.5 REGISTRO DE ANTECEDENTES DE ESTUDIOS SOBRE MOVIMIENTOS EN MASA EN EL SALVADOR**

La susceptibilidad a los deslizamientos en territorio nacional de El Salvador, ha llamado la atención de diversos investigadores que han desarrollado a lo largo del tiempo múltiples puntos de vista sobre el abordaje del fenómeno. Sin embargo, como instrumento de planificación dentro del país, El Salvador ha estado utilizando el mapa de susceptibilidad a movimientos en masa realizado con el método analítico llamado Morah Varhson. Esta metodología define los resultados en categorías muy alta, alta, moderada y baja. Esta aborda los fenómenos de movimientos en masa tomando en cuenta la existencia de múltiples factores que a su vez se dividen en dos grupos:

- a. Condicionantes (Pasivos, dependen de la naturaleza)
- b. Desencadenantes (Activos, actúan desde fuera)

Para cada uno de los factores que pertenecen a los diferentes grupos, existe una clasificación en base a un índice o grado de influencia en el análisis de la ocurrencia de eventos de deslizamiento, la combinación mediante una ecuación específica, arroja diferentes resultados según las características particulares del sitio analizado (MARN, 2004).

$$\text{Susc} = (\text{Rr} * \text{L} * \text{H}) * (\text{S} + \text{LL}) \quad (3)$$

Donde *Susc* = Susceptibilidad por movimientos en masa

*Rr* = Relieve relativo, máxima diferencia de elevación por unidad de área

$$\text{Rr} = (\text{hmax} - \text{hmin})/\text{A} \text{ (m/km}^2\text{)} \quad (3.1)$$

En donde: *hmax* = elevación máxima; *hmin* = elevación mínima; *A* = área en km<sup>2</sup>

*L* = Litología en base al mapa geológico

*H* = Humedad, precipitación promedio en mm/año (milímetros por año)

*S* = Intensidad sísmica

*LL* = Precipitación máxima diaria anual promedio histórico de 10 años

Posteriormente, en el año 2007 se evaluó la metodología de regresión logística aplicada a deslizamientos activados por terremotos en El Salvador (García-Rodríguez et al., 2008), encontrando buenos resultados de predicción de eventos en las categorías de más alta susceptibilidad, donde los mejores predictores para el modelo eran las variables litología, y rugosidad, mientras que el menos importante era usos de la tierra. Así mismo, se encontró que la mayoría de los deslizamientos en El Salvador ocurrían en un rango de pendientes entre 73° y 81° y con elevaciones en el rango entre 1630 y 1900 msnm, sin embargo, este fue un estudio regional hecho con un modelo digital de elevación de 100 m. de resolución espacial donde solo se analizaron eventos relacionados con un sismo detonante, y que reconoce la necesidad de evaluar también los eventos relacionados con la lluvia como detonante.

Adicionalmente, científicos italianos y salvadoreños han estado realizando modelos de susceptibilidad en las zonas más afectadas por los diferentes eventos extremos. Rotigliano et al. (2019) realiza un inventario de flujos de detritos para el año 2003 y 2009 sobre una cuenca ubicada al oriente del Lago de Ilopango. Estos inventarios corresponden a los movimientos en masa que eran visibles previo y posterior al evento extremo de lluvia del 7 y 8 de noviembre producto por el paso del huracán IDA en 2009. Los dos



inventarios fueron de gran utilidad para realizar la validación por partición temporal o “*time partition*” y partición espacial aleatoria o “*spatial random partition*”. De los resultados obtenidos se evidenció que las variables seleccionadas entre los modelos del inventario del 2003 vs del 2009 no han sido exactamente los mismos, demostrando que la susceptibilidad de deslizamientos ocurre bajo diferentes mecanismos dependiendo de la intensidad de la lluvia. También que el modelo generado por un evento normal de lluvias (inventario 2003), tiene baja capacidad para predecir donde inician los eventos de flujos después de un evento extremo de lluvias. Así mismo Hernández Martínez, (2017) en su tesis, realiza dos mapas de susceptibilidad, uno para el costado oriental del Lago de Ilopango y otro para el costado oriental del Lago Coatepeque. Estos mapas de susceptibilidad se obtuvieron aplicando el modelo de Regresión Adaptativa Multivariada de Splines (MARS) junto con el inventario de los deslizamientos ocurridos luego del paso del huracán IDA en 2009.

Con el mismo evento extremo de lluvias provocado por el paso del huracán en noviembre del 2009, Mercurio et al., (2021) realizó el inventario de flujo de detritos sobre las laderas del volcán San Vicente. Para crear el modelo predictivo, hizo uso del modelo de regresión adaptativo a varias variables MARS, el cual permitió tener una predicción de este tipo de movimientos en masa sobre el 80%, similar a los modelos obtenidos por Rotigliano et al., (2019). Las variables más importantes para la predicción de flujo de detritos en el volcán San Vicente fueron el ángulo de pendiente, la elevación, la litología y la clasificación de las formas del relieve. Estas variables, a excepción de las dos últimas, tuvieron casi la misma importancia cuando se generó el modelo de la cuenca de Ilopango (Rotigliano et al., 2019).

Martinello et al. (2022) hizo una compilación de los inventarios de flujo de detritos (generados por los mismos autores del artículo), en varias áreas de El Salvador (Ilopango, Coatepeque, San Miguel, San Vicente y San Salvador). Este inventario general incluye flujos generados por eventos de lluvias extremos de un periodo aproximado de 20 años. Los autores comprobaron que la predicción obtenida agrupando los inventarios de diferentes lugares no da resultados confiables. Por lo tanto, modelos calibrados localmente pueden llegar a dar mejores resultados, aun siendo entrenados con pocos casos. También se comprobaron los resultados de Rotigliano et al. (2019) en el cual los modelos dan diferentes predicciones si se usa un inventario de un evento normal de lluvia (2003) vs un evento extremo (2009). Como conclusión importante establecen que optimizar los

modelos de susceptibilidad obtenidos, sobre todo en las áreas volcánicas, es de vital importancia para prevenir futuros desastres que ponen en riesgo a la población de El Salvador (Martinello et al., 2022), teniendo en cuenta que los fenómenos extremos ocurren y que los flancos de los volcanes presentan áreas empinadas y poco cimentadas que dan origen a flujos de detritos fácilmente (Martinello et al., 2022).

Otro trabajo muy importante ha sido el de Mercurio et al., (2023), el cual evalúa en este caso los movimientos en masa que se originaron luego de los sismos del 2001 en 14 sectores diferentes a lo largo de El Salvador utilizando MARS, en el cual concluye que es posible generar mapas de susceptibilidad confiables, es decir que el modelo puede identificar rápidamente áreas de flujos de detritos no mapeadas. Los modelos generados con el inventario de los terremotos fueron mejorados al incluir también inventarios de lluvias, para predecir futuros movimientos en masa desencadenados por sismos. Así mismo, si se incluyen tanto las variables preparatorias como las variables desencadenantes (grado de sismicidad o distancia al epicentro), los modelos mejoran notablemente.

Estos trabajos realizados pueden ayudar a las agencias de planeación y agencias ambientales para que adopten acciones con el objetivo de mitigar el riesgo a deslizamientos y evitar daños severos o fatalidades como las que ocurrieron durante el evento extremo de lluvia del 2009 (Mercurio et al., 2021). Estos mapas de susceptibilidad están enfocados en la identificación de los lugares donde se puede iniciar los flujos de detritos, cuyos resultados permiten modelar el estilo de propagación de estos flujos en futuros escenarios (Mercurio et al., 2021). Adicionalmente, tener mapas de susceptibilidad de lluvias y sobre todo movimientos en masa generados por sismos, es de vital importancia dada la actividad tectónica presente en el país (Mercurio et al., 2023). Estos mapas pueden ser usados para identificar áreas en las cuales futuros eventos sísmicos pueden causar deslizamientos (Mercurio et al., 2023).

## 2. CONTEXTO GEO-AMBIENTAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

### 2.1 CONFIGURACIÓN REGIONAL

El Salvador se localiza en Centro América y se encuentra limitado al norte y al oriente con Honduras, al occidente con Guatemala y al sur con el Océano Pacífico. El país tiene una superficie de 21.040 km<sup>2</sup>, la cual está dividida en 14 departamentos agrupados en tres zonas: oriental, central y occidental (Figura 9) (Oficina de Información Diplomática, 2018).

El Salvador presenta dos cadenas montañosas que atraviesan el país de este a oeste. La cadena más al norte presenta un conjunto de volcanes inactivos de edades mayores a dos millones de años. En esta cadena se encuentra el pico más alto del país con 2750 m de altura (Oficina de Información Diplomática, 2018). Por otra parte, la cadena más al sur es paralela a la costa del océano Pacífico. allí se encuentran los volcanes con edades menores a dos millones de años. Sobre esta se han identificado alrededor de 50 volcanes, dentro de los cuales 23 han sido clasificados como activos (Figura 9) (Oficina de Información Diplomática, 2018).

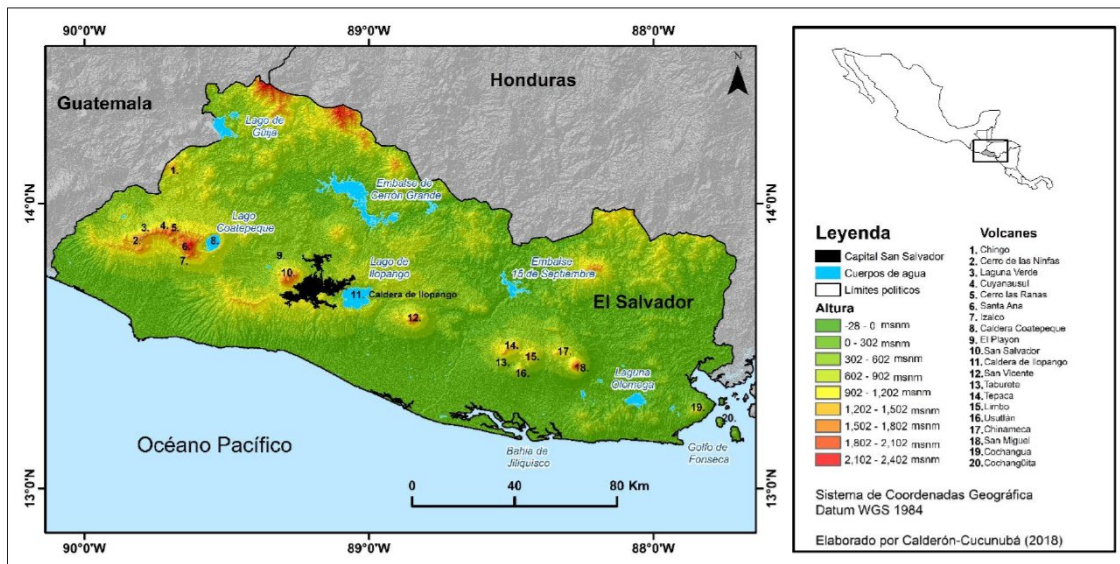


Figura 9 Volcanes activos de El Salvador. Tomado de Calderón Cucunubá, (2018).

Hidrológicamente El Salvador tiene aproximadamente 59 cuerpos de agua que incluyen lagos, lagunas, embalses, manglares y esteros. Presenta también 360 ríos los cuales se encuentran agrupados en diez regiones hidrográficas, donde la más importante es la cuenca del Río Lempa (Figura 10) (Oficina de Información Diplomática, 2018).



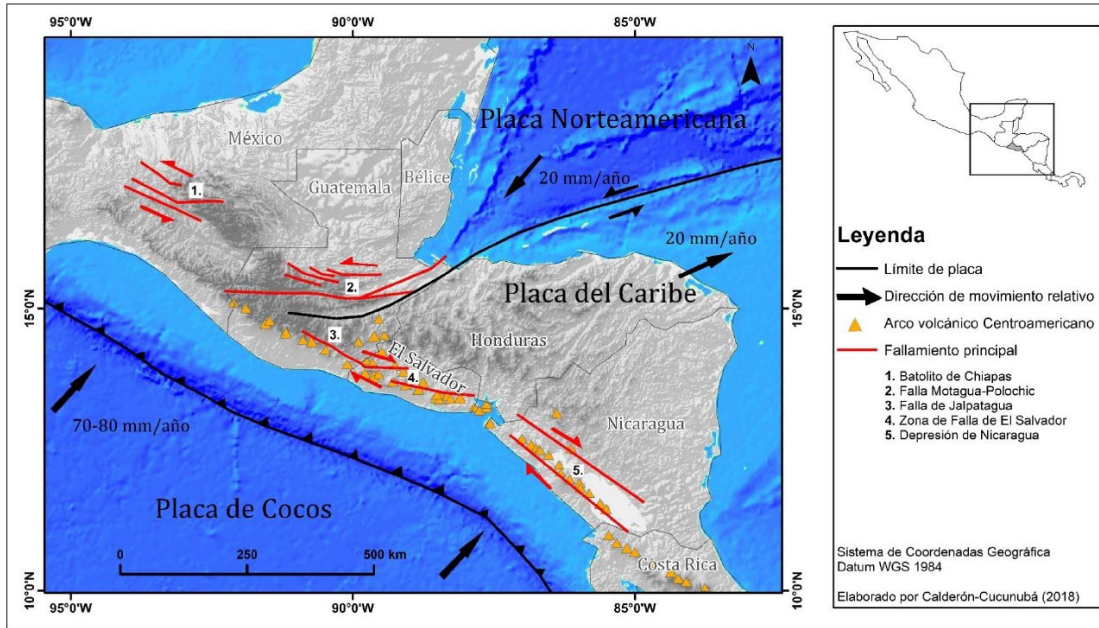


Figura 11 Contexto tectónico de Centroamérica. Tomado de Calderón Cucunubá, (2018)

Esta zona de Falla de El Salvador (ZFES) facilita la formación de estructuras *pull-apart* y volcanismo, dado el poco espesor litosférico y el alto gradiente térmico del área (Alvarado et al., 2011). La ZFES se extiende desde el Golfo de Fonseca hasta el borde El Salvador-Guatemala, y tiene una extensión de 150 km de largo y 20 km (Alonso-Henar et al., 2015). Su estilo de fallamiento es de rumbo dextral con deformación transtensiva la cual ha formado el valle central de El Salvador donde se concentra toda la sismicidad del país (Corti et al., 2005; Canora et al., 2012).

En base a estudios geológicos y sismológicos realizados sobre la ZFES, esta aparece como una red compleja de trazos de fallas, por lo que la han subdividido en varios segmentos principales, en función de la diferencia geométrica, cinemática y expresión geomorfológica (Calderón Cucunubá, 2018). De acuerdo con Canora et al., (2010) y Alonso-Henar et al., (2014) de oeste a este, los segmentos son: segmento Occidental, segmento San Vicente, segmento Lempa, segmento Berlín y segmento San Miguel (Figura 12).

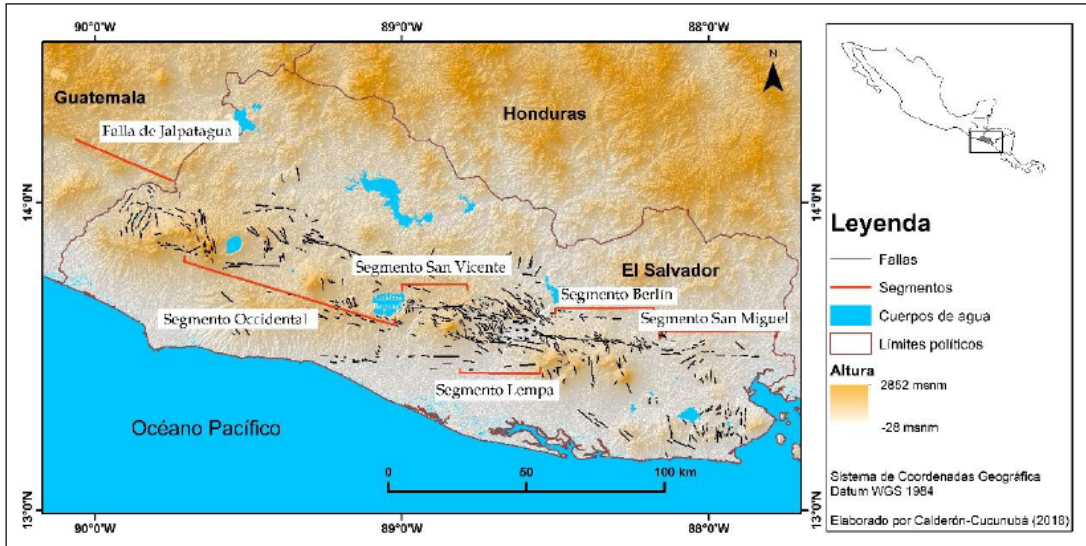


Figura 12 Subdivisión de la Zona de Falla de El Salvador. Tomado de Calderón Cucunubá, (2018)

La ZFES ha tenido dos fases de evolución, la primera una extensión y posteriormente una fase de desplazamiento horizontal (Alonso-Henar et al., 2015). Durante la fase de extensión se formaron varios grabenes lo que dio lugar al adelgazamiento de la corteza, dando facilidad a la formación de cámaras magmáticas bajo esta (Aguirre-Díaz et al., 2016). Posteriormente viene la fase de desplazamiento horizontal donde se establecen fallas y se reactiva el graben, dando origen a un nuevo vulcanismo ente 1.9 Ma hasta el presente (Alonso-Henar et al., 2015).

### 2.1.2 Contexto geológico

Durante los años 1967 a 1971 la misión geológica alemana junto con el centro de estudios e investigaciones geotécnicas, desarrolla el mapa geológico general de la República de El Salvador a escala 1:500.000 (Weber et al., 1974). En este se logra apreciar que El Salvador es dominado litológicamente por rocas de origen volcánico seguido de depósitos aluviales. De acuerdo con sus edades, Weber et al., (1974) agrupa la litología en seis formaciones:

Formación de Metapán (Jurásico-Cretácico): agrupa calizas y conglomerados de cuarzo, areniscas, limolitas, lutitas y caliza roja. Algunas se encuentran intercaladas con rocas volcánicas. La Formación de Metapán presenta las rocas más antiguas que se encuentran en El Salvador, son rocas sedimentarias que representan el basamento de todas las formaciones y afloran al

noroccidente del país en cercanía a Matapán y el Lago de Guija (Hernández, 2004).

Formación Morazán (Oligoceno-Mioceno): en general son rocas volcánicas básicas a intermedias con intercalaciones de piroclastos y epiclastos volcánicos. También se presentan cuerpos intrusivos de composición granítica a granodiorita, las cuales cortan las rocas sedimentarias de la Formación Metapán y que han dado lugar al metamorfismo de contacto (Weber et al., 1974).

Formación Chalatenango (Oligoceno-Mioceno): en general son rocas efusivas y piroclásticas de composición ácida (Weber et al., 1974).

Formación Bálsamo (Mioceno-Plioceno): son principalmente rocas volcánicas de composición andesítica a basáltica, intercalados con flujos de lava (Weber et al., 1974). Esta unidad ocupa la mayor parte de la superficie de El Salvador sobre la que descansa las rocas Holocenas pertenecientes a la actual cadena volcánica (Hernández, 2004).

Formación Cuscatlán (Pleistoceno-Holoceno): presenta dos unidades, una que comprende las rocas volcánicas de composición andesítica a basáltica, y la segunda se compone de rocas volcánicas ácidas a intermedias (Weber et al., 1974).

Formación San Salvador (Pleistoceno -Holoceno): está compuesta por rocas efusivas de composición basáltica a andesítica, rocas piroclásticas ácidas, y epiclastos volcánicos (Weber et al., 1974). Tanto la presente formación como la Formación Cuscatlán son producto de las emisiones de la actual cadena volcánica (establecida en el Graben Central) (Hernández, 2004).

En el período del Plioceno al Pleistoceno, muchos edificios volcánicos asociados con las estructuras de la ESFZ colapsaron, esto provocó que se formaran las calderas de Planes de Renderos y Jayaque que juntas pertenecen a la formación Bálsamo. Posteriormente se formó la caldera de Carbonera y la Caldera de Ilopango que son parte de la formación Cuscatlán (Suñe-Puchol et al., 2019).

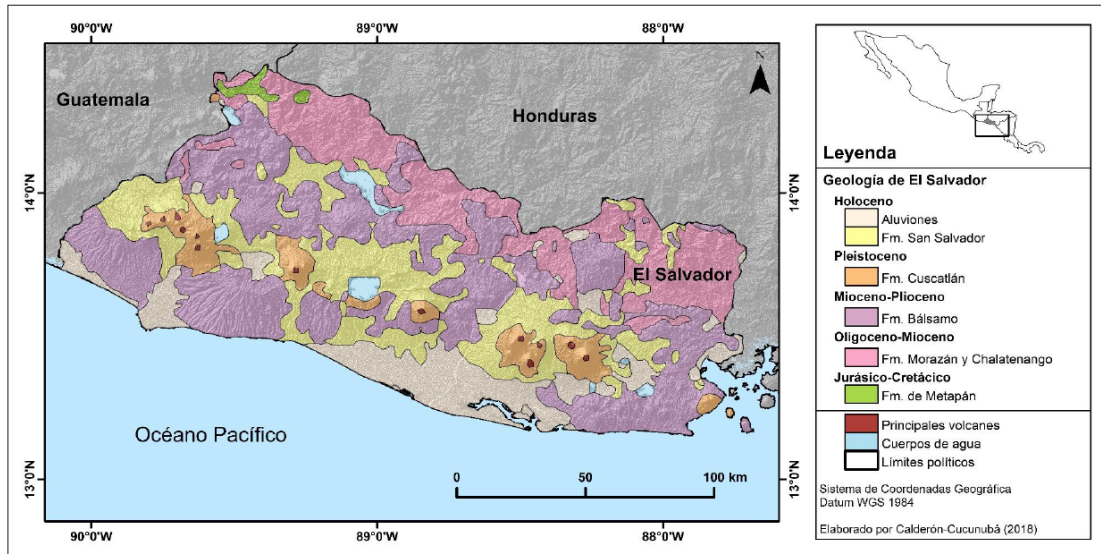


Figura 13 Geología de El Salvador. Tomado de Calderón Cucunubá, (2018)

### 2.1.3 Contexto geomorfológico

La configuración del territorio centroamericano posee las denominadas provincias geomorfológicas que son unidades heterogéneas marcadas y definidas a lo largo de la zona, dentro de ellas se pueden encontrar grandes cadenas montañosas que se extienden del norte al oeste del istmo en su parte Central (CCAD, 2011).

La Geomorfología de El Salvador está influenciada por la acción de cinco ejes paralelos tectónicos que van desde la cadena montañosa ubicada en el norte, hacia la costa del Pacífico, El primer eje se encuentra al sur de la cordillera volcánica norte, el segundo en Metapán en la zona norte del país, el tercer eje se encuentra atravesando la parte central de El salvador, el cuarto eje se ubica a 25.75 km de la costa del pacífico y el quinto eje se encuentra en el abismo centroamericano con profundidades mayores de 3000 metros. Las principales unidades geomorfológicas que se pueden encontrar son (Bergoeing, 2015):

- Cordillera Norte
- Valle Interior
- Cordillera Volcánica Cuaternaria
- Costa del Pacífico Norte

Es notable desde la frontera de México el inicio de la cadena volcánica que



data del Cuaternario, la cual se extiende hasta Panamá. Esta cadena volcánica es constante en su alineación paralela con la costa del Pacífico ya que su existencia se debe a la subducción de la Placa de Cocos con las Placas Norteamérica y del Caribe (VMVDU, 2012) En El Salvador la geomorfología es producto de la dinámica natural de su historia geológica. Esto ha provocado que se encuentren diversas unidades geomorfológicas, el 13% del territorio lo ocupan las planicies costeras, las formaciones montañosas abarcan un 49% aproximadamente, mientras que las zonas de bajos relieves ocupan un 38% restante (VMVDU, 2012).

En El Salvador el aspecto morfológico es uno de los principales factores en relación con la susceptibilidad a movimientos en masa, esto debido a que para que ocurra uno de estos eventos, debe existir una pendiente considerable en el sitio, factor conocido como topográfico o geométrico. La presencia abundante de formaciones montañosas propicia también la presencia de pendientes bajas y altas que van desde una inclinación de 15% a 50% (VMVDU, 2012). Las pendientes del territorio salvadoreño pueden considerarse suaves en las llanuras costeras, valles y mesetas interiores con un valor menor al 15 %, concentrándose las pendientes mayores al 70% en la cadena volcánica joven y en la cordillera norte del país, y por último las pendientes entre 30 y 50% se concentran en estribaciones de volcanes y montañas.

En cuanto a las geoformas principales debido a la actividad volcánica joven en El Salvador se pueden distinguir edificios volcánicos, calderas, cráteres, domos y conos de lava (VMVDU, 2012). Las formas del relieve en El Salvador deben también su modelamiento a los diferentes factores exógenos presentes en el territorio como viento, agua y temperatura, entre otros. Por sus características climáticas predominan los procesos de degradación química o biostasia, provocando que las laderas evolucionen según el modelo de “*Slope Decline*” disminuyendo y suavizando progresivamente las pendientes generando relieves cada vez menos abruptos o rectos (Davis, 1899). La acción del agua juega un papel determinante en los procesos de meteorización, erosión y depósito de materiales desprendidos de la formación superficial. A esto debemos agregar que la red de drenajes compuesta por ríos y quebradas transporta con facilidad los materiales desprendidos a la parte baja de las cuencas, en donde se forman las planicies aluviales a lo largo del litoral pacífico y depresiones interiores.

Los procesos erosivos activados por el régimen de lluvias son mucho más

evidentes en zonas como la Caldera de Ilopango, en donde predominan los materiales producto de la última erupción del volcán o Tierra Blanca Joven, cuyos materiales no consolidados facilitan la ocurrencia de procesos de erosión en el sitio (VMVDU, 2012).

Las laderas caldéricas tienen inclinaciones casi verticales y están formadas por productos piroclásticos y rocas intrusivas (domos dacíticos). Debido a los depósitos piroclásticos que no están totalmente consolidados, existe una gran ocurrencia de movimientos en masa que provocan el desprendimiento de material, el cual se deposita en algunos abanicos aluviales presentes en zonas casi planas a la orilla de la laguna (Figura 14) (Sebesta, 2006).



*Figura 14 Escarpes de la Caldera de Ilopango, Lomas El Caracol Tomado de Sebesta (2006)*

#### 2.1.4 Clima

El Salvador se ubica sobre la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), la cual se encuentra entre los 10 grados Latitud Norte y 10 grados Latitud Sur del Ecuador. Sobre la ZCIT existe una gran ocurrencia de huracanes y tormentas tropicales (Lewis, 2008). Así mismo, esta zona se ve afectada por los fenómenos de El Niño y La Niña que frecuentemente permiten la ocurrencia de desastres naturales relacionados con inundaciones, deslizamientos, o sequías (Lewis, 2008). Estas variaciones causan anomalías en el país, que anualmente recibe una precipitación media de 1657 mm durante la época lluviosa en los meses de mayo a octubre, y 128 mm durante la época seca desde noviembre a abril (Figura 15), y donde la temperatura máxima media es de 31,6°C, la promedio de 24.5°C y la mínima de 19.8°C (MARN, 2017).

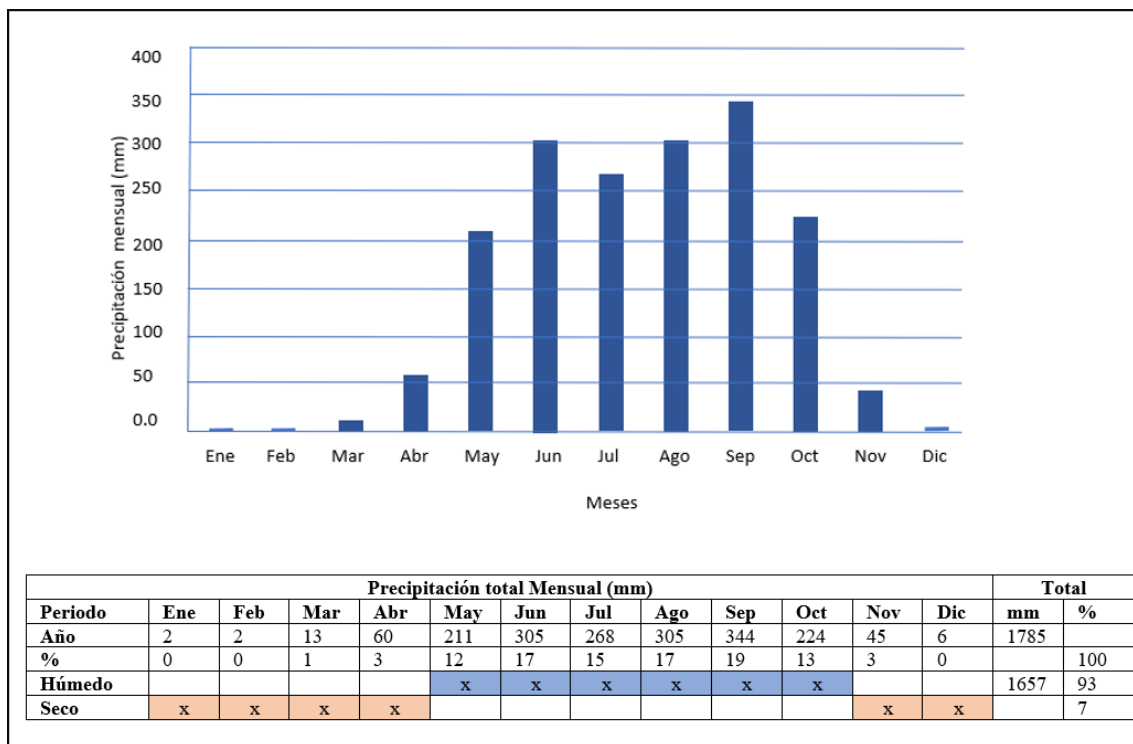


Figura 15 Histograma de precipitación promedio mensual multianual en El Salvador para el periodo 1965/2012 MARN (2017).

Las condiciones climáticas promedio también han cambiado en las últimas 6 décadas dados los efectos del cambio climático global reflejados en el territorio, donde la temperatura ha aumentado en más de 1.3°C y el nivel del mar ha aumentado casi 8 cm, lo cual agrava la situación del país considerando que, según el índice de riesgo climático global 1997-2016 (MunichRE, 2018), el 88.7% de su territorio se encuentra catalogado como zona de alto riesgo debido a su ubicación geográfica y condiciones geológicas, con alta propensión a movimientos sísmicos, deslizamientos y movimientos de ladera, inundaciones y actividad volcánica (MARN, 2017).

En los últimos años, la región centroamericana y del caribe, ha sido impactada por múltiples eventos climatológicos adversos como lo son los huracanes, uno de ellos fue el huracán Mitch acontecido en el año de 1998 que figura como el segundo huracán más mortífero en la historia después de “Great Hurricane” en 1780 (Pielke et al., 2003).

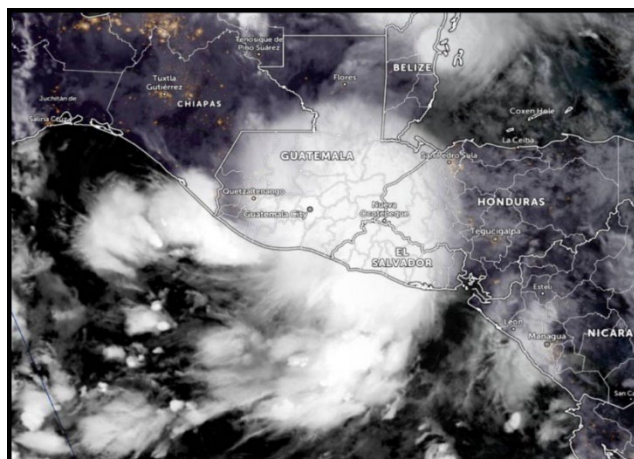
Como es usual en este tipo de eventos, muchos de ellos comienzan como tormentas tropicales y a medida que transcurre el tiempo y dependiendo de las condiciones pueden convertirse en huracanes o debilitarse cuando tocan

tierra, los cambios en el clima y los cambios en la sociedad tienen una gran influencia en la forma como impactan los huracanes, esto debido a la dinámica propia de cada factor (Pielke et al., 2003).

### Tormenta tropical Amanda

La temporada de huracanes en América del año 2020 inició con eventos importantes generados tanto en el este del Pacífico Norte, así como en el Atlántico, los cuales tuvieron un fuerte impacto en el territorio centroamericano, específicamente en El Salvador, Guatemala y Honduras. Entre finales de mayo e inicios de junio se formaron las tormentas Amanda y Cristóbal en el Océano Pacífico y Atlántico, respectivamente. Amanda se generó frente a las costas de Nicaragua el 29 de mayo del 2020 y se fortaleció hasta tocar la costa pacífica en Guatemala el 31 de mayo del 2020. Al día siguiente con los remanentes de Amanda, se formó la tormenta tropical Cristóbal sobre el estado de Campeche en México, desplazándose hacia el norte atravesando el Golfo de México y tocando tierra sobre Louisiana, Estados Unidos el 7 de junio. Las intensas lluvias e inundaciones a lo largo del sureste de México y Centro América provocaron 40 muertes en El Salvador, Guatemala y Honduras ((NHC), 2020a).

Las lluvias persistentes continuaron desde el suroeste de México hasta algunas porciones de América Central entre el 29 de mayo al 7 de junio de 2020 (Figura 16). Las estaciones meteorológicas ubicadas sobre la cadena volcánica costera de El Salvador, llegaron a registrar 519 mm durante esa semana, específicamente en la estación del volcán Conchagua (Cuadro 6) (NHC, 2020b).



*Figura 16 Imagen GOES-EAST Geocolor de la tormenta tropical Amanda 31/05/2020 (Cortesía de NOAA/NESDIS/STAR)*

### Tormenta tropical Cristóbal

Particularmente para la Tormenta Tropical Cristóbal, en El Salvador, Guatemala y Honduras se reportaron grandes cantidades de lluvia. En el Volcán Conchagua cayeron 510.54 mm durante el período de duración del evento (Cuadro 6). Un total de 40 muertes fueron registradas durante estos eventos en El Salvador, Guatemala y Honduras, de las cuales 30 de los decesos fueron en El Salvador. Los eventos de movimientos en masa provocaron entre otros casos particulares el deceso de varias personas como es el ejemplo del área de Santo Tomás con 7 personas, 2 adultos y 5 niños sepultados por un “alud de tierra” desprendido el cual cayó sobre su vivienda (Figura 17) ((NHC), 2020c).



*Figura 17 Imagen de la Tormenta Tropical Cristóbal desde la Estación Internacional Espacial en junio 8, 2020 (Cortesía de NASA y Astronauta Chris Cassidy)*

Ambos eventos ocurrieron en un tiempo muy corto, lo cual trajo complicaciones en el manejo de la respuesta a la emergencia ya que la acumulación de lluvias fue bastante alta para un período de tiempo corto. En la Figura 18 se muestran los acumulados registrados para el período comprendido desde 29 de mayo al 7 de junio en las diferentes estaciones de referencia a lo largo de El Salvador, siendo el tercer dato correspondiente a 796 mm. el reportado por la estación de Ilopango.

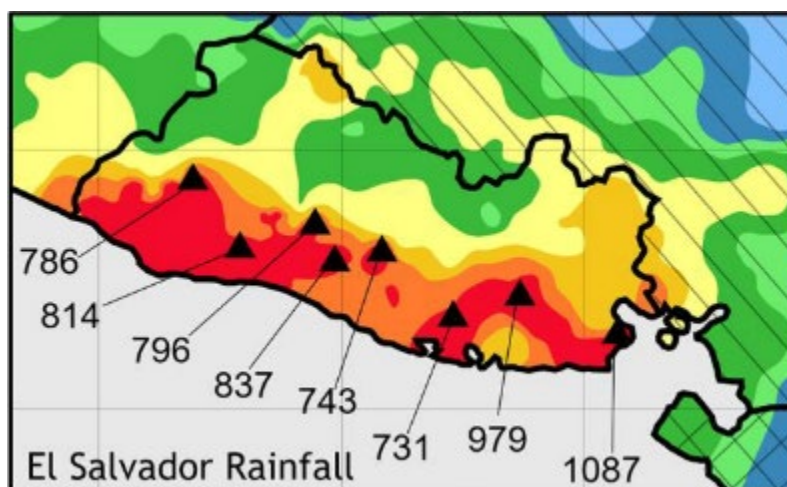


Figura 18 Lluvia acumulada en milímetros registrada en El Salvador para el periodo del 20 de mayo al 7 de junio (Cortesía de NASA y Astronauta Chris Cassidy).

Nombre	Clase	Fecha	Veloc. Vientos	Presión Mínima	Muertes directas	Daño U. S. (\$million)	Lluvia en mm en Est. Conchagua
Amanda	TS	30-31 Mayo	35	1003	40		519.0
Cristóbal	TS	1-9 Junio	50	988	6	310	510.54

Cuadro 6 Resumen de tormentas tropicales Amanda/Cristóbal para los países de El Salvador, Guatemala y Honduras para el primer semestre del año 2020, Elaborado a partir de NHC (2020a).

## 2.2 CONFIGURACIÓN LOCAL

### 2.2.1 Geología

El Salvador, contiene gran cantidad de volcanes activos y varias calderas, una de esas estructuras vulcanotectónicas es la caldera de Ilopango que a su vez es de las más grandes estructuras volcánicas del Holoceno, ubicada en el Arco Volcánico Centro Americano (CAVA). Su extensión es de 11 x 8 kilómetros, se encuentra rodeada de una estructura cónica que posee 500 metros de elevación sobre el nivel del mar (Bergoeing, 2015).

La posible formación de la Caldera de Ilopango se ha podido reconstruir con la secuencia de rocas y depósitos que la conforman. Por lo tanto, Lexa et al., (2011) propone la probable evolución volcánica de este. El basamento de la caldera es la Formación Bálsamo la cual tiene unidades de flujos de lavas y brechas volcánicas, rocas originarias de un antiguo estratovolcán (Lexa et al., 2011). Posteriormente sobre esta formación se presentan depósitos

ignimbríticos, que de acuerdo con sus edades (1.9 – 1.7 Ma.) pertenecen a la Formación Cuscatlán, cuyos depósitos estarían relacionados con las primeras emisiones de una antigua caldera de Ilopango (Lexa et al., 2011). Posterior a ello se da la efusión de lavas andesíticas de edades entre 1.5 a 0.8 Ma., las cuales estarían asociadas a la formación de un nuevo estratovolcán sobre la caldera (Lexa et al., 2011). Luego se emplazan algunos domos extrusivos silíceos, tanto en el anillo como en el interior de la caldera. Por último, se da las erupciones freatoplínicas a plinianas las cuales dieron lugar a la formación de la actual Caldera de Ilopango. Los depósitos de estas erupciones (Weber et al., 1974) las dividieron en tobas de color café (s3'a) y Tierra blanca (s4).

### 2.2.2 Litoestratigrafía

Suñe-Puchol et al., (2019), agrupó todos los eventos eruptivos de la caldera en el “Grupo Ilopango” el cual incluye 13 unidades ignimbríticas emitidas desde 1.78 Ma hasta el último evento conocido como Tierra Blanca Joven (TBJ). De este último se conoce que ocurrió en el 429 +/- 20 años d.C., fecha obtenida por la datación con C14 de muestras orgánicas (Dull et al., 2001). Esta última erupción afectó a la población Maya en la parte central de El Salvador luego de la emisión de aproximadamente 80 km<sup>3</sup> de material (Sheets, 1979; Dull et al., 2001, 2010; Pedrazzi et al., 2019, Suñe-Puchol et al., 2019).

El grupo Ilopango está compuesto por las Formaciones Comalapa, Altavista y Tierras Blancas, cronológicamente; cuyo volumen estimado es de 1-5 km<sup>3</sup> por erupción, alcanzando a formar 150km<sup>3</sup> durante la primera formación de la caldera (Figura 19) (Suñe-Puchol et al., 2019).

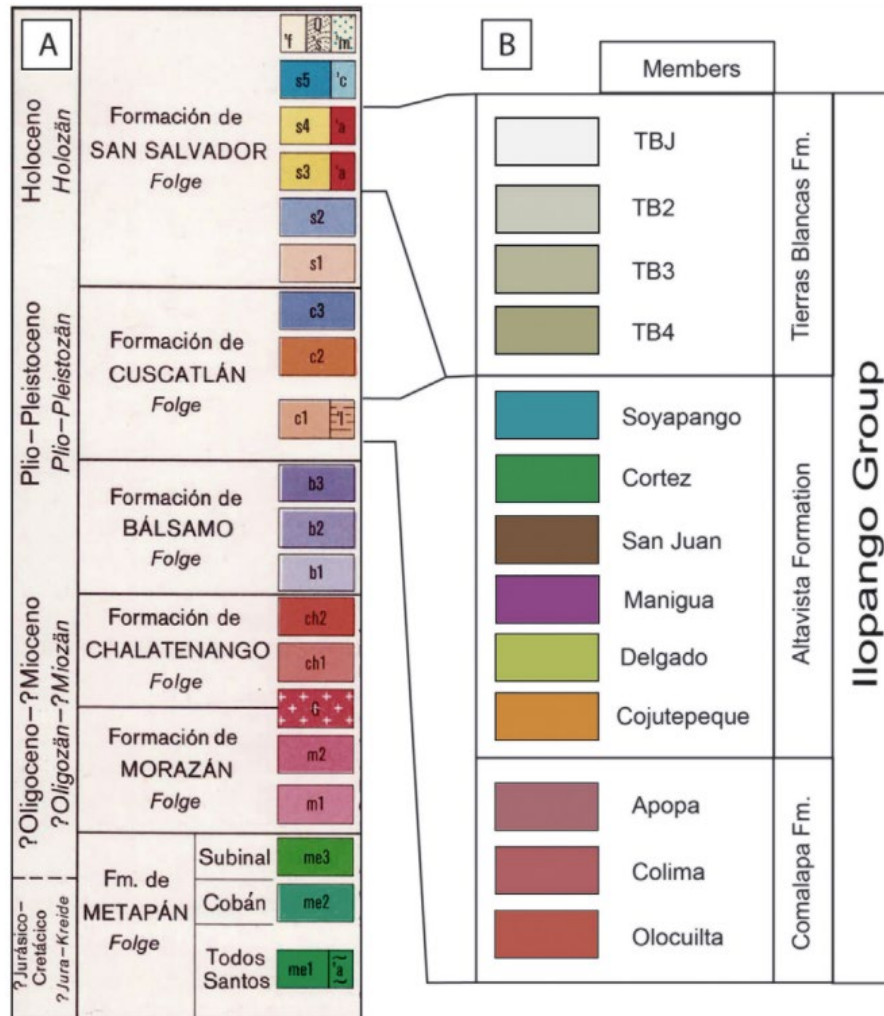


Figura 19 Equivalencia de la clasificación estratigráfica del Grupo Ilopango propuesta por Suñe-Puchol et al., (2019) con respecto a la previa estratigrafía de (Weber et al., 1974).  
Tomado de Suñe-Puchol et al., (2019)

**Formación Comalapa (1.78 – 1.32 Ma.):** está compuesta por las unidades ignimbríticas Olocuilta, Colima y Apopa. La primera (ignimbrita Olocuilta) presenta un espesor aproximado de 100 metros, y está constituido por depósitos asociados a diferentes eventos donde hubo emisión de lapilli masivos intercaladas con brechas de pómez entre 1.78 Ma a 1.64 Ma (Suñe-Puchol et al., 2019). La unidad Ignimbrita Colima presenta un espesor de 20 metros y está constituida por dos depósitos masivos lapilli y una de brechas de pómez, con edades entre 1.56 a 1.55 Ma (Suñe-Puchol et al., 2019). Por último, la unidad Ignimbrita Apopa presenta algunos depósitos volcánicos estratificados, depósitos de lapilli masivas, brechas ignimbritas y depósitos de lapilli masivos consolidados; cuyas edades no lograron ser datadas (Suñe-Puchol et al., 2019).



Formación Altavista (918 – 257 Ka): está compuesta de depósitos riódacíticos piroclásticos de seis erupciones explosivas de tipo magmático a hidromagmático; estas unidades ignimbríticas son: Cojute, Delgado, Manigua, San Juan, Cortéz y Soyapango (Suñe-Puchol et al., 2019). La unidad ignimbrítica Cojute tiene un espesor de 8 metros y está compuesta de depósitos lapilli masivo, con estratificación cruzada y masivos ricos en líticos, cuyas edades están entre 960 a 918 Ka (Suñe-Puchol et al., 2019). La unidad ignimbrítica Delgado tiene un espesor de 14 metros y se compone de depósitos lapilli acrecionales con estratificación paralela, lapilli con estratificación cruzada y depósitos lapilli masivos finos; estos presentan una edad entre 830 +/- 140 ka (Suñe-Puchol et al., 2019). La unidad ignimbrítica Manigua presenta un espesor de 8 metros, compuesta por depósitos lapilli masivos y con estratificación cruzada; tiene edades entre 768 a 750 Ka (Suñe-Puchol et al., 2019). La unidad ignimbrítica San Juan tiene un espesor de 6 metros, y está compuesta por depósitos de lapilli masivos; su edad está entre 626 a 590 Ka (Suñe-Puchol et al., 2019). La unidad ignimbrítica Cortéz tiene un espesor de 9 metros y presenta depósitos lapilli masivos y con estratificación cruzada; con edades entre 533 a 499 Ka (Suñe-Puchol et al., 2019). Por último, está la unidad ignimbrítica Soyapango cuyo espesor es de 11 metros; se compone de depósitos lapilli masivos, masivos ricos en líticos, depósitos lapilli ricos en pómez y con estratificación cruzada; su edad está entre 335 a 257 Ka (Suñe-Puchol et al., 2019).

Formación Tierras Blancas (<57 Ma): agrupa 4 unidades de depósitos piroclásticos conocidas como: Tierra Blanca 4 (TB4), Tierra Blanca 3 (TB3), Tierra Blanca 2 (TB2) y Tierra Blanca Joven (TBJ), nombradas cronológicamente (Mann et al., 2004). La TBJ corresponden a los depósitos de la última erupción de la Caldera hace 1.5ka entre 270-535 a.C. (Pedrazzi et al., 2019). Esta unidad está dividida en 8 subunidades nombradas por las letras: A, B, C, D, E, ignimbríticas (Alfa y Beta), F y G desde la base hasta la más superficial (Figura 20) (Hernández, 2004). Las unidades A y B son depósitos de caída de origen hidromagmático, cuyos espesores son menores de 15 cm (Pedrazzi et al., 2019). Luego vienen las unidades de flujos piroclásticos densos que corresponden a las unidades D – F, cuyo espesor alcanza los 70 m (Pedrazzi et al., 2019). El último depósito es la Unidad G, el cual corresponde a los depósitos de una pluma ignimbrítica extendida en varios países del Centro América como, Guatemala, Honduras, Nicaragua, Costa Rica y el Océano Pacífico, con espesores mayores en El Salvador (Pedrazzi et al., 2019). De acuerdo a la modelación generada por Pedrazzi et al., (2019), la pluma emitida por la Caldera llegó a alcanzar alturas de 29 km

a 7 km de alto en sus dos primeras fases, y 49 km en la “coignimbrita Phoenix plume rose” (Figura 20).

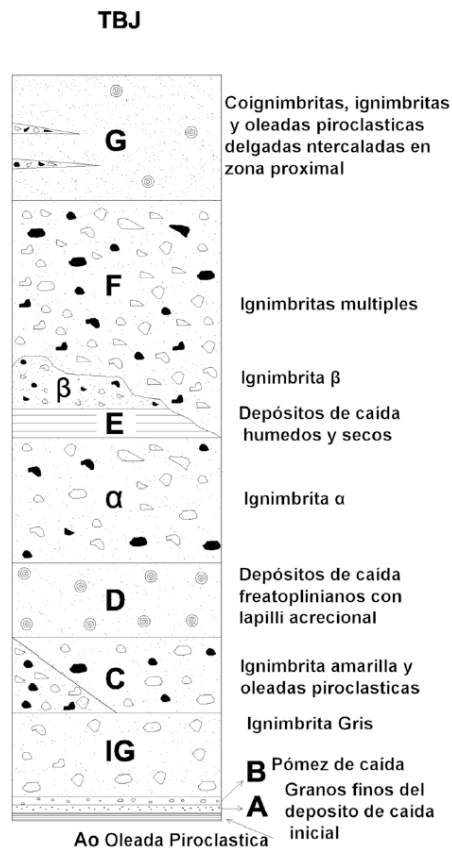


Figura 20 Secuencia estratigráfica de la Tierra Blanca Joven propuesta por Hernández, (2004) y modificada por Chávez et al., (2012). Tomado de Chávez et al., (2012).

Posteriormente en el año 1879 se generaron dos domos dacíticos en el interior de Lago, los cuales superaron la superficie del Lago formando las denominadas Islas Quemadas (Richer et al., 2004).

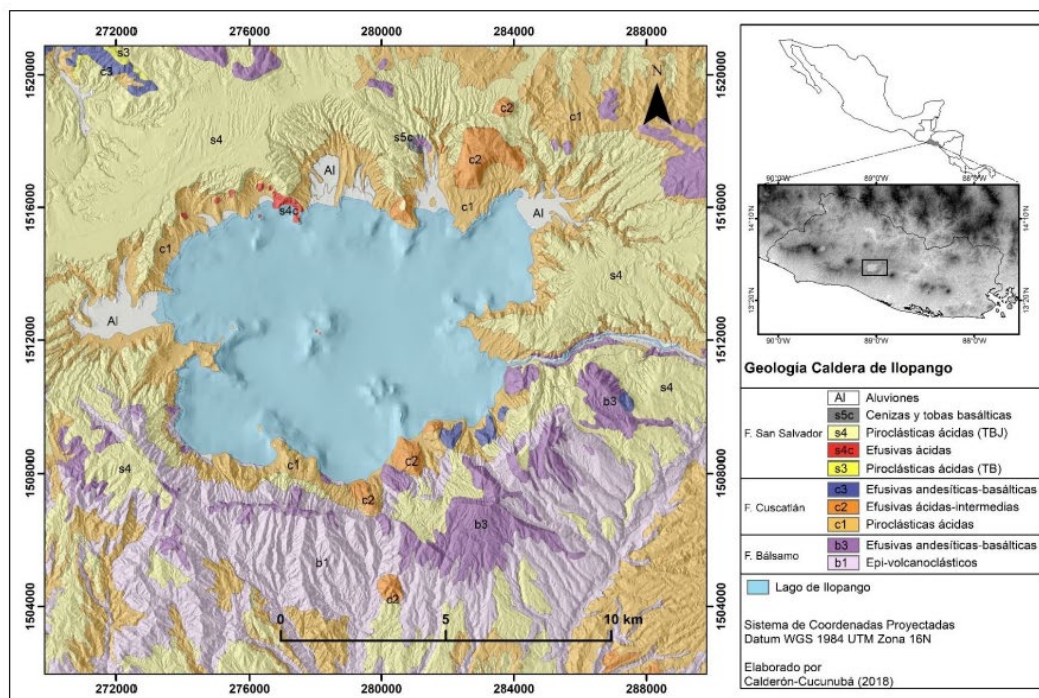
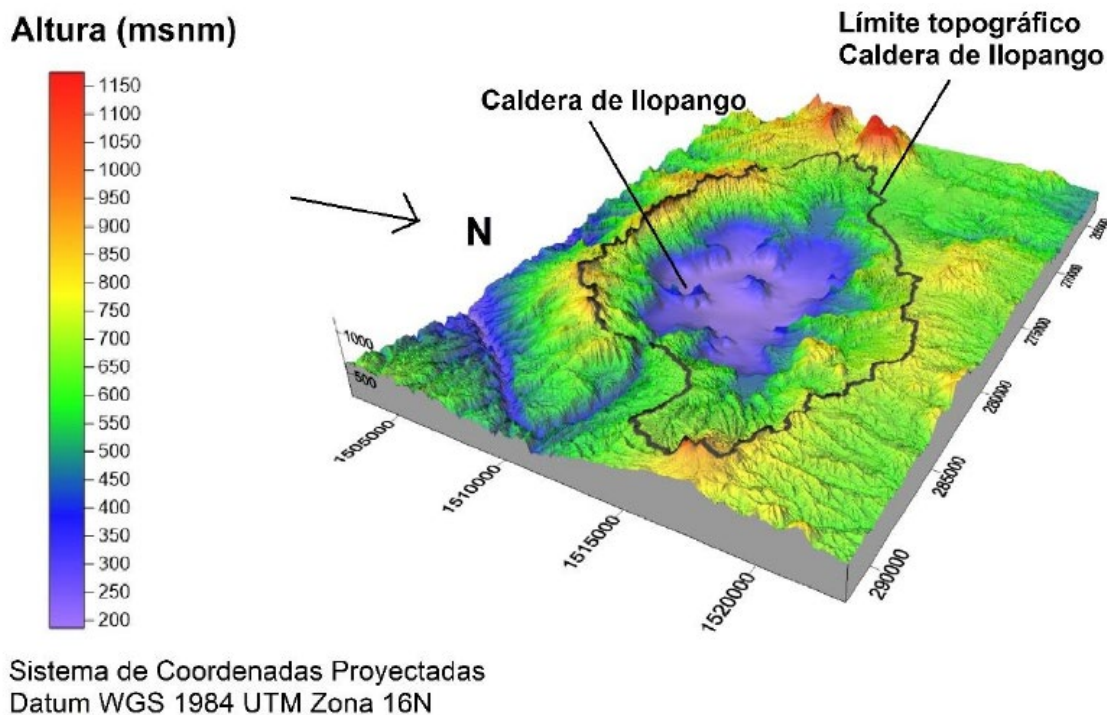


Figura 21 Mapa geológico de la Caldera de Ilopango. Tomado de Calderón Cucunubá, (2018)

### 2.2.3 Morfometría de la Caldera Ilopango

A nivel local, la Caldera de Ilopango se encuentra demarcada por las divisorias de agua que circundan la depresión donde reposa el lago de Ilopango. El trabajo más reciente al respecto en el área (Calderón Cucunubá, 2018), sitúa la cota más alta alrededor de 1017 msnm y la cota mínima en 203 msnm, encontrándose la lámina de agua a una altura promedio de 440 msnm, la cual oscila en función de las condiciones hidrometeorológicas, alcanzando entonces una profundidad máxima del lago de 237 m (Figura 22). Así mismo, el área de la caldera es de alrededor de 198 km<sup>2</sup>, la pendiente promedio es de 13.1% y la forma es oval con un diámetro máximo de 23.5 km elongada en dirección NE. Los aspectos morfoestructurales también revelan que existen 4 familias de lineamientos en la caldera, donde la más importante en dirección E-W y donde se encuentra también una tendencia de alineamiento de los domos al interior del lago podría corresponder a una continuación de la falla de San Vicente que desplaza la estructura volcánica con movimiento dextral, mientras que las orientaciones en sentido N y NW parecen corresponder a procesos de fallamiento extensional dentro de la caldera (Calderón-Cucunubá, 2018).



*Figura 22 Modelo digital de Terreno en vista 3D de la caldera de Ilopango tomado de Calderón Cucunubá, (2018)*

Por su parte, la morfometría de cuencas puede definirse como el estudio cuantitativo de las características de una cuenca hidrográfica. Estas características resultan sumamente importantes para conocer de manera numérica el comportamiento de la cuenca frente a escenarios climáticos locales (Cardona, 2016).

Las cuencas a nivel geográfico son de gran importancia para la delimitación de zonas de estudio o unidades de mapeo ya que su delimitación está en función de la actividad hidrológica de la misma, según lo establecido por Bahrami et al. (2020), asemejándose a un receptor de precipitación transportada mediante la red de drenaje interno, concentrándola en un cauce principal (Cardona, 2016).

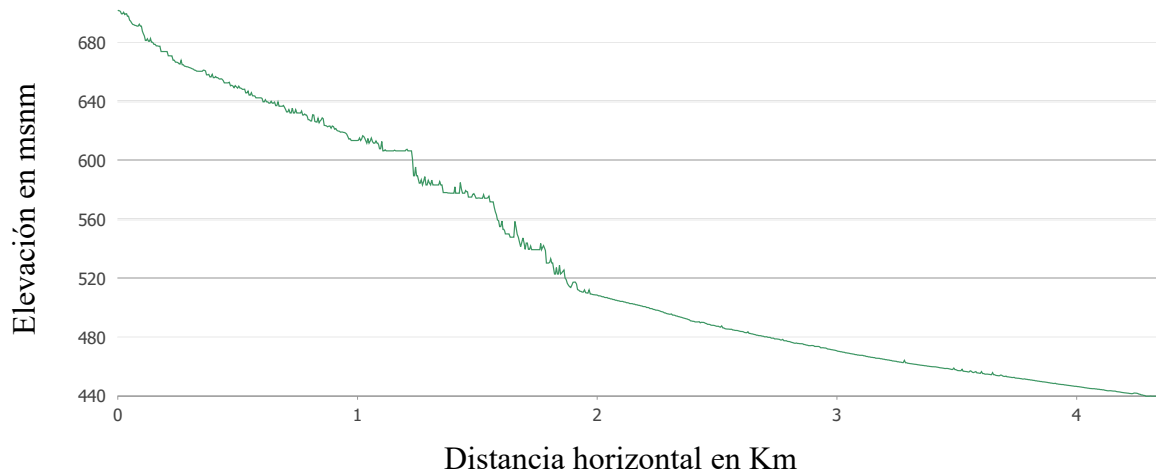
Para el área de estudio, se han calculado los parámetros morfométricos generales más característicos en base a los propuestos por Silva et al. (2022) para cada una de las subcuencas Quebrada El Arenal de San Martín y Río Guluchapa, los cuales se muestran en el Cuadro 7.

<b>Subcuenca Parámetro</b>	<b>Qda. Arenal de San Martín</b>	<b>Río Guluchapa</b>	<b>Subcuenca Parámetro</b>	<b>Qda. Arenal de Sa Martín</b>	<b>Río Guluchapa</b>
Área (km <sup>2</sup> )	11.66	15.09	Densidad de drenajes (km/km <sup>2</sup> )	8.77	9.06
Perímetro (km)	22971.99	26161.08	Altura max. Del cauce en msnm	701.80	769.46
Long. Cauce (metros)	3331.97	5529.05	Altura min. Del cauce en msnm	439.71	439.74
Longitud de corrientes en km.	102.3	136.8	Desnivel altitudinal del cauce en m	262.09	329.72
Índice de compacidad (adimensional)	1.9	1.9	Pendiente media del cauce en m/m	6.02	5.39

*Cuadro 7 Parámetros morfométricos generales del área de estudio Silva et al (2022)*

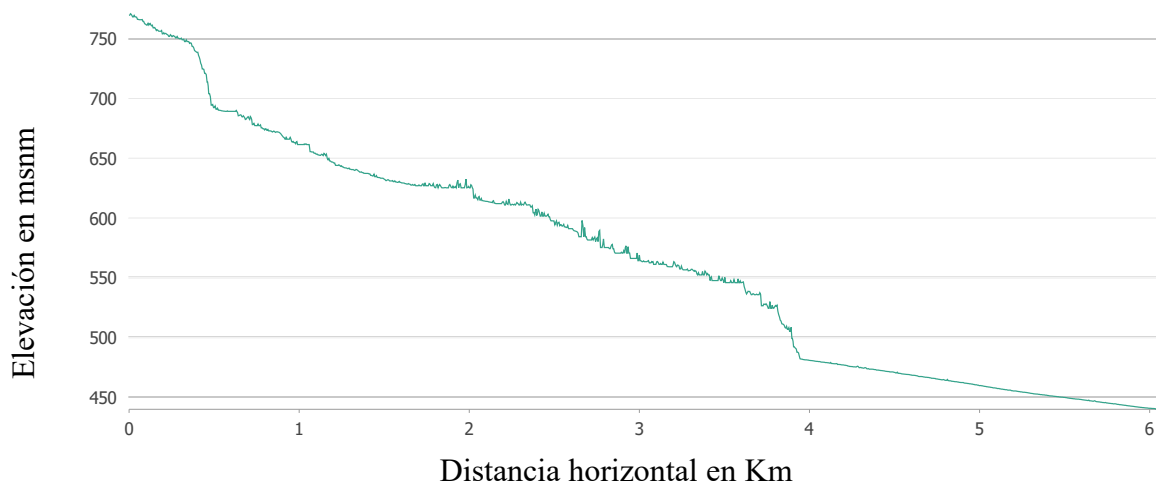
La morfometría de un río puede analizarse desde el perfil longitudinal a través de la representación gráfica de la distancia respecto a las elevaciones, partiendo de la altura máxima del cauce (izquierda) hasta llegar a la elevación mínima con la distancia máxima del recorrido del cauce o su punto de desembocadura (Cardona, 2016).

En la Figura 23 se muestra el perfil longitudinal de la Quebrada Arenal de San Martín, la cual presenta una altura máxima de su cauce a 701.80 msnm y una elevación mínima de 439.71 msnm, esto hace que el desnivel altitudinal para esta quebrada sea de 262.09 m. Además, la quebrada se divide en dos secciones en referencia a su pendiente media, la primera que va desde los 0 a 2000 m de recorrido con una diferencia altitudinal de 121.8 m. y una pendiente media de 10.09 %, y la segunda sección de 2000 a 4350 m. con una diferencia altitudinal de 60 m., en donde la pendiente media se estima de 2.55 % la cual al final alcanza el punto de desagüe.



*Figura 23 Perfil longitudinal de la Qda. Arenal San Martín*

El cauce del río Guluchapa presenta una elevación máxima de 769.46 msnm y una elevación mínima de 439.74 msnm, calculándose para este caso un desnivel altitudinal de 329.72, que son 67.63 m de diferencia con respecto a la cuenca Quebrada Arenal San Martín. En el caso del río Guluchapa, se observan tres secciones de diferencias altitudinales, la primera que va desde los 0 a los 500 m. con una diferencia altitudinal de 89.46 m. y una pendiente media de 17.9 %, la segunda desde los 500 m a 4000 m. con una diferencia altitudinal de 205 m y una pendiente media de 5.85%, y una tercera sección desde los 4000 m hasta los 6112.74 m con una diferencia altitudinal de 25 m y una pendiente media de 1.18% (Figura 24).



*Figura 24 Perfil longitudinal de Río Guluchapa*

## 2.2.4 Hidrología

Las áreas hidrográficas de la quebrada Arenal San Martín y el Río Guluchapa corresponden a microcuencas pertenecientes a la denominada región hidrográfica Jiboa-Estero de Jaltepeque, cuyos aportes medios anuales rondan los 1407.2 mm<sup>3</sup> conforme a las modelaciones hidrológicas realizadas por el Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales del país (MARN, 2017). Aunque no se tienen datos del régimen de caudales de estas cuencas a nivel oficial, ni tampoco corresponde al alcance de este trabajo, se realizó el análisis hidro-morfométrico de la red hidrográfica que las componen, dado que puede ser útil para trabajos hidrológicos posteriores.

El orden de los cauces para las cuencas de la Quebrada Arenal de san Martín y del Río Guluchapa se ha desarrollado con la metodología de Strahler (1957), que permite conocer con mejor detalle el comportamiento de la red hídrica y su grado de bifurcación (Cardona, 2016). Tal como se muestra en la Figura 25, el orden máximo que corresponde al cauce principal es de 5 para la Quebrada Arenal San Martín y de 6 para el cauce del río Guluchapa.

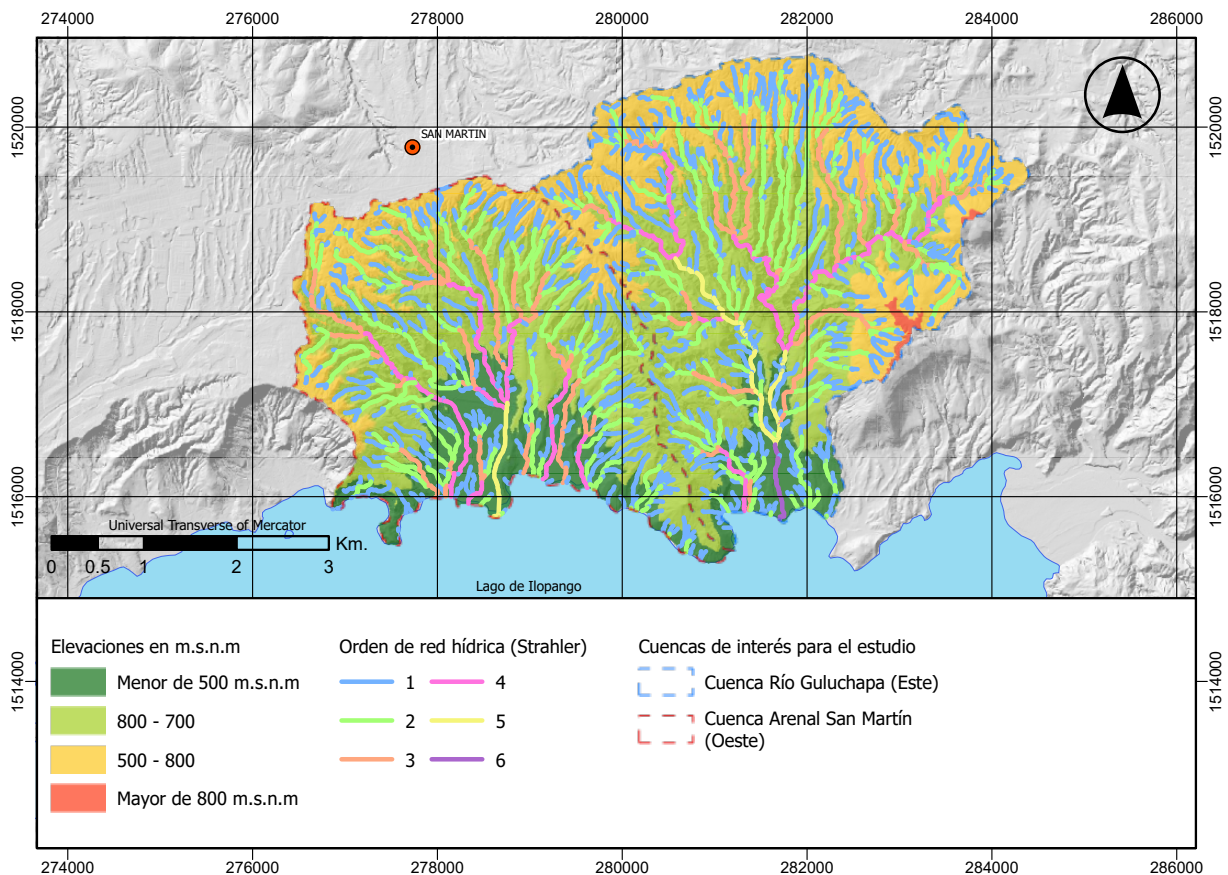


Figura 25 Distribución y orden de cauces de la Cuenca Río Guluchapa (este) y Cuenca Arenal San Martín (oeste) (Strahler, 1957)

Las longitudes calculadas para cada uno de los órdenes establecidos son importantes para poder establecer en base a la densidad de drenajes si las cuencas cuentan con un buen drenaje según lo mencionado por Cardona (2016). En el Cuadro 8 se detalla la longitud de toda la red, así como también la longitud por orden.

Orden	Longitud de cauces de la Qda. Arenal San Martín en metros	Longitud de cauces de la Río Guluchapa en metros
1	64355.47	46897.9
2	43604.80	32768.25
3	14849.52	12795.98
4	9098.82	8457.15
5	3887.11	1350.58
6	963.07	-
<b>Total</b>	<b>136758.79</b>	<b>102269.86</b>

*Cuadro 8 Longitud de cauces del área de estudio y su orden según Strahler, (1957)*

Con los datos proporcionados se calculó una densidad de drenaje de 8.77 km/km<sup>2</sup> para la cuenca de Quebrada Arenal San Martín y de 9.6 km/km<sup>2</sup> para la cuenca del Río Guluchapa.

Por lo tanto, dada la presencia de materiales volcánicos no consolidados confirmado por Suñe-Puchol et.al. (2019), es posible decir que estos depósitos facilitan el desarrollo de una red densa de canales o drenajes que sugieren procesos erosivos severos pendiente abajo.

### 2.2.5 Usos de Suelo y Cobertura

El uso de suelos de la Cuenca del Río Guluchapa y la Cuenca del Arenal San Martín se compone en su mayoría de las clases descritas a continuación (Figura 26) (Dirección del Instituto Geográfico y del Catastro Nacional, 2006):

#### a. Café.

El cultivo de café cuenta con gran presencia en la zona de estudio, generalmente este uso de suelo está asociado a especies arbóreas de mayor tamaño a diferencia del arbusto de café; generalmente la práctica de sembrar especies arbóreas de gran tamaño en asociación con café se realiza para mejorar la sombra al cultivo.



b. Cultivos anuales asociados con cultivos permanentes

Dentro de esta categoría se encuentran los usos de suelos formados por mosaicos de cultivos clasificados como anuales, es decir aquellos cultivos cuya producción se localiza en una época específica del año, generalmente la época lluviosa. Por otra parte, también forman parte de esta categoría de uso aquellos cultivos que se catalogan como permanentes, dentro de estos se encuentran plantas que son cultivadas una vez y cuya duración es extensa en el tiempo ya que no requieren ser replantados cada temporada. Algunos ejemplos de cultivos anuales son los granos básicos como el frijol, hortalizas y algunos cereales, mientras que dentro del grupo de los cultivos permanentes se pueden incluir algunas especies frutales, café, entre otras (Humboldt, 2021).

c. Granos básicos

Cultivos anuales herbáceos con superficies homogéneas destinadas al consumo humano local como frijoles, maíz, sorgo, entre otros. Son cultivos de gran importancia a nivel Centro Americano (Dirección del Instituto Geografico y del Catastro Nacional, 2006).

d. Instalaciones Deportivas y Recreativas

Dentro de esta categoría se incluyen instalaciones deportivas o recreativas destinadas a la diversión, incluye también otro tipo de instalaciones que no estén incluidas en las categorías de tejido urbano (Dirección del Instituto Geografico y del Catastro Nacional, 2006).

e. Mosaico de Cultivos y Pastos

Dentro de esta categoría se incluye la yuxtaposición de pequeñas parcelas de cultivos anuales, cultivos permanentes incluyendo pastos (Dirección del Instituto Geografico y del Catastro Nacional, 2006).

f. Tejido urbano continuo

Se compone de todo uso urbano con un tejido consolidado incluyendo red vial, edificios, superficies recubiertas artificialmente (Dirección del Instituto Geografico y del Catastro Nacional, 2006).

g. Tejido urbano discontinuo

A diferencia de la clase anterior, el tejido urbano discontinuo se presenta fraccionado en el espacio, también presenta zonas no impermeabilizadas como jardines, zonas verdes, plantaciones, etc.

A continuación, se presenta en el Cuadro 9 el resumen de áreas descritas para las cuencas objeto de estudio.

Uso de suelo	Área en Km <sup>2</sup>	Porcentaje
Café	4.88	18.24
Cultivos anuales asociados con cultivos permanentes	7.08	26.46
Granos básicos	9.82	36.70
Instalaciones Deportivas y Recreativas	0.73	2.73
Mosaico de Cultivos y Pastos	3.5	13.08
Tejido Urbano Continuo	0.33	1.23
Tejido Urbano Discontinuo	0.42	1.57
<b>Total</b>	<b>26.76</b>	<b>100</b>

Cuadro 9 Distribución de usos de suelo en el área de estudio

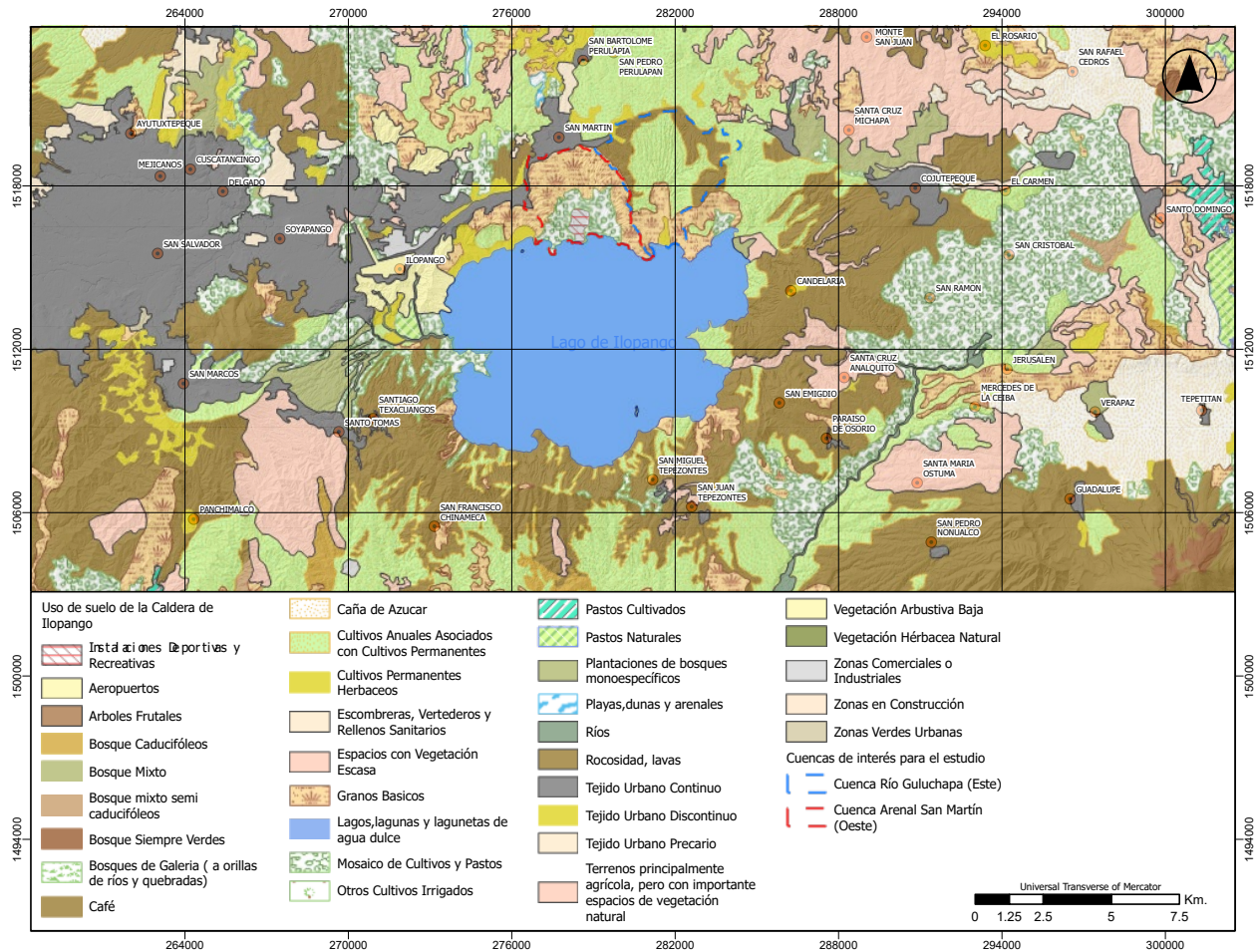


Figura 26 Uso de suelo de la cuenca del Lago de Ilopango

### 3. VARIABLES PREDICTORAS E INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA

#### 3.1 PREPARACIÓN MATERIALES

##### 3.1.1 Imágenes satelitales

Para realizar el análisis en el área de estudio, se recopilieron las imágenes satelitales para las subcuencas de la Quebrada Arenal de San Martín y del Río Guluchapa dentro de la caldera de Ilopango. Las imágenes usadas son mosaicos creados por la plataforma Google Earth Pro (Figura 27) teniendo como fuente los datos de Maxar Technologies las cuales cuentan con una resolución de 0.51 m como se muestra en el Cuadro 10.

Fuente	Colectada	Área de nubes	Área de Nadir	ID de imagen	Nubes de imágenes	Imagen de Nadir	Bandas	GSD Max.	Elevación del Sol	Acimut obj. máx.
WV03	2020/06/20	0.0%	14.1%	104001005D256600	1.0%	14.2°	8	0.33m	68.3°	306.6°
GEO1	2020/06/19	11.8%	27.6%	105001001E054D00	19.0%	27.7°	4	0.51m	65.3°	306.6°

*Cuadro 10 Imágenes Maxar implementadas en la identificación de movimientos en masa del área de estudio Maxar (2020)*



*Figura 27 imágenes Google Earth, 1) 29/1/2020, 2) 29/06/2020*

#### 3.2 SOFTWARE

El software utilizado en el procesado de la información fue SAGA GIS, versión 7.8.2 (Conrad et al., 2015), ya que contiene todo lo necesario para realizar procesos complejos de cálculo a nivel espacial, es un Sistema de Información Geográfica especializado en el análisis geocientífico aplicado a geomorfología. Por otro lado, para desarrollar la cartografía de impresión se utilizó ArcGIS Pro desarrollado por la empresa ESRI (Environmental Systems Research Institute, 2012) por sus siglas en inglés, también

especializado para el análisis geoespacial, la licencia implementada es académica provista por la Universidad de El Salvador.

Para el desarrollo y aplicación del modelo de predicción, se utilizó R-Studio como entorno de desarrollo del lenguaje de programación “R”, el cual contiene un enfoque estadístico utilizado ampliamente en investigación científica (R Core, 1997).

### **3.3 PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS DERIVADOS DEL MDE**

Los parámetros son generados a partir de un proceso automatizado del software SAGA GIS, el cual extrae variables cuantitativas a partir de un Modelo de Elevación Digital o *Digital Elevation Model* (DEM) por sus siglas en inglés. Este DEM fue obtenido a partir de la vectorización de curvas de nivel con un intervalo de 10 metros de elevación de curva a curva procedentes de los cuadrantes topográficos a una escala 1:25.000, resultando en una capa tipo raster con una resolución espacial de 10 m por píxel. Este insumo ha servido de base para elaborar la cartografía temática de las variables predictoras tales como pendiente, aspecto, curvatura en planta, curvatura en perfil, índice de humedad topográfica, índice de posición topográfica y clasificación de formas del relieve.

#### **Elevación**

El modelo digital de elevación en cada uno de sus píxeles tiene la media de la elevación en los cuadrantes de 100m<sup>2</sup>. Para corregir posibles incongruencias en este, es necesario pasar el raster por el proceso automatizado de relleno o “*fill sinks*” del software SAGA GIS. Esta operación sirve para corregir áreas con depresiones presentadas en el raster “*sinks*” debido a errores en la fase de elaboración del DEM. Para aplicar esta corrección se ha utilizado el algoritmo propuesto por Wang & Liu (2006).

Las cuencas de la quebrada Arenal San Martín y del río Guluchapa se encuentran a una altura promedio de 625 msnm (Figura 29). Su altura máxima alcanza los 820 msnm y la mínima 450 msnm, siendo las alturas entre 675m y 700m las más frecuentes (Figura 28).

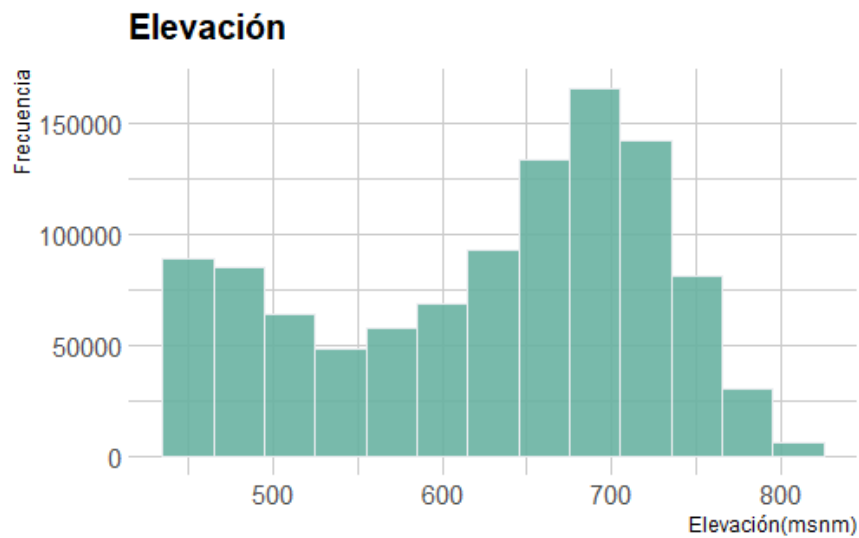


Figura 28. Histograma de frecuencia de la elevación en las dos cuencas de estudio.

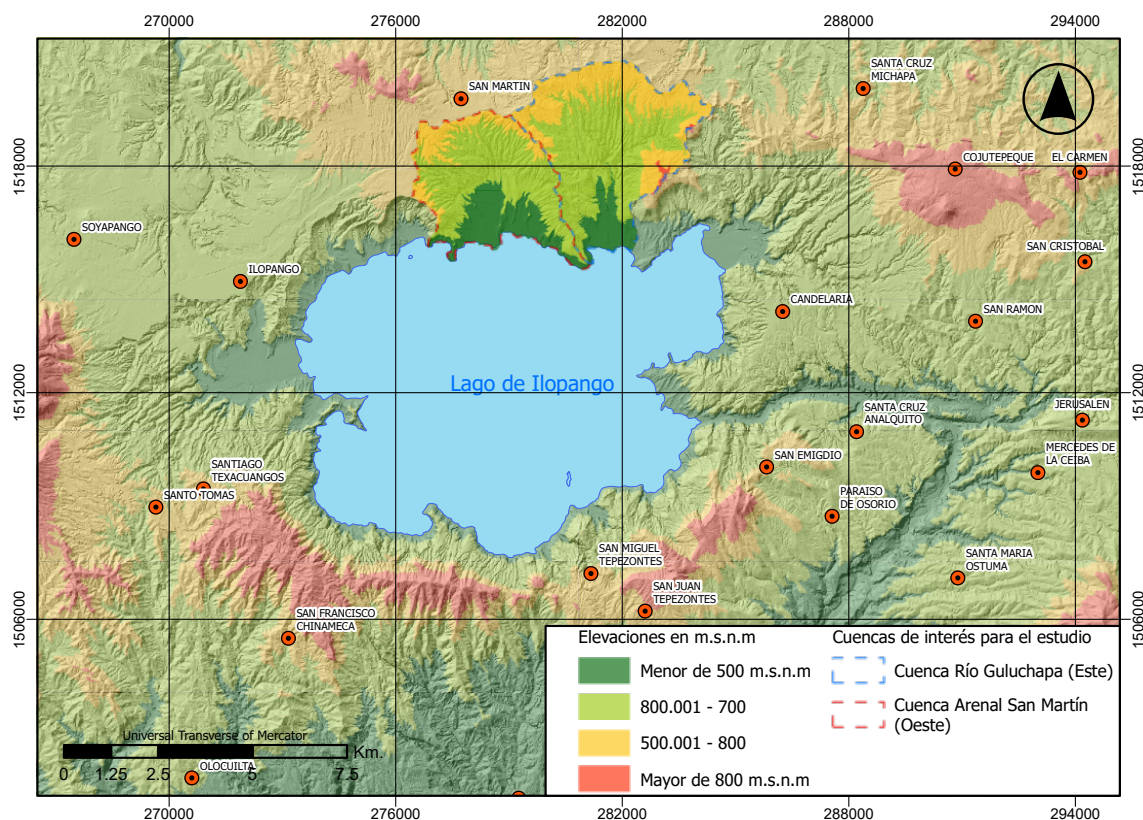


Figura 29 Elevaciones del área de estudio y sus contornos en base a cuadrantes topográficos 1:25,000 MARN (2004).

## Pendiente

Es la tasa máxima de cambio de los valores de elevación, que indica el ángulo entre el plano horizontal y tangencial a la superficie (Figura 31). Esta es calculada en el software SAGA GIS, por la siguiente ecuación: (Zevenbergen & Thorne, 1987).

$$\text{SLOPE} = \arctan(|p, q|)$$
$$p = \frac{\partial z}{\partial x} \quad q = \frac{\partial z}{\partial y}$$
(4)

En el área de estudio las pendientes varían 0 a 80 grados, con una media de 26.7 grados (Figura 30).

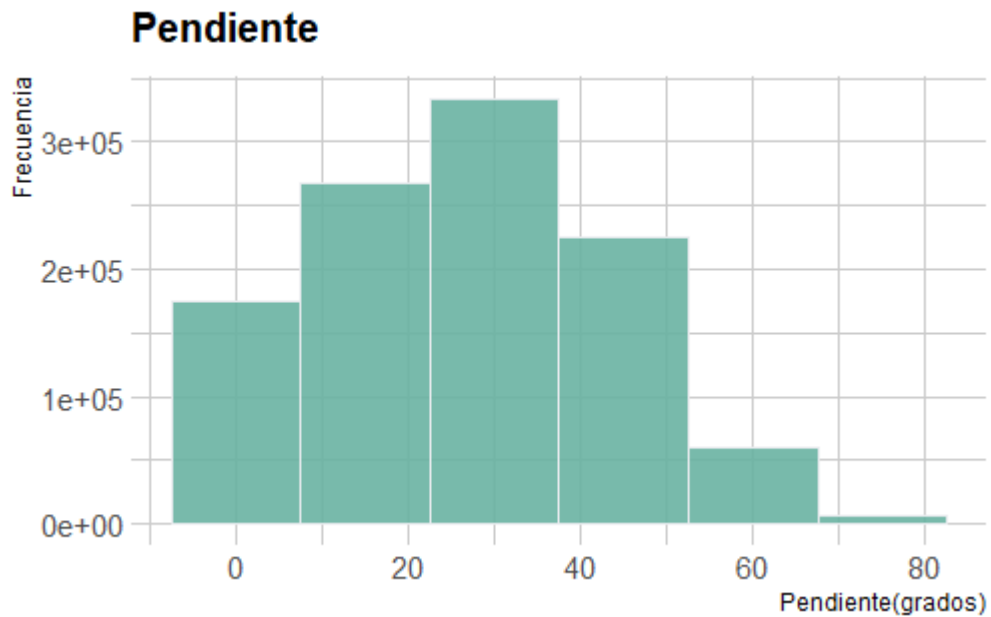


Figura 30 Histograma de frecuencia de la pendiente en grados en el área de estudio.

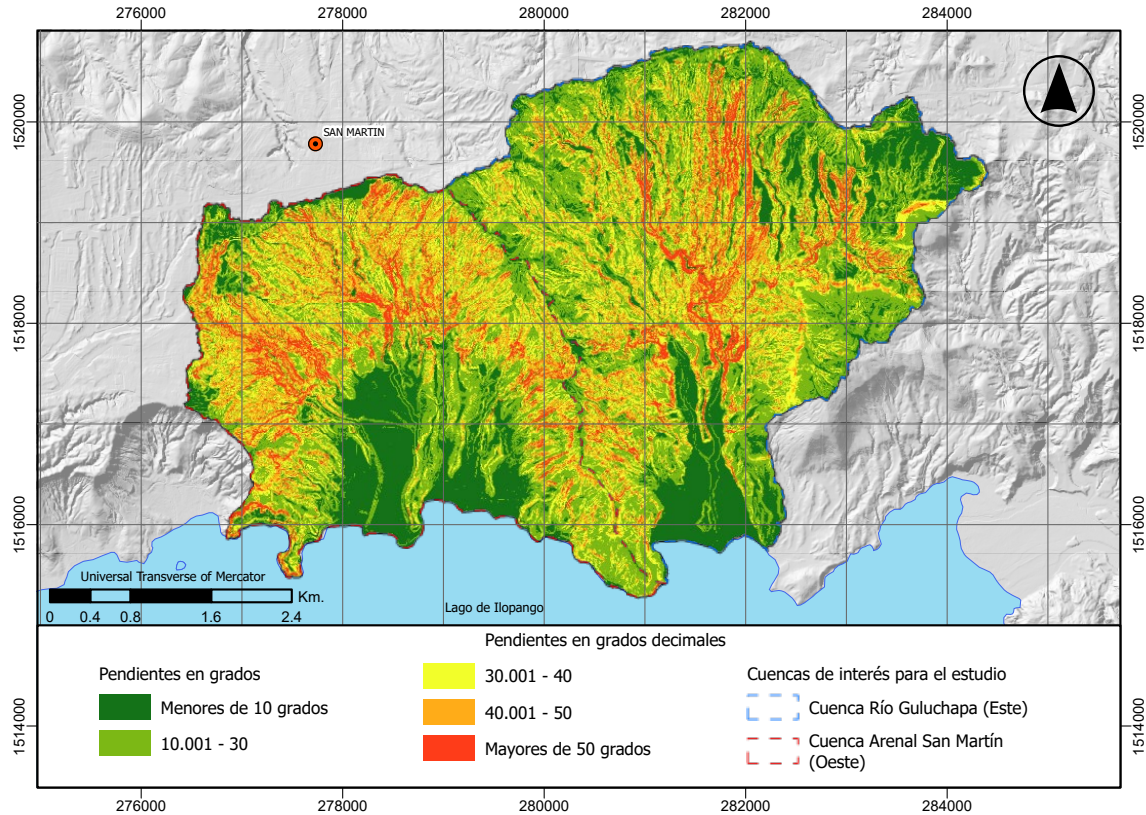


Figura 31 Mapa de pendientes de la Cuenca del Río Guluchapa (este) y la Cuenca Arenal San Martín (oeste)

### Aspecto (Orientación)

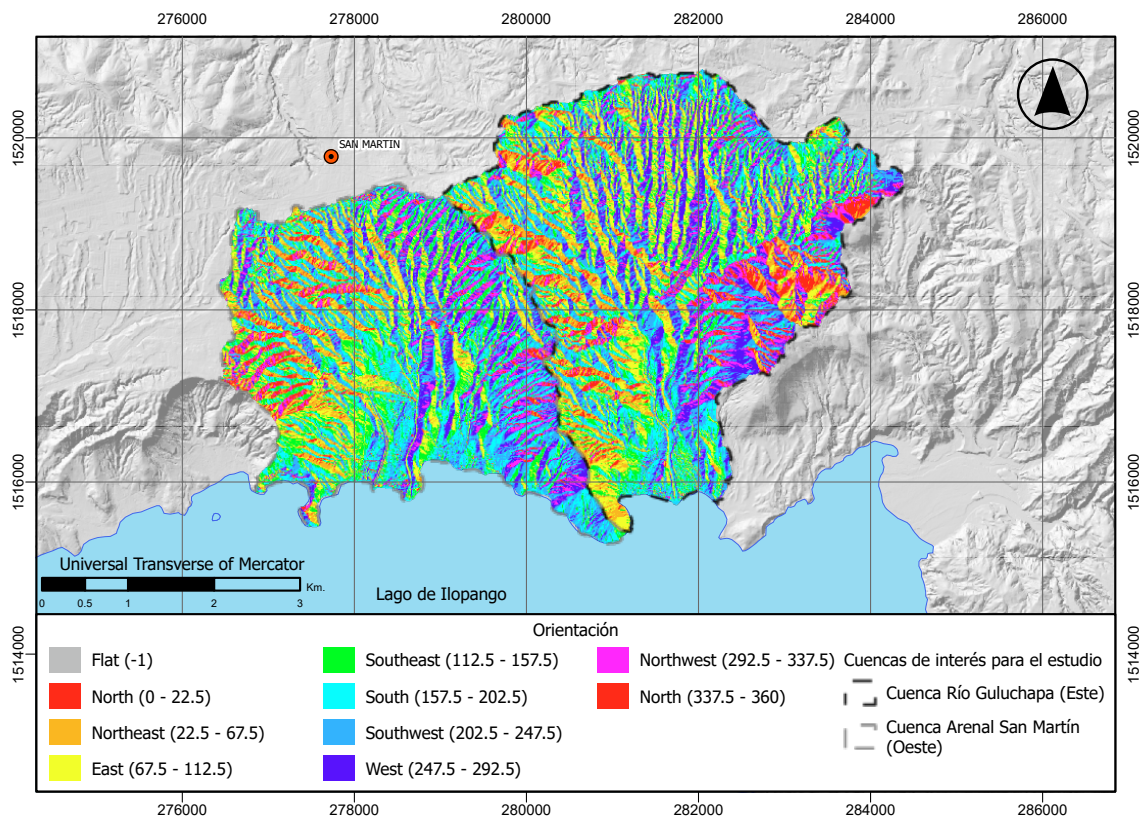
La orientación o aspecto muestra la dirección de la pendiente cuesta abajo y se calcula en grados desde cero (norte) hasta 360 retornando al valor cero en el sentido horario formando un círculo completo; las áreas planas que no poseen una dirección de pendiente son clasificadas con el valor -1 (Figura 32) (Hengl, Tomislav., & Reuter, 2008). Esta variable ha sido usada para análisis de los procesos erosivos, ya que permite determinar si existe una implicación de la insolación sobre la superficie Cama et al., (2015). En el software SAGA GIS es calculado a través de la siguiente ecuación (Zevenbergen & Thorne, 1987):

$$\text{ASPECT} = 180 - \arctan\left(\frac{q}{p}\right) + 90 * \frac{p}{|p|} \quad (5)$$

En el área de estudio la mayoría de las laderas que acompañan los cauces presentan una orientación preferencial este y oeste (Cuadro 11).

Orientación	Ángulo en grados	Área en km <sup>2</sup>	Porcentaje
Flat	0	0	0.00
North	0- 22.5	0.92	3.46
Northeast	22.5 – 67.5	2.54	9.55
East	67.5 – 112.5	<b>4.03</b>	15.16
Southeast	112.5 – 157.5	<b>4.02</b>	15.12
South	157.5 – 202.5	<b>4.20</b>	15.80
Southwest	202.5 – 247.5	<b>4.28</b>	16.10
West	247.5 – 292.5	<b>3.83</b>	14.40
Northwest	292.5 – 337.5	2.01	7.56
North	337.5 - 360	0.76	2.86

*Cuadro 11 Orientación de pendiente y código asignado para análisis*



*Figura 32 Distribución de la orientación de las laderas en la zona de estudio*



Para simplificar el análisis, la orientación esta es dividida en dos clases, northness (NORTH) y eastness (EAST) (Figura 33). Estas se obtienen del cálculo de la función seno y coseno de la orientación en grados, donde el northness se obtiene del coseno de la orientación y el eastness del seno. Los valores varían entre 1 y -1, en northness (Figura 34) los valores cercanos a 1 están indicando orientación norte y los valores cercanos a -1 indican el sur. Similarmente con la variable eastness los valores cercanos a 1 indican orientaciones al oriente y los valores de -1 indican orientaciones hacia el occidente (Figura 35).

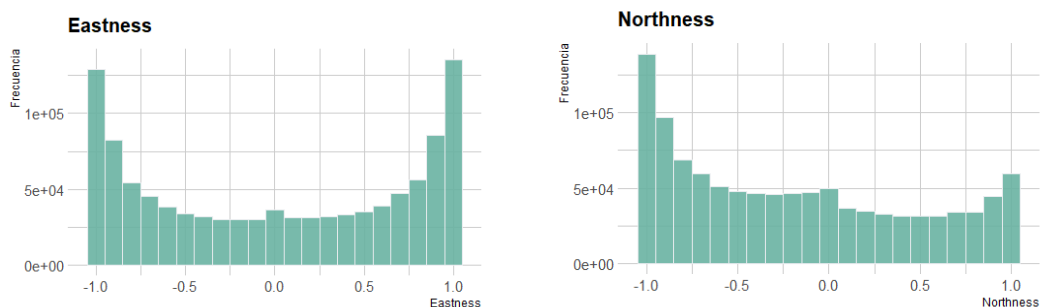


Figura 33 Histograma de frecuencia de la orientación del terreno (a) Eastness y (b) Northness.

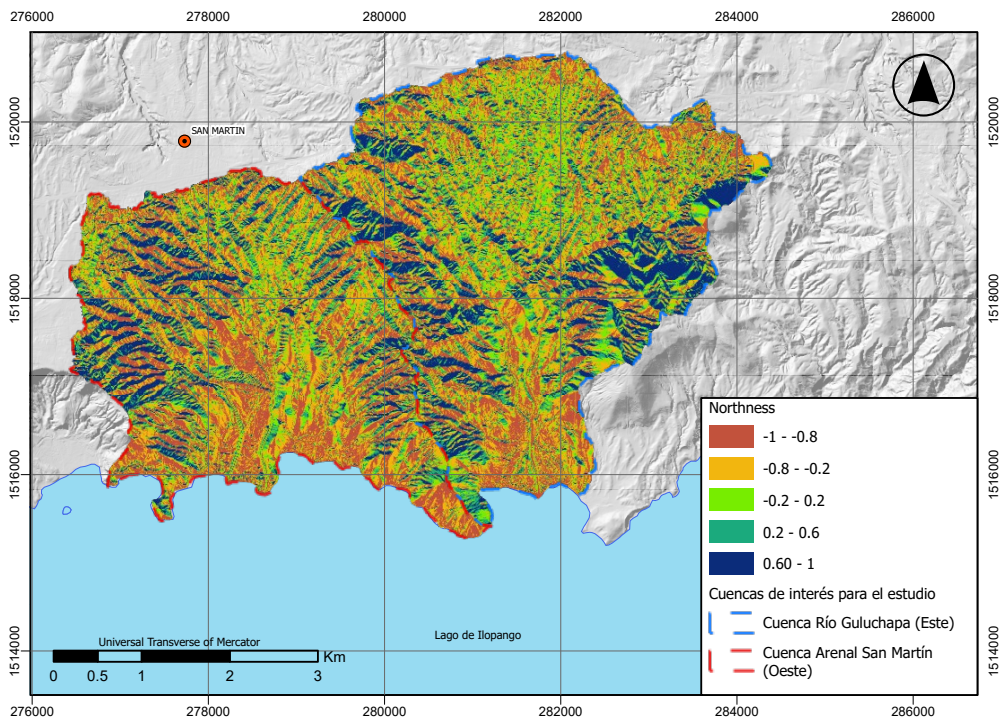


Figura 34 Variación de la función Northness de la zona de estudio

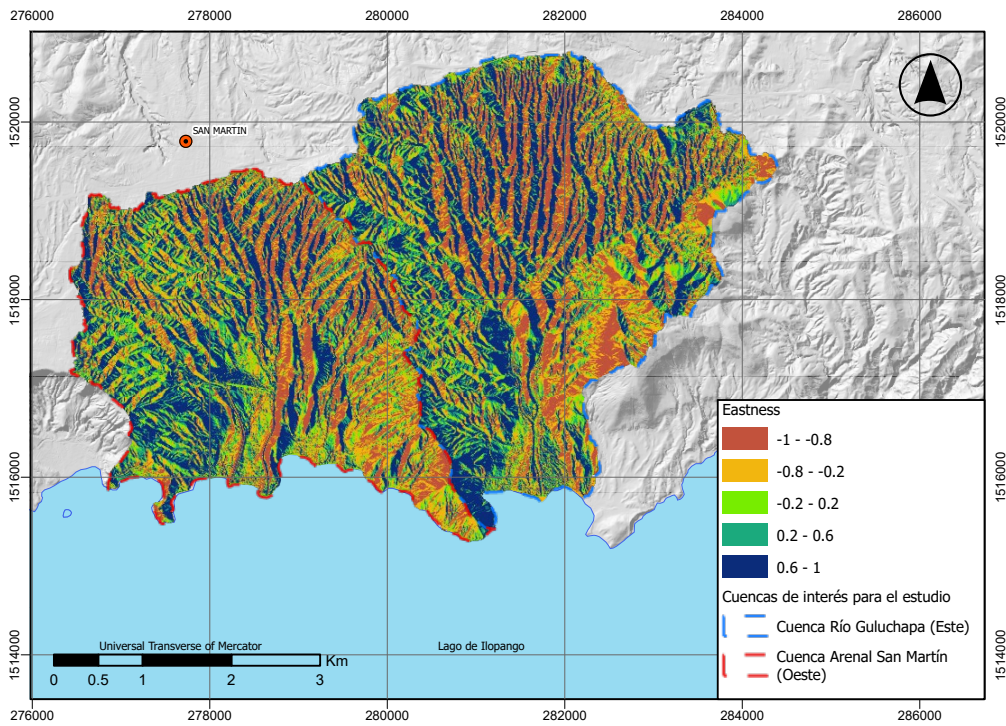


Figura 35 Variación de la función Eastness de la zona de estudio

## Curvatura en planta

Es la segunda derivada parcial de la elevación con respecto a la dirección de la pendiente. Determina si las líneas de flujo en una sección normal a la superficie pueden converger o divergir, si la curvatura en planta es cóncava o convexa (Dikau, 1988). Internacionalmente se conoce como *Plane Curvature*. Esta es calculada de la siguiente manera (Figura 36):

$$r = \frac{\partial^2 z}{\partial x^2}, s = \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y}, t = \frac{\partial^2 z}{\partial y^2}$$

$$PLANC = - \frac{q^2 \cdot r - 2p \cdot q \cdot s + p^2 \cdot t}{\sqrt{(1 + p^2 + q^2)^3}} \quad (6)$$

En el área los valores negativos están asociados a zonas donde el flujo es convergente y los valores positivos a zonas donde el flujo es divergente.

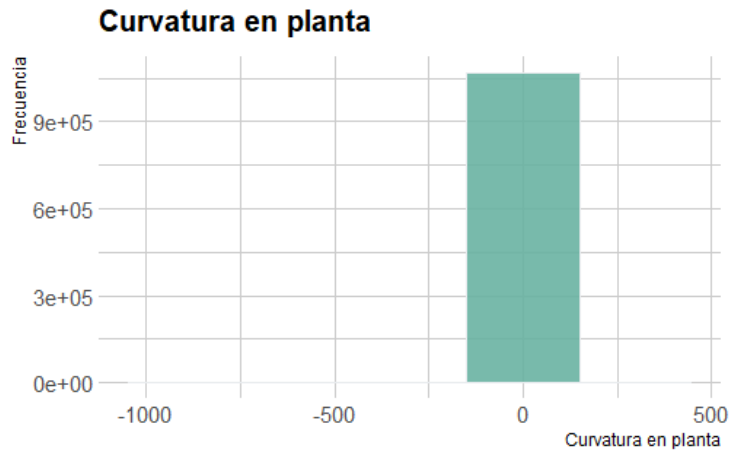


Figura 36 Histograma de frecuencia de la curvatura en planta en el área de estudio.

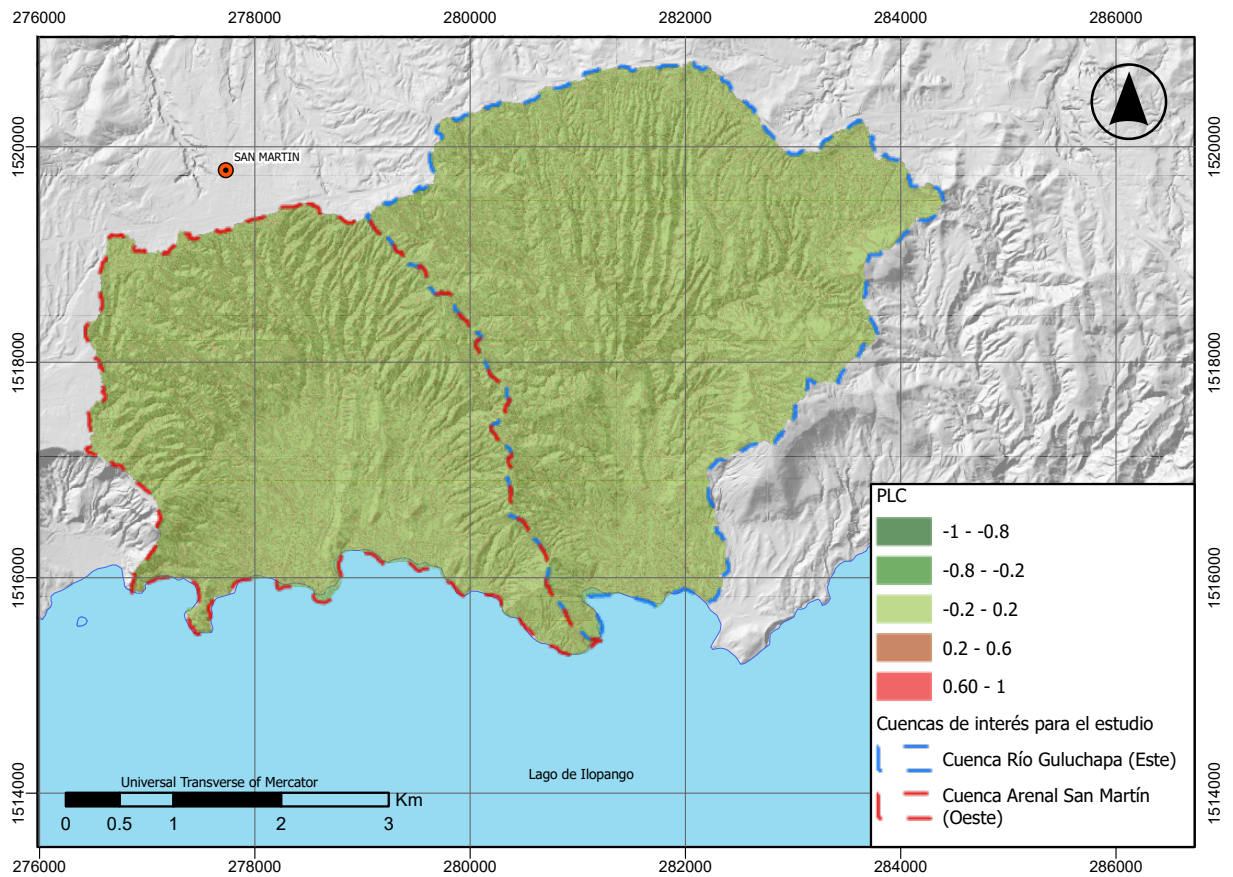


Figura 37 Curvatura de planta

## Curvatura de perfil

Es la segunda derivada parcial de la elevación con respecto a la dirección de la pendiente. La curvatura de perfil (o vertical) se puede utilizar para distinguir localmente formas convexas y cóncavas, que permiten indicar la relativa desaceleración o aceleración del flujo (Shary, 1995). Internacionalmente se conoce como *Profile Curvature*. Esta se obtiene a través de la siguiente ecuación:

$$\text{PROFC} = -\frac{p^2 \cdot r + 2 \cdot p \cdot q \cdot r \cdot s + q^2 \cdot t}{(p^2 + q^2) \cdot \sqrt{(1 + p^2 + q^2)^3}} \quad (7)$$

En el área de estudio los valores positivos están asociados con áreas que permiten acelerar el flujo ya que son localmente cóncavas, mientras que los valores negativos representan áreas donde hay desaceleración del flujo al ser convexas (Figura 38).

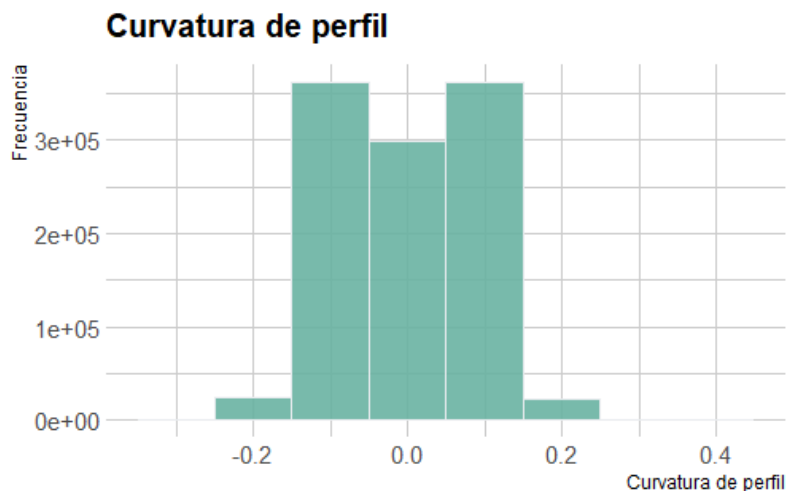


Figura 38 Histograma de frecuencia de la curvatura en perfil en el área de estudio

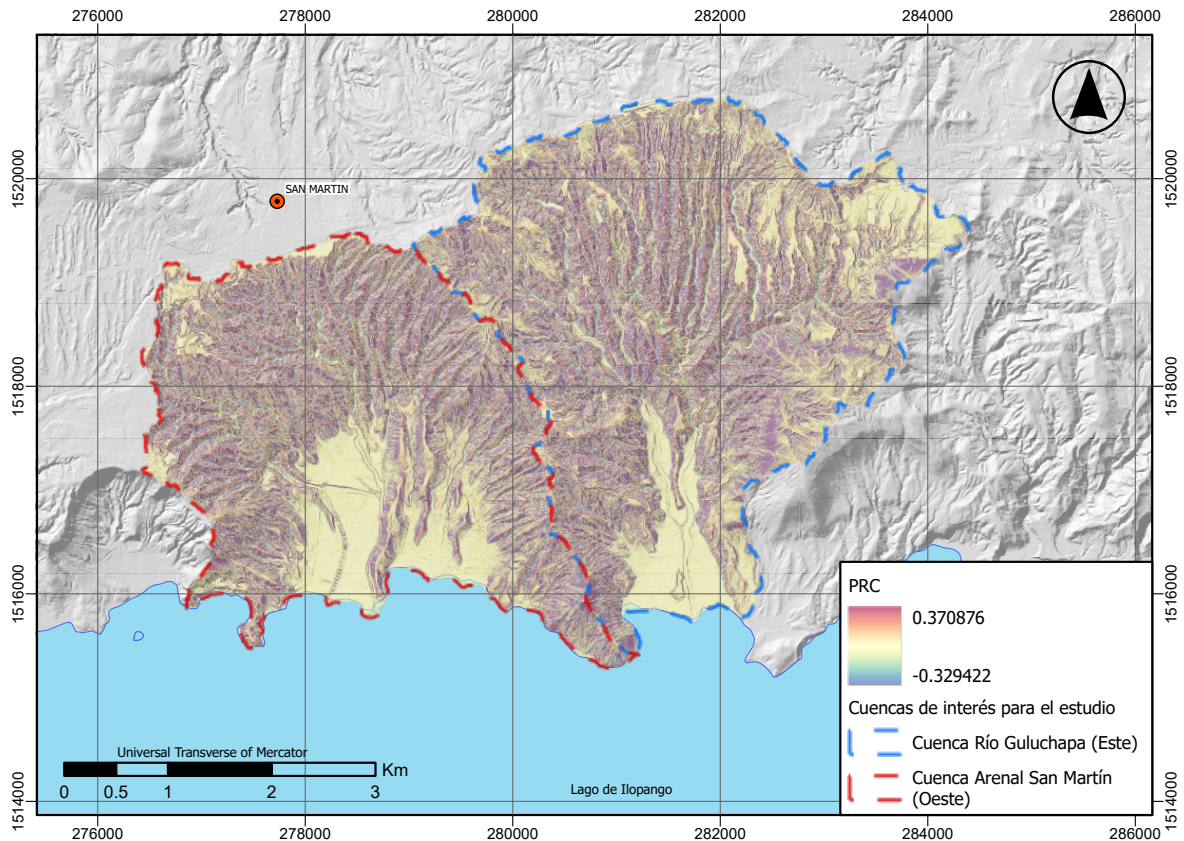


Figura 39 Curvatura de perfil

## Índice de humedad topográfica

Indica la tendencia de una celda a acumular agua (Quinn et al., 1995). Este es definido como:

$$\ln \left( \frac{A_s}{\tan \beta} \right)$$

(8)

En donde “ $A_s$ ” es el área de contribución y “ $\beta$ ” es el ángulo de pendiente local (Quinn et al., 1995).

El índice es importante ya que permite expresar un potencial de saturación de suelos (Costanzo et al., 2012), lo cual se relaciona como factor predisponente para la ocurrencia de deslizamientos (Cho & Lee, 2001). En el software de SAGA GIS se conoce como *Topographic Wetness Index (TWI)* (Figura 40).

En el área de estudio los valores más altos se relacionan a la desembocadura de los cauces, dado que en estas áreas se da la mayor acumulación del flujo (Figura 39).

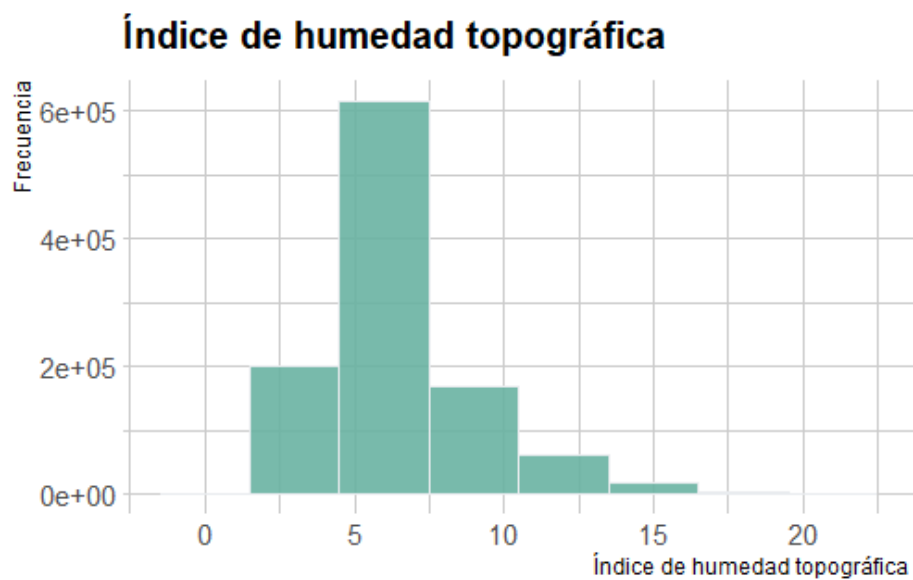


Figura 39 Histograma de frecuencias del índice de humedad topográfica en el área de estudio.

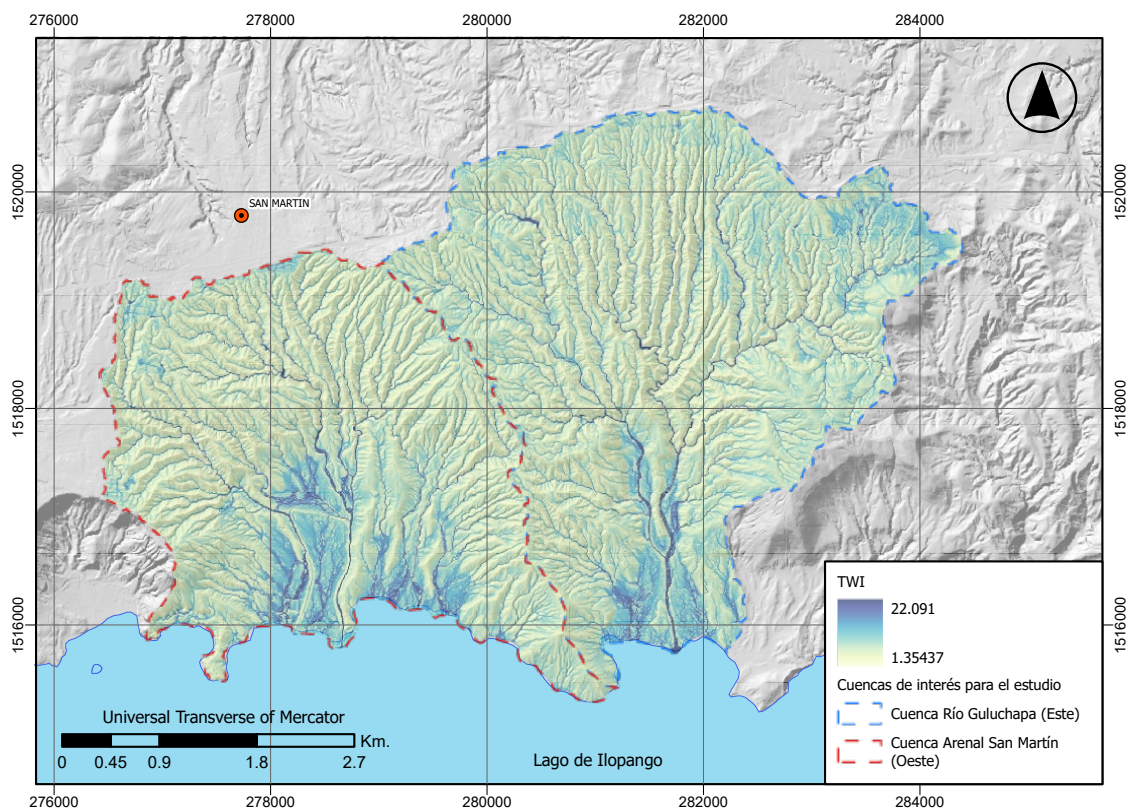


Figura 40 Índice de humedad topográfico

## Índice de posición topográfica

El Índice de Posición Topográfica compara los valores de elevación de las celdas provenientes de un DEM con los valores de elevación media de las celdas aledañas, los valores positivos, representan celdas con un promedio más alto que las celdas aledañas, estas son las denominadas crestas, mientras que los sitios con presencia de valles están representados por los valores negativos, estos valores son menores que su colindantes. Los valores cercanos a cero son zonas aplanadas o zonas con una pendiente constante Weiss, (2001) (Figura 41). En el software de SAGA GIS se conoce como Topographic Position Index (*TPI*). Aunque no se utilizó directamente como variable predictora, se describe por su importancia como insumo intermedio para el cálculo de otras variables.

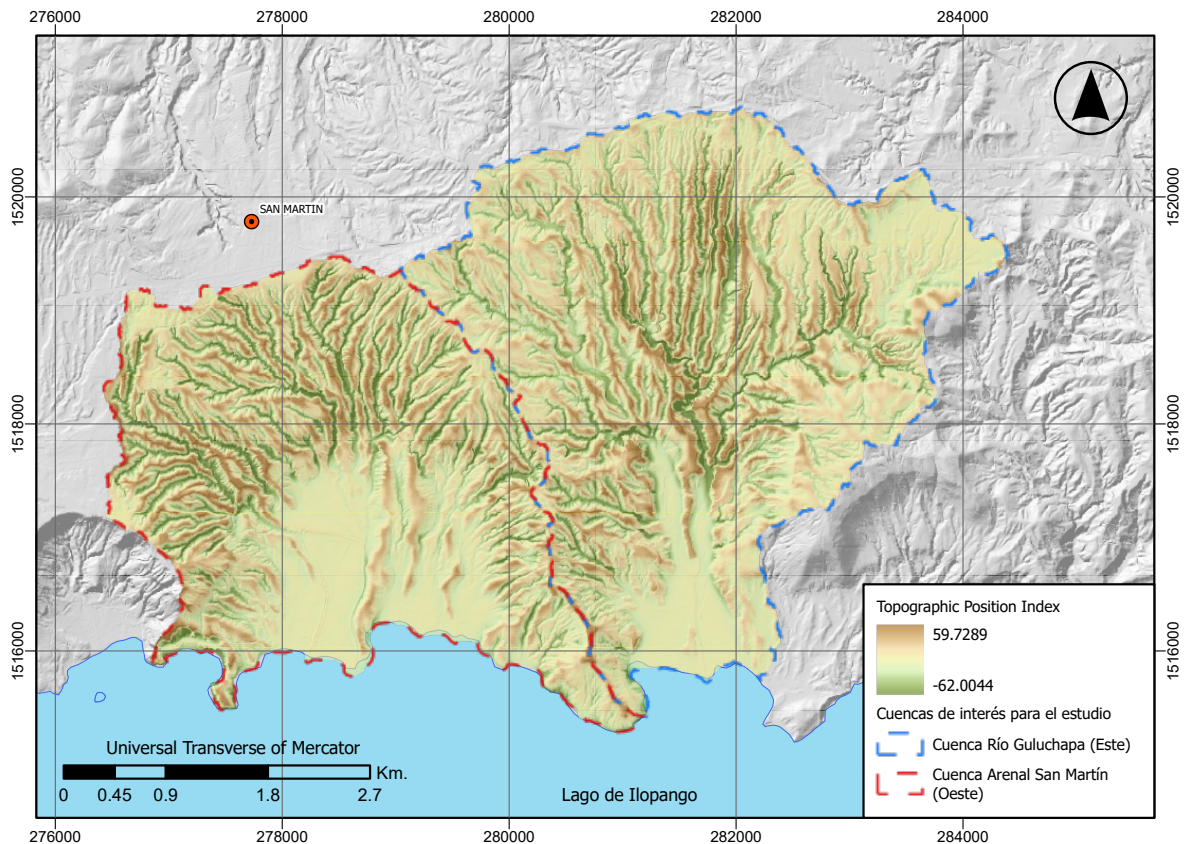


Figura 41 Índice topográfico de posición

## Clasificación de formas del terreno

La clasificación de formas del terreno permite una distinción de las geoformas que se derivan de la energía del relieve, y distingue las áreas en una ladera. Es así como, a partir de los datos de altura, se calculan las métricas de posiciones relativas del terreno respecto a la topografía circundante a distintas escalas, para lo cual se utiliza el parámetro TPI ya calculado (Wilson, J. P., & Gallant, 2000). En el software de SAGA GIS se conoce como *Based Landforms Classification* (Figura 43).

En el área de estudio se obtuvieron 10 clases distintas de formas del terreno, y se calculó el área de extensión con su porcentaje como se muestran en el Cuadro 12 (Wilson, J. P., & Gallant, 2000).

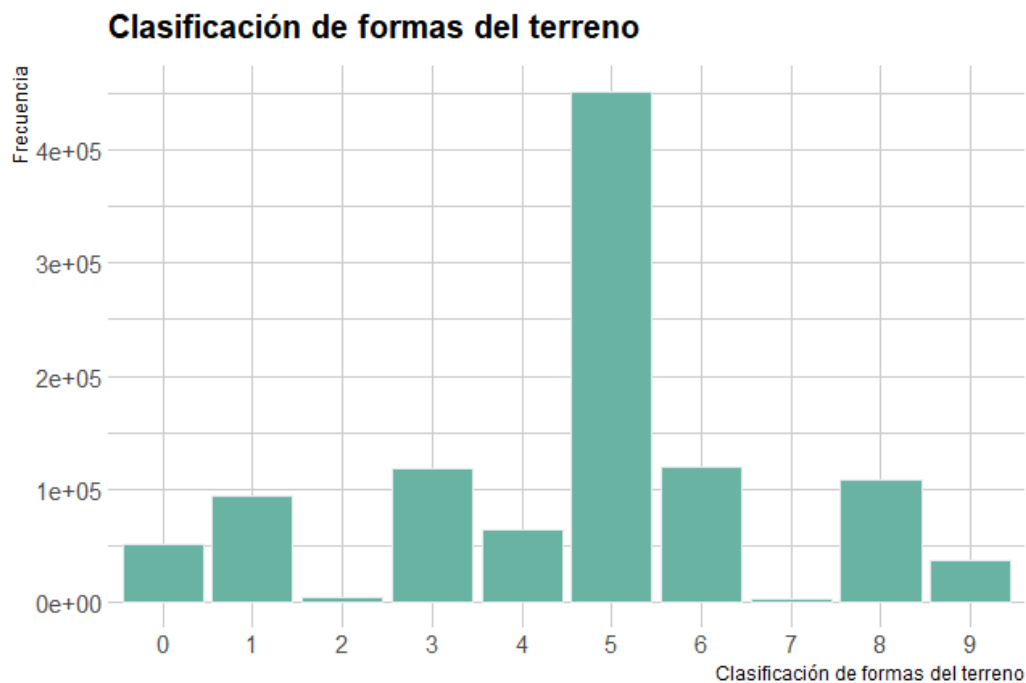


Figura 42 Histograma de frecuencias de las formas del terreno en el área. Las 10 clases se describen en el cuadro 12.



Landform	Clase	Área en km <sup>2</sup>	Porcentaje
Drenajes ( <i>Streams</i> )	0	1.33	4.97
Drenajes de mitad de ladera ( <i>Midslope drainages</i> )	1	2.36	8.81
Drenajes de cabecera ( <i>Upland drainages</i> )	2	0.08	0.32
Valles ( <i>Valleys</i> )	3	3.05	11.41
Planicies ( <i>Plains</i> )	4	1.64	6.12
Laderas abiertas ( <i>Open slopes</i> )	5	11.56	43.19
Parte superior de ladera ( <i>Upper slopes</i> )	6	3.01	11.25
Crestas locales ( <i>Local ridges</i> )	7	0.05	0.19
Crestas de mitad de ladera ( <i>Midslope ridges</i> )	8	2.73	10.21
Crestas o divisorias ( <i>High ridges</i> )	9	0.94	3.53
Total general		26.75	100.00

Cuadro 12 Clasificación de formas del terreno

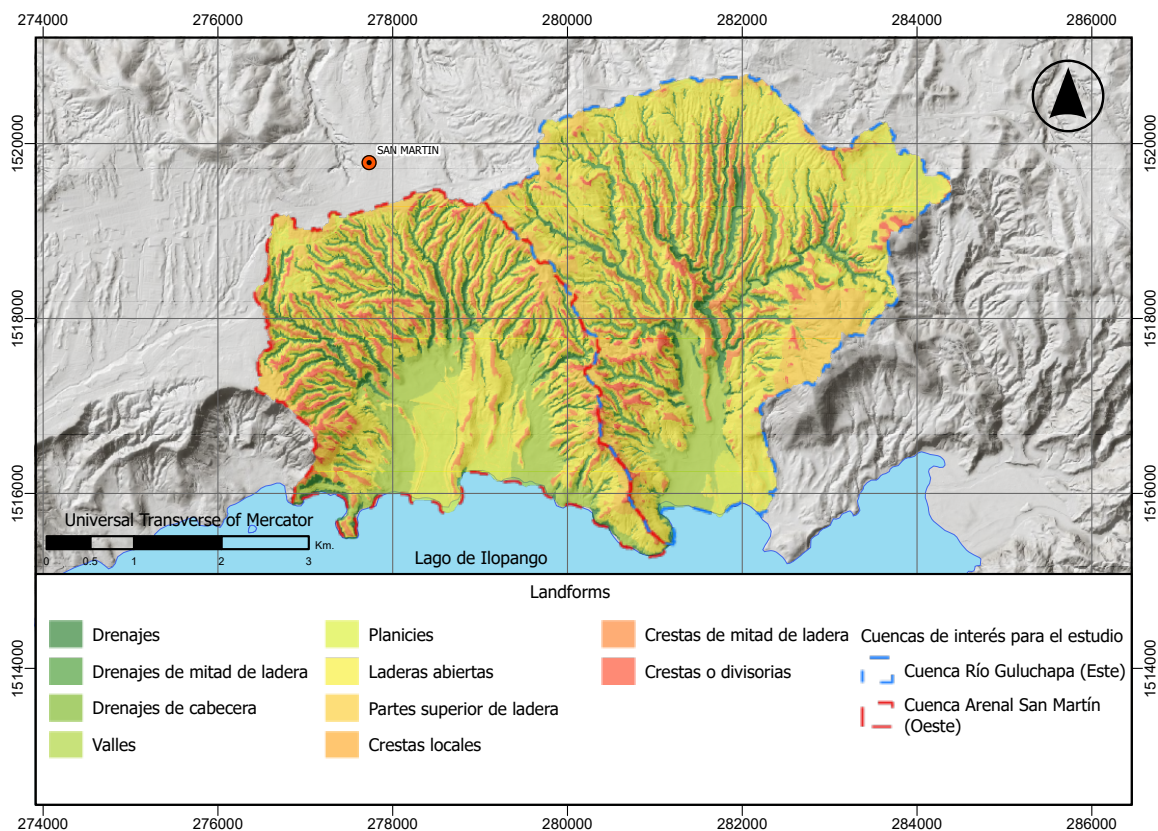


Figura 43 Formas del terreno basadas en índice de posición topográfica

### 3.4 PARÁMETROS DE MAPAS TEMÁTICOS

Otras variables que no son extraídas del modelo digital de elevación y que pueden ser determinantes para la formación de deslizamientos son la litología y el uso de suelos (Rotigliano et al., 2019), que se describen a continuación.

#### Litología

Del mapa geológico general de la República de El Salvador a escala 1:500.000 (Weber et al., 1974), se extrajo la información litológica del área sobre la que se encuentran las cuencas de la quebrada Arenal San Martín y cuenca del Río Guluchapa (Figura 38). En el área afloran las formaciones Bálsamo, Cuscatlán y San Salvador, además de depósitos aluviales. La litología prevalente del área son los depósitos de la TBJ que se localizan en la parte alta y media de las cuencas (Figura 45).

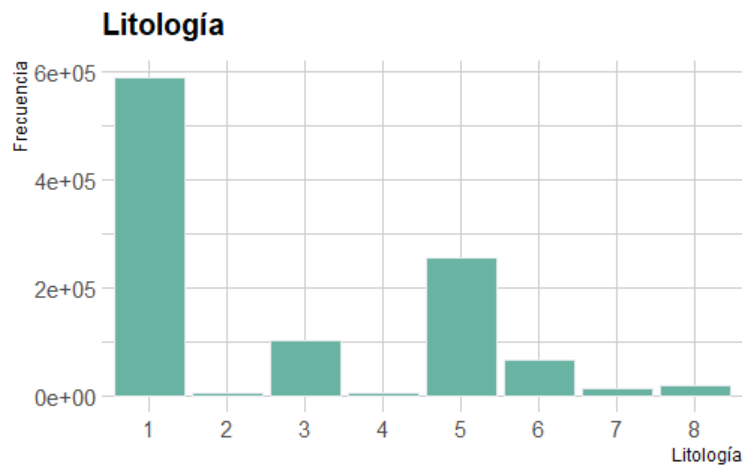


Figura 44 Histograma de frecuencias de la litología en el área. (1) Fm. Bálsamo, Efusivas básicas-intermedias, (2) Fm. Cuscatlán, Efusivas ácidas e intermedias ácidas (ocurrencias aisladas en parte eventualmente = ch2). (3) Fm. Cuscatlán, Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas (4) Fm. San Salvador, Tierra blanca: piroclastitas ácidas y apiclastitas volcánicas subordinadas; localmente efusivas ácidas (s3'b). (5) Fm. San Salvador, Conos de acumulación (escorias, tobas de lapilli, cinder). (6) Fm. San Salvador, Depósitos sedimentarios del Cuaternario, Cono de deyección. (7) San Salvador, Depósitos sedimentarios del Cuaternario, Depósitos acuáticos con intercalaciones de piroclastitas. (8) Fm. San Salvador, Efusivas ácidas.

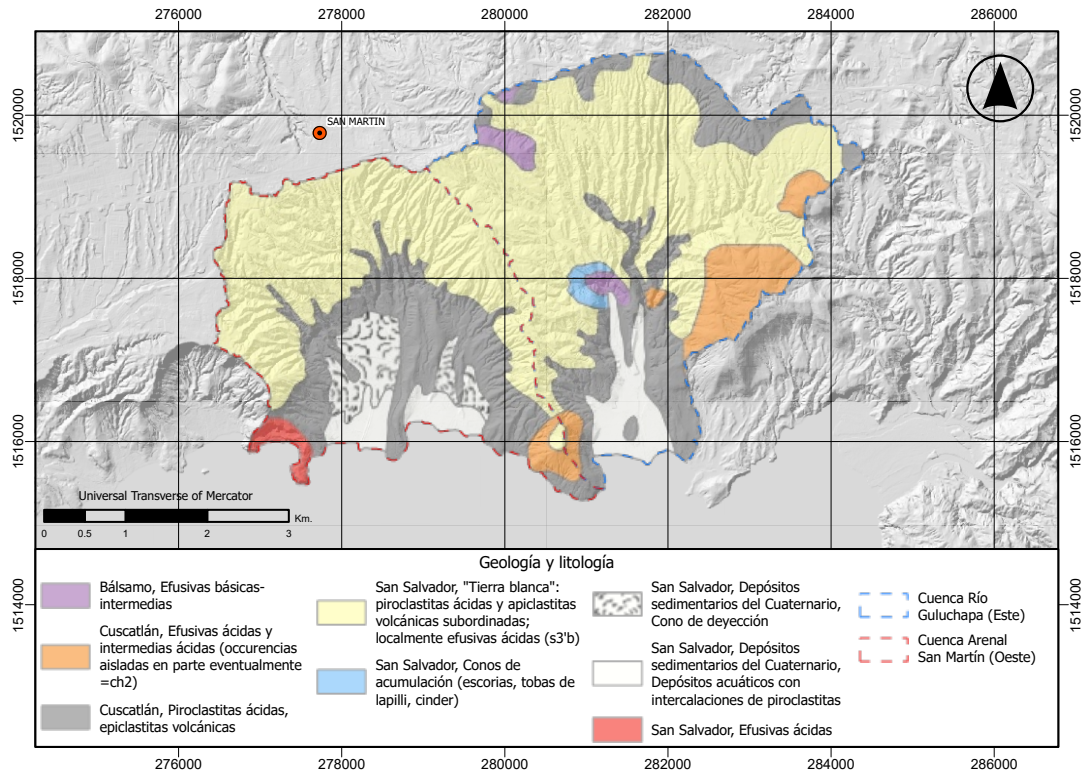


Figura 45 Geología y litología de cuenca El Arenal San Martín (Oeste) y cuenca Río Guluchapa (Este)

## Uso del suelo

El uso de suelos de la zona de estudio se extrajo de la capa de uso de suelos oficial de El Salvador bajo la metodología Corine Land Cover a una escala de 1:100,000 (Dirección del Instituto Geográfico y del Catastro Nacional, 2006).

En el área de estudio predominan los granos básicos con un área total de 9.82 km<sup>2</sup>, le siguen los cultivos anuales asociados con cultivos permanentes con un área total de 7.08 km<sup>2</sup>. En ese orden el tercer uso de importancia es el de café con un área total de 4.88 km<sup>2</sup> (Cuadro 13). Por otra parte, un área importante reportada para el mapa presentado en el año 2002 es el tejido urbano continuo y discontinuo junto con espacios deportivos correspondiente a 1.48 km<sup>2</sup> (Cuadro 13).

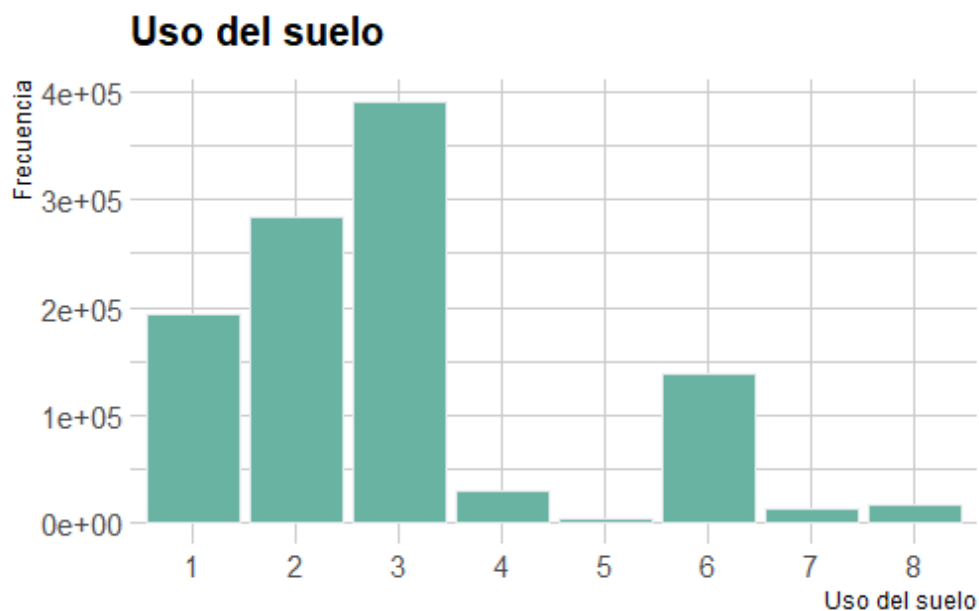


Figura 46 Histograma de frecuencias del uso del suelo. Las 8 clases se describen en el cuadro 13.

Uso	Clase	Código CLC	Área en km <sup>2</sup>	Porcentaje
Café	1	221	4.88	18.24
Cultivos anuales asociados con cultivos permanentes	2	241	7.08	26.45
Granos básicos	3	211	9.82	36.69
Instalaciones deportivas y recreativas	4	142	0.73	2.73
Lagos, lagunas y lagunetas de agua dulce	5	512	0.005	0.02
Mosaico de cultivos y pastos	6	242	3.50	13.08
Tejido urbano continuo	7	111	0.33	1.23
Tejido urbano discontinuo	8	112	0.42	1.57
Total general			26.75	100.00

Cuadro 13 Uso de suelo de la zona de estudio

En general para la zona de estudio se puede observar una fuerte presencia de actividades antrópicas no compatibles para las condiciones presentadas en la configuración de relieve y pendiente (Figura 47).

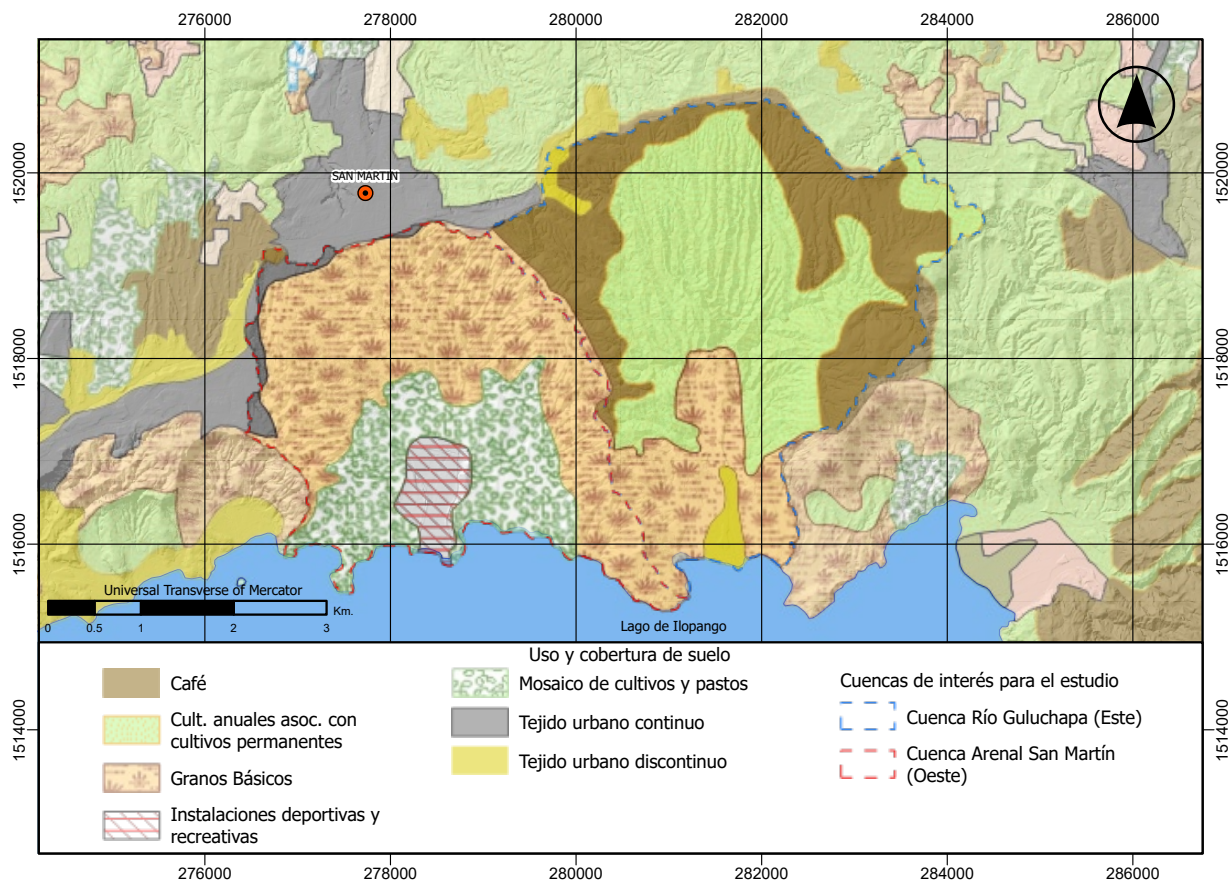


Figura 47 Uso de suelo de la Cuenca del Río Guluchapa (este) y la Cuenca Arenal San Martín (oeste)

### 3.5 IDENTIFICACIÓN DE MOVIMIENTOS EN MASA Y MAPEO

El inventario de eventos requerido para el modelo fue realizado en la caldera de Ilopango, específicamente en las cuencas de la Qda. Arenal San Martín y del Río Guluchapa.

La delimitación de los deslizamientos se realizó mediante la comparación de la imagen pre-evento (27 de febrero de 2019) a la ocurrencia de las tormentas Amanda y Cristóbal, y la imagen post eventos (26 de junio de 2020). Esta técnica permitió enfocarse en los deslizamientos ocurridos en el periodo de afectación de ambas tormentas, lo que permitió filtrar algunos deslizamientos ocurridos en una ventana de tiempo diferente a la analizada y, por lo tanto, mejorar la precisión del análisis realizado.

El mapeo involucró la delimitación poligonal del área de los deslizamientos, la cual incluye la zona de iniciación, el área de transporte y la zona de depósito,

este levantamiento se identificó como BODY. Además, se identificó el punto más alto de cada deslizamiento, *Landslide Identification Point* o LIP, nombre que se asignó a este levantamiento puntual, el cual indica la posible zona de debilidad que dio inicio al movimiento, correspondiente a la corona. Por lo tanto, para el área de estudio se obtuvieron dos inventarios de eventos, uno poligonal y otro puntual (Figura 48).

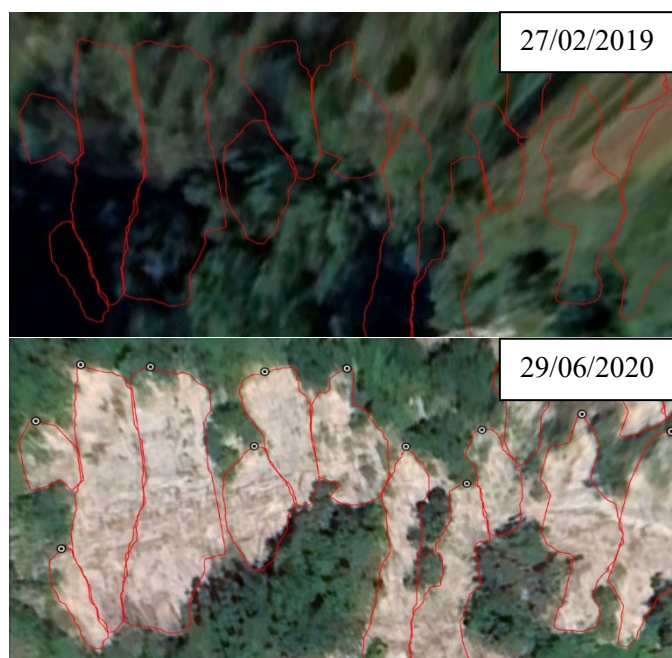


Figura 48 Google Earth con delimitación de deslizamientos y ubicación de LIP (*Landslide Identification Point*)

El inventario de deslizamientos fue construido en base a información obtenida en campo, así como también interpretación de imágenes satelitales obtenidas a partir de la plataforma Google Earth. La tipología de la mayoría de los movimientos en masa activados durante los eventos climáticos del año 2020 Amanda/Cristóbal, se clasifican como flujos de detritos canalizados, avalancha de detritos y flujo de detritos de ladera (Hungry et al., 2014).

Los eventos identificados en la zona de estudio durante las tormentas Amanda/Cristóbal, fueron un total de 1846, localizándose 495 en la cuenca de la Quebrada El Arenal los cuales poseen un área promedio de 63.2 m<sup>2</sup> y 1351 en la cuenca del Río Guluchapa con un área promedio de 40.2 m<sup>2</sup>. Los deslizamientos en ambas cuencas se observan concentrados de acuerdo con el mapa de calor generado para el área de estudio (Figura 49).

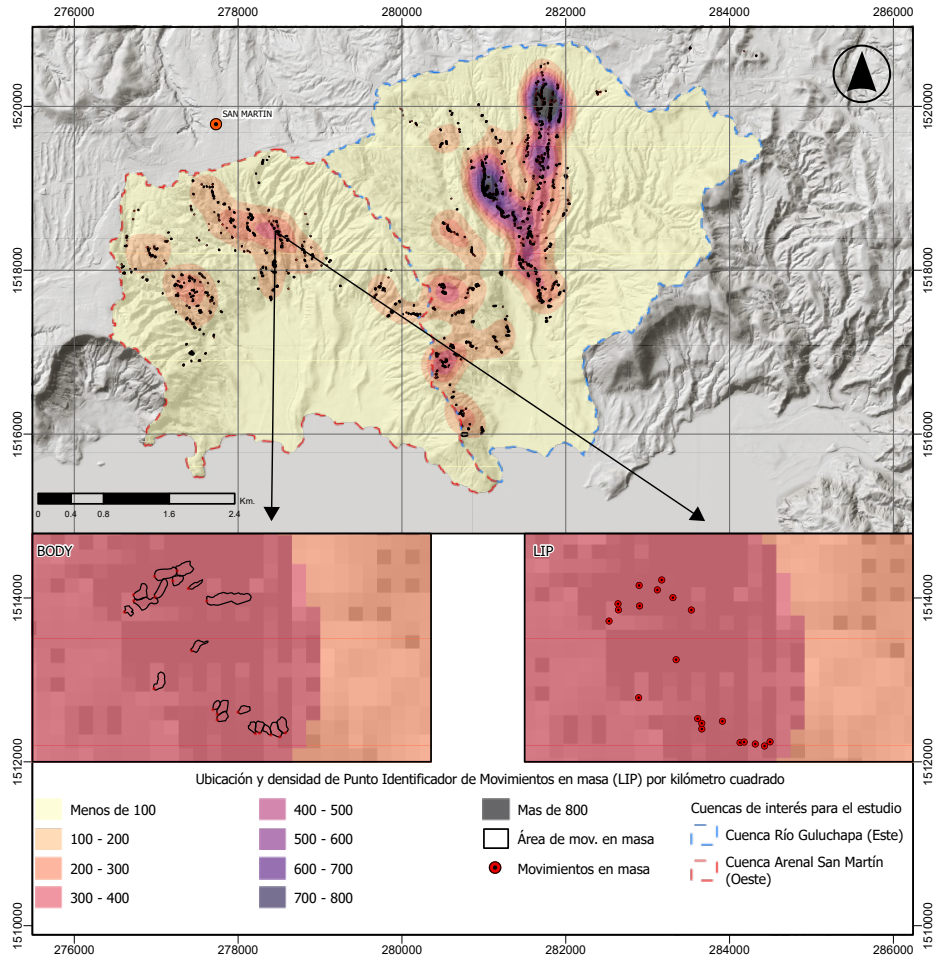


Figura 49 Densidad por  $km^2$  de Movimientos en masa y su ubicación

## 4 PROBABILIDAD DE MOVIMIENTOS EN MASA EN EL ÁREA DE ESTUDIO

### 4.1. NOMENCLATURA Y CLASIFICACIÓN DE VARIABLES

Las variables implementadas pueden clasificarse como variables categóricas o continuas. La primera se puede subdividir en dicotómicas, cuando solo existen dos categorías posibles, o en politómicas, es decir que pueden contener más de dos clases posibles (Aristizábal-Giraldo et al., 2019).

Para el área de estudio se utilizaron 5 variables categóricas y 7 variables continuas. Dentro de las variables categóricas se tiene la variable dicotómica dependiente, la cual corresponde a los movimientos en masa; es decir que las celdas están divididas en valores de 1 y 0, que corresponden a presencia y ausencia de deslizamientos en el área respectivamente. Estas son denominadas LIP y BODY, que indican el inventario de puntos y polígonos de los movimientos en masa identificados respectivamente.

Adicionalmente se tienen las variables politómicas independientes que son la litología (LITO), el uso del suelo (USO) y la clasificación de formas del terreno (LCL); y sus clases correspondientes se muestran en el Cuadro 14.

Predictores categóricos				
Capa fuente (Factor)	Clase	Variable	Área Km <sup>2</sup>	Conteo en %
Litología de afloramiento (LITO)	LITO_1	Bálsamo, Efusivas básicas-intermedias	0.39	1.46
	LITO_2	Cuscatlán, Efusivas ácidas y intermedias ácidas (ocurencias aisladas en parte eventualmente =ch2)	1.68	6.28
	LITO_3	Cuscatlán, Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas	6.56	24.53
	LITO_4	San Salvador, Tierra blanca: piroclastitas ácidas y apiclastitas volcánicas subordinadas; localmente efusivas ácidas (s3'b)	14.87	55.61
	LITO_5	San Salvador, Conos de acumulación (escorias, tobas de lapilli, cinder)	0.17	0.64
	LITO_6	San Salvador, Depósitos sedimentarios del Cuaternario, Cono de deyección	1.10	4.11
	LITO_7	San Salvador, Depósitos sedimentarios del Cuaternario, Depósitos acuáticos con intercalaciones de piroclastitas	1.72	6.43
	LITO_8	San Salvador, Efusivas ácidas	0.25	0.93
Clasificación de formas del terreno (LCL)	LCL_0	Drenajes (Streams)	1.33	4.97
	LCL_1	Drenajes de mitad de ladera (Midslope drainages)	2.36	8.81
	LCL_2	Drenajes de cabecera (Upland drainages)	0.08	0.32
	LCL_3	Valles (Valleys)	3.05	11.41
	LCL_4	Planicies (Plains)	1.64	6.12
	LCL_5	Laderas abiertas (Open slopes)	11.56	43.19
	LCL_6	Parte superior de ladera (Upper slopes)	3.01	11.25
	LCL_7	Crestas locales (Local ridges)	0.05	0.19
	LCL_8	Crestas de mitad de ladera (Midslope ridges)	2.73	10.21
	LCL_9	Crestas o divisorias (High ridges)	0.94	10.21
USO	USO_1	Café	4.88	18.24
	USO_2	Cult. anuales asoc. con cultivos permanentes	7.08	26.46



Predictores categóricos				
Capa fuente (Factor)	Clase	Variable	Área Km <sup>2</sup>	Conteo en %
Uso de suelos (USO)	USO_3	Granos Básicos	9.82	36.70
	USO_4	Instalaciones deportivas y recreativas	0.73	2.73
	USO_6	Mosaico de cultivos y pastos	3.5	13.08
	USO_7	Tejido urbano continuo	0.33	1.23
	USO_8	Tejido urbano discontinuo	0.42	1.57

*Cuadro 14 Lista de predictores categóricos*

Por otra parte, las variables continuas independientes son: la elevación (DEM), la pendiente (SLP), la curvatura de planta (PLC), la curvatura de perfil (PRC), la derivada del aspecto con respecto al norte o Northness (N), la derivada del aspecto respecto al este o Eastness (E) e índice topográfico de humedad (TWI), como se resume en el Cuadro 15.

Factor	Descripción	Capa fuente
DEM	Valores de altura respecto al nivel baso que corresponde al nivel del mar	DEM
SLP	Valores en grados de la pendiente del terreno	Pendiente del terreno
PLC	Segunda derivada de la elevación a lo largo del plano horizontal	Curvatura de planta del terreno
PRC	Segunda derivada de la elevación a lo largo del plano vertical	Curvatura del perfil del terreno
N	Variable derivada del coseno del ángulo de aspecto de la ladera con respecto al norte	Nothness
E	Variable derivada del seno del ángulo de aspecto de la ladera con respecto al este	Eastness
TWI	Función que involucra la pendiente de la celda como también el área de contribución aguas arriba	Índice de humedad topográfico

*Cuadro 15 Lista de predictores continuos*

## 4.2 RELACIÓN VARIABLES INDEPENDIENTES VS DEPENDIENTES

Las características del terreno pueden ser predisponentes a movimientos en masa por su morfología o tipología. Esta predisposición es posible

identificarla en las gráficas de la Figura 50, donde se relaciona cada variable con respecto a la presencia/ausencia de deslizamientos. En esta figura se encuentran las diez variables que identifican el terreno tanto para el conjunto de datos de BODY y de LIP, cuyos gráficos se diferencian por tonalidad morada y amarilla, respectivamente.

Dentro de las variables continuas como en DEM, SLP, PLC, PRC, N y E el comportamiento de las variables en las áreas de deslizamientos es similar tanto para BODY como para LIP. En la elevación (DEM) generalmente hay una gran densidad de áreas de movimientos en masa en alturas entre los 600 msnm y 650 msnm, y para la pendiente (SLP) hay un aumento significativo de deslizamientos en valores superiores a 45°. En el caso de las curvaturas de planta y perfil (PLC y PRC) no hay una diferencia significativa en las gráficas que permita distinguir la presencia o ausencia de áreas de deslizamientos. No obstante, para las variables de orientación del terreno, Northness (N) y Eastness (E), hay una prevalencia de valores positivos cercanos a 1 para áreas de deslizamientos, lo que indica una predisposición hacia el oriente. Por otra parte, la variable continua del índice de humedad del terreno (TWI) muestra una diferencia entre el *dataset* de BODY y LIP. Aunque en ambos hay una prevalencia de valores bajos de humedad ante la presencia de movimientos en masa, para los pixeles en BODY también hay una de presencia de deslizamientos en áreas con altos valores de TWI.

En el caso de las variables categóricas que son LITO, USO y LCL, también existe una similitud del comportamiento entre el conjunto de datos de BODY y LIP. En el caso de la litología (LITO) hay una mayor densidad de áreas de deslizamientos en las categorías 1 (Fm. Bálsamo, rocas básicas-intermedias) y 5 (Fm. San Salvador, depósitos volcánicos). En el caso del uso del suelo (USO) las categorías 2 (cultivos permanentes) y 3 (granos básicos) son prevalentes en donde hay deslizamientos. Por último, en las formas del terreno (LCL) las categorías 0 (drenajes), 1 (drenajes de mitad de ladera), 5 (laderas abiertas) y 8 (crestas de mitad de ladera), se tiene una alta densidad de pixeles en las zonas de movimientos en masa.



Figura 50 Relación de las variables independientes con la presencia/ausencia de deslizamientos tanto en el database de BODY (barras moradas) como LIP (barras naranjas).

### 4.3 CORRELACIÓN DE LAS VARIABLES

La colinealidad entre las variables continuas, es decir, que dos o más variables continuas tienen una relación directa o indirecta, pueden generar un problema para la estimación del parámetro porque inflan la varianza de los parámetros de regresión, y por lo tanto conduce a una identificación incorrecta del predictor relevante en los modelos estadísticos (Dormann et al., 2013).

La correlación es una medida estadística llamada “coeficiente de correlación”, la cual representa la fuerza de una posible relación lineal entre las variables (Mukaka, 2012). Uno de los métodos para obtener el coeficiente de correlación es el “Producto de Pearson”. Este es usado principalmente cuando las variables están normalmente distribuidas ya que los valores extremos pueden exagerar o dañar la fuerza de la relación (Mukaka, 2012). Los valores del coeficiente de correlación se encuentran en un rango de -1 a +1, en la cual valores cercanos o igual a cero indican que no existe una relación lineal entre las variables continuas, y valores cercanos a -1 y +1 una correlación entre estas (Mukaka, 2012). La diferencia entre los signos de 1, es la dirección de la relación, donde valores positivos indican una relación directa mientras que valores negativos una relación inversa. En la Figura 51 se aprecian los valores del coeficiente de correlación entre las siete variables continuas (elevación, curvatura de planta, curvatura de perfil, pendiente, índice de humedad topográfica, northness y eastness). En la matriz de esta figura vemos un valor negativo entre las variables TWI y SLP (-0.56), la cual indica una moderada correlación inversa entre estas, porque para calcular el índice de humedad del área es necesario tener la información de la pendiente. Así mismo, se observa un valor negativo entre las variables TWI y PRC (-0.36), el cual indica una correlación inversa y débil pero que puede ser considerada.

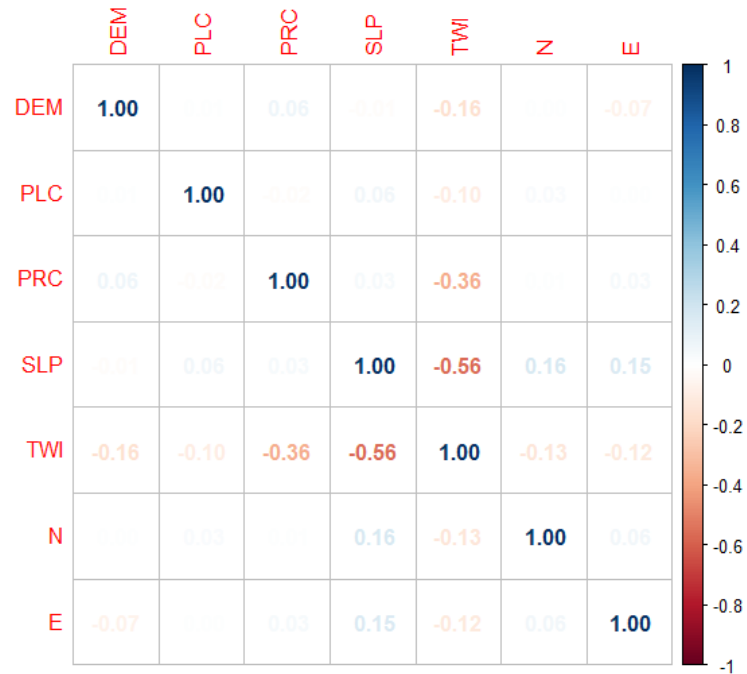


Figura 51 Matriz de correlación por el método de Pearson, con las variables continuas de elevación (DEM), curvatura de planta (PLC), curvatura de perfil (PRC), pendiente (SLP), índice de humedad del terreno (TWI), northness (N) y eastness (E).

Por otra parte se utilizó el método de Factores de Inflación de Varianza o *Variance Inflation Factor* (VIF), el cual mide la variación en los errores estándar de los factores condicionantes; entonces, cuanto mayores sean los errores estándar entre ellos, mayor es la multicolinealidad (Welch et al., 1994). Para determinar las variables con alta correlación, el umbral es un VIF >10 (Tien Bui et al., 2016). En el Cuadro 16 observamos los valores de VIF para las siete variables continuas, donde se aprecia que ninguna alcanza un valor cercano a 10, lo que nos indica que hay un bajo grado de correlación entre estas. Sin embargo, el valor de la variable TWI es el más alto (1.88) seguido de SLP con 1.57 y PRC 1.23.

Valores VIF todas variables		
Correlative	Variables	VIF
1	DEM	1.054835
2	PLC	1.018626
3	PRC	1.228158
4	SLP	1.568962
5	TWI	1.880472
6	N	1.027414
7	E	1.034680

*Cuadro 16. Valores de VIF de todas las variables, y valores VIF de las variables seleccionadas*

#### **4.4 DATOS DE ENTRENAMIENTO Y VALIDACIÓN**

Una vez evaluada la colinealidad entre las variables, se realiza una partición aleatoria de los datos que van a entrenar a cada modelo y los que van a evaluar su predicción correspondiente, en el caso de este estudio, al 75% y 25% de los datos respectivamente. Los datos de validación serán usados como si fueran los futuros movimientos en masa que ocurrirían en el área. Esta partición se hace para el conjunto de datos poligonal (BODY) así como para el conjunto de datos puntual (LIP), este proceso está representado en el flujograma de la Figura 52.

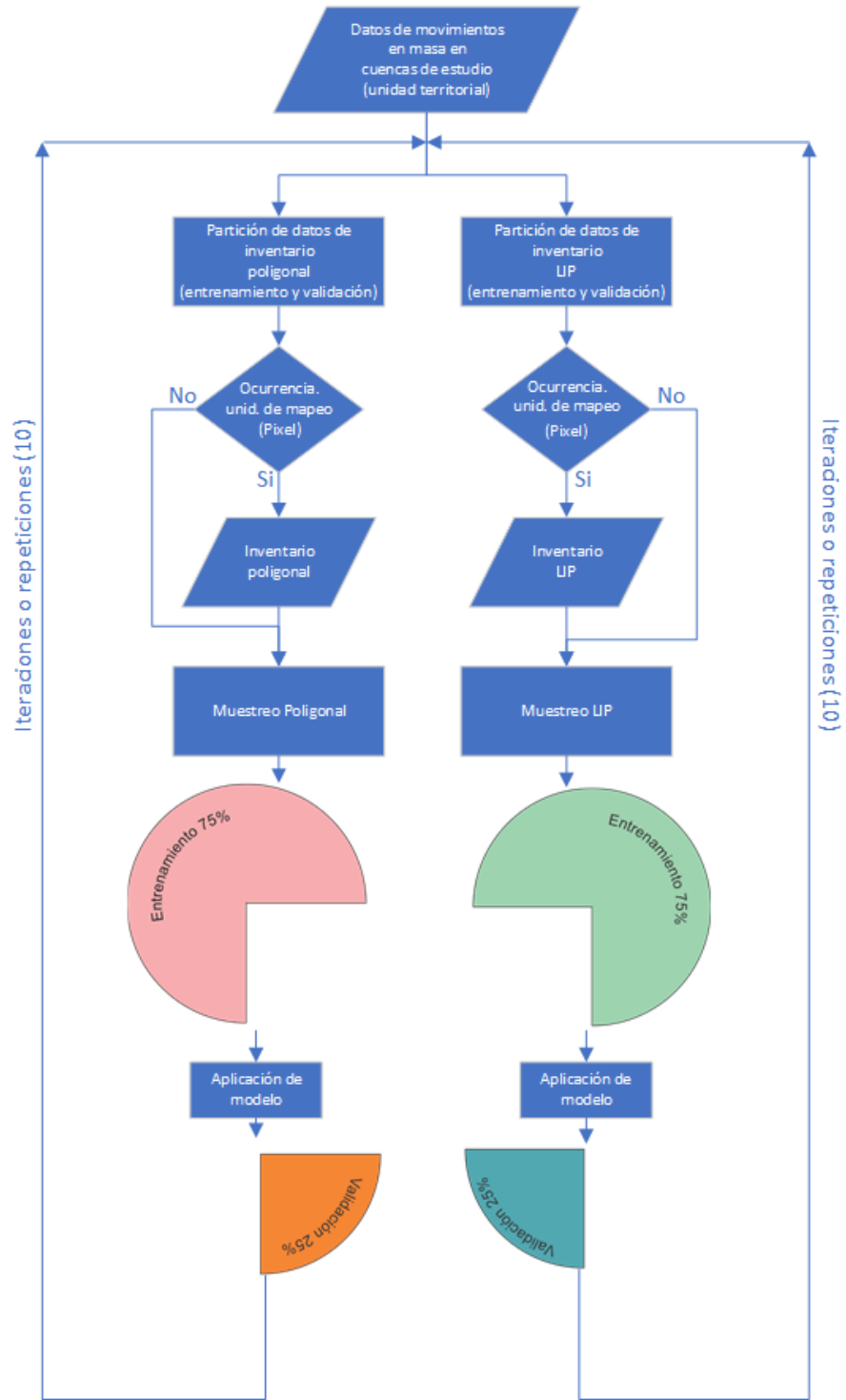


Figura 52 Esquema de muestreo, entrenamiento y validación de modelo

## 4.5 IMPORTANCIA DE VARIABLES EN EL MODELO

Luego de entrenar los modelos de BODY y LIP, es posible identificar cuales variables tienen más importancia sobre otras para definir la probabilidad de presencia o ausencia de un movimiento en masa. Dado que se realiza 10 iteraciones en cada modelo para evaluar la precisión de estos, se obtuvo la media de la importancia de las variables en cada una de las 10 iteraciones, tanto para la modelación de BODY como LIP. Estas fueron analizadas mediante el criterio de la suma residual de cuadrados (RSS).

El RSS permite medir la cantidad de varianza en el conjunto de datos, la cual se calcula como el sumatorio de los cuadrados de la diferencia entre los valores observados de la variable dependiente (valores obtenidos de la realidad), y los valores estimados por el modelo (valores calculados por el modelo) (Milborrow, 2021). Conforme a las notas del código *earth* (Milborrow, 2021), para este criterio primero se calcula la disminución en el RSS para cada subconjunto en relación con el subconjunto anterior (es decir, compara los resultados entre 2 iteraciones sucesivas); luego, para cada variable, suma estas disminuciones de los subconjuntos generales que incluyen la variable; finalmente, para facilitar la interpretación, las disminuciones sumadas se normalizan de modo que la disminución sumada más grande sea 100, por lo cual, las variables que causan disminuciones netas más grandes en el RSS se consideran más importantes. Según este parámetro, las tres variables más importantes para el modelo que usa todo el polígono del deslizamiento (BODY), son la pendiente (SLP) con un valor de 100, la elevación (DEM) con un valor de 60 y la clasificación de las formas del terreno (LCL), específicamente en la categoría 5 (laderas abiertas) con un valor de 40, (Figura 53). Mientras que las tres variables más importantes para el modelo que usa solo el punto más elevado que identifica el deslizamiento (LIP), son la pendiente (SLP) con un valor de 100, la elevación (DEM) con un valor de 40 y la orientación Eastness (E) con un valor de 25 (Figura 54).



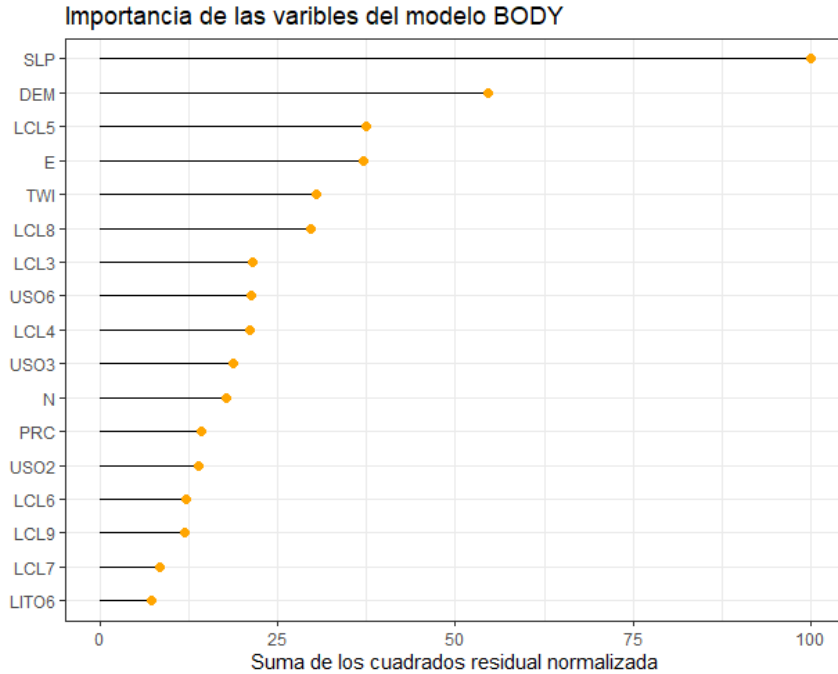


Figura 53 Media de la importancia de las variables del modelo BODY.

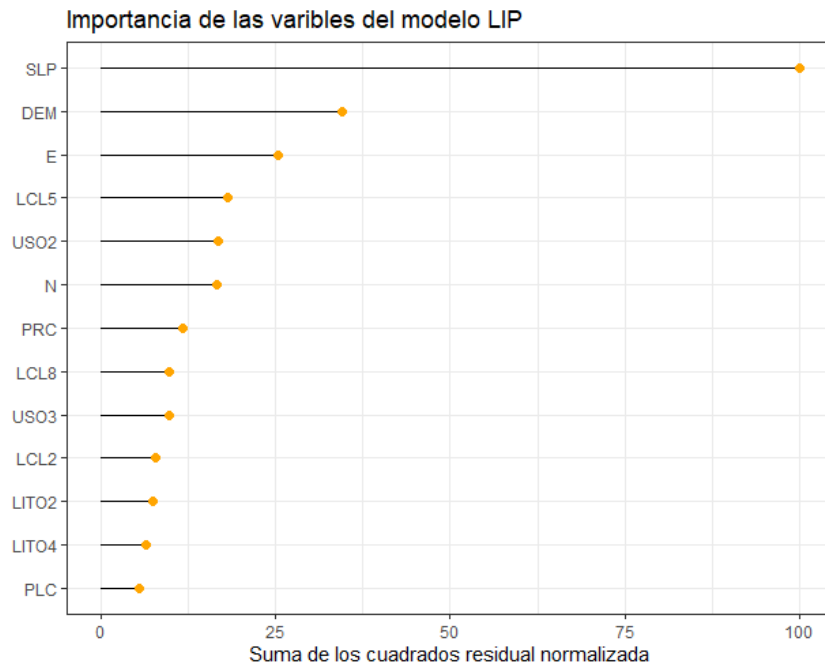


Figura 54 Media de la importancia de las variables del modelo LIP.

También es posible observar las características más importantes de cada variable por medio de las gráficas de la probabilidad residual de las mismas dentro de las cuales se compara los valores de cada variable respecto a la probabilidad de ocurrencia de deslizamientos (Figura 53, Figura 54).

En el caso del modelo BODY, la Figura 55 muestra los valores de cada variable con respecto a la probabilidad de ocurrencia de movimientos en masa para las 8 (DEM, USO, PRC, SLP, LCL, TWI, N y E) de las 10 variables independientes utilizadas. En el caso de la variable de elevación (DEM) los valores superiores a 500 y menores de 700 indican una mayor probabilidad de ocurrencia de deslizamientos. En el uso del suelo (USO) la categoría 2 (cultivos permanentes) es una indicadora de mayor probabilidad de movimientos en masa, mientras que la categoría 6 (mosaico de cultivos y pastos) indica una baja probabilidad de estos. Para la curvatura de perfil (PRC), los valores negativos son fuertes indicadores de ocurrencia de deslizamientos, mientras que para la pendiente (SLP) son los valores superiores a 40 grados. En el caso de la clasificación de las formas del terreno (LCL) las categorías 0 (drenajes), 1 (drenajes de mitad de ladera), 2 (drenajes de cabecera), 6 (parte superior de ladera), 7 (crestas locales) y 8 (crestas de mitad de ladera) indican una alta probabilidad de presencia de deslizamientos en estas áreas; mientras que un fuerte indicador de lo contrario es la clase 4 (planicies). Con la variable del índice de humedad (TWI) los valores superiores a 10 indican alta probabilidad de ocurrencia de movimientos en masa, así como con la variable Eastness (E) cuando hay valores positivos y cercanos a 1. Por último, con la variable Northness (N) la probabilidad de ocurrencia aumenta hacia valores positivos, pero decae fuertemente en valores cercanos a 1. (Figura 55).

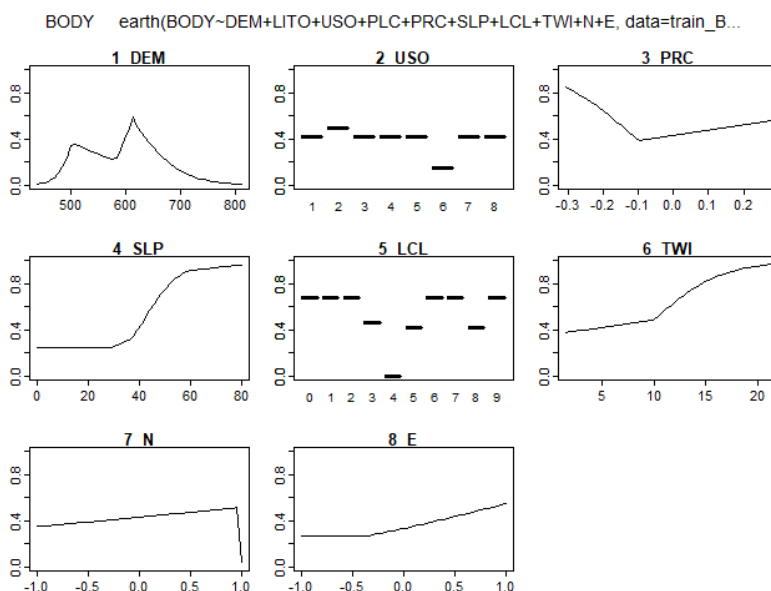


Figura 55 Predictores categóricos y continuos del modelo BODY

En cuanto a las variables utilizadas para el modelo LIP, la Figura 56 presenta los gráficos de 8 variables independientes (DEM, USO, PRC, SLP, LCL, TWI, N y E) de las 10 usadas. Para la variable de elevación (DEM) valores entre 600 msnm y 700 msnm indican una alta probabilidad de deslizamiento, sobre todo en valores cercanos a 600. Para la variable de uso del suelo (USO) las categorías 2 (cultivos permanentes) y 3 (granos básicos) representan mayor probabilidad de movimientos en masa. Para la curvatura en planta (PLC) los valores de cero indican alta probabilidad de deslizamientos, y para la curvatura de perfil los valores menores a -0.2 y mayores a 0.1, indican una elevada probabilidad de movimientos en masa. Por otra parte, la variable de pendiente (SLP) con valores superiores a 40 grados permiten identificar una ocurrencia mayor de deslizamientos. Sin embargo, para la variable de clasificación de formas del terreno (LCL) casi todas las clases son significativas para la presencia de deslizamientos, y las poco significativas son la categoría 5 (laderas abiertas) y 8 (crestas de mitad de ladera). Por último, tanto en el Northness (N) y Eastness (E) cuanto más positivos sean los valores, mayor es la probabilidad de ocurrencia de movimientos en masa. (Figura 56).

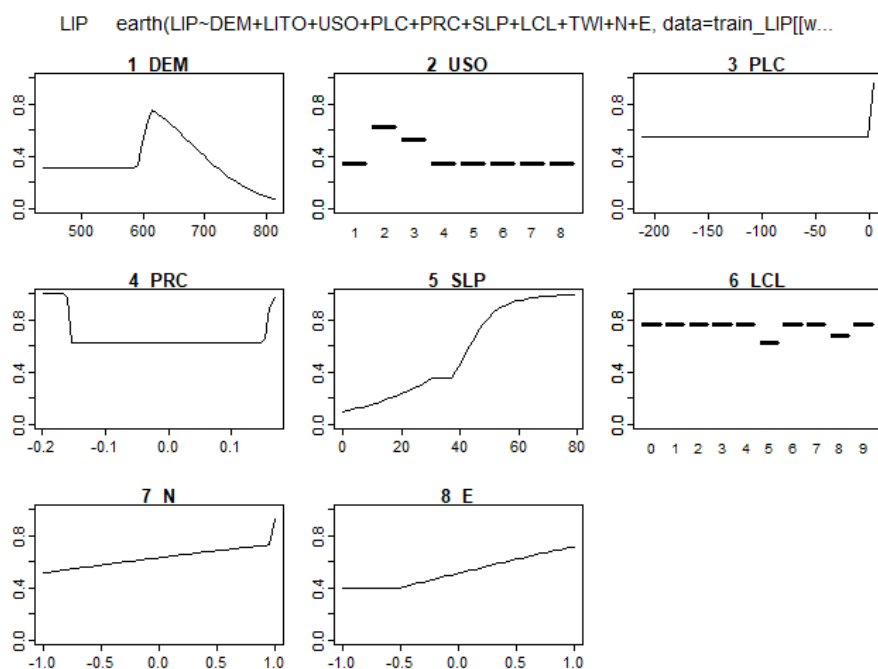


Figura 56 Predictores categóricos y continuos del modelo LIP

## 4.6 VALIDACIÓN DE LOS MODELOS

Para evaluar la exactitud de los modelos entrenados para BODY y LIP se obtiene de cada uno las curvas de características operativas del receptor (*receiver operating characteristic curves* - ROC). En estas se identifican todos los posibles valores límite (*cut-off values*) de la tasa de los verdaderos positivos (sensibilidad) respecto a la tasa de los falsos positivos (1-especificidad). En ambas gráficas el área bajo la curva (AUC) debe ser cercana a 1, donde se esperan altos valores de sensibilidad y casi nulos valores de 1-especificidad, lo que indica una mejor capacidad de discriminación. Entonces las curvas que se acercan a este punto van a tener mayor área bajo su curva con respecto a las que se encuentren más lejanas a este punto ideal.

Del modelo BODY se obtiene una curva ROC para evaluar los datos de entrenamiento (curva roja Figura 57) y otra curva ROC para examinar los datos de evaluación (curva azul Figura 57). El valor del área bajo la curva (AUC) para los datos de entrenamiento es de 0.910 y 0.915 para los datos de validación para el inventario de datos poligonal (modelo BODY).

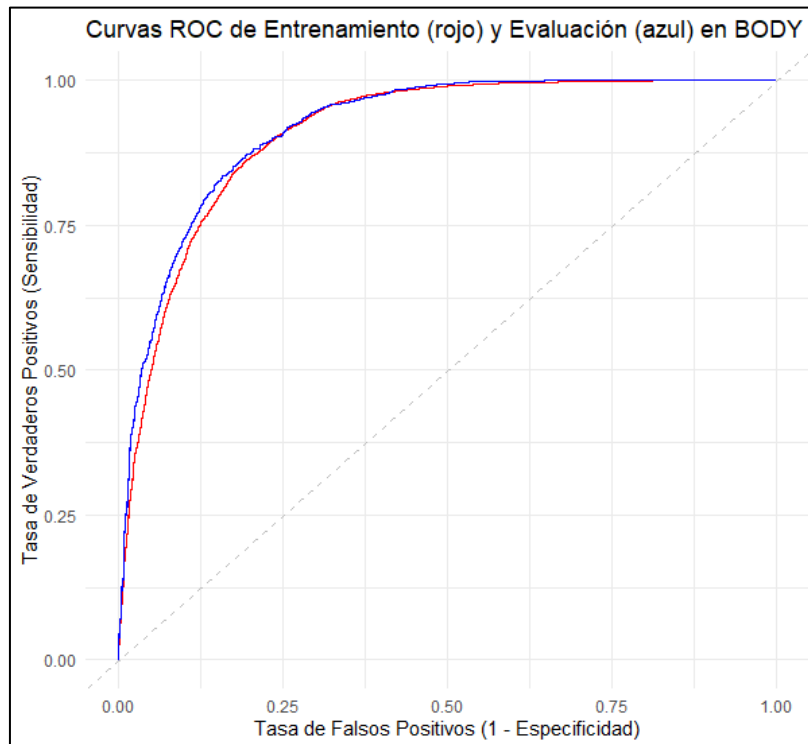


Figura 57 Curva ROC de comparación de resultados obtenidos con el inventario de movimientos en masa poligonales BODY provenientes del corte de entrenamiento (rojo, AUC = 0.9096) y validación (azul, AUC = 0.9146)

Del modelo LIP se obtiene la curva ROC evaluando los datos de entrenamiento (curva roja Figura 58) y la curva ROC evaluando los datos de evaluación (curva azul Figura 58). Los valores del área bajo la curva (AUC) son 0.9285 para los datos de entrenamiento y 0.94 para los datos de validación.

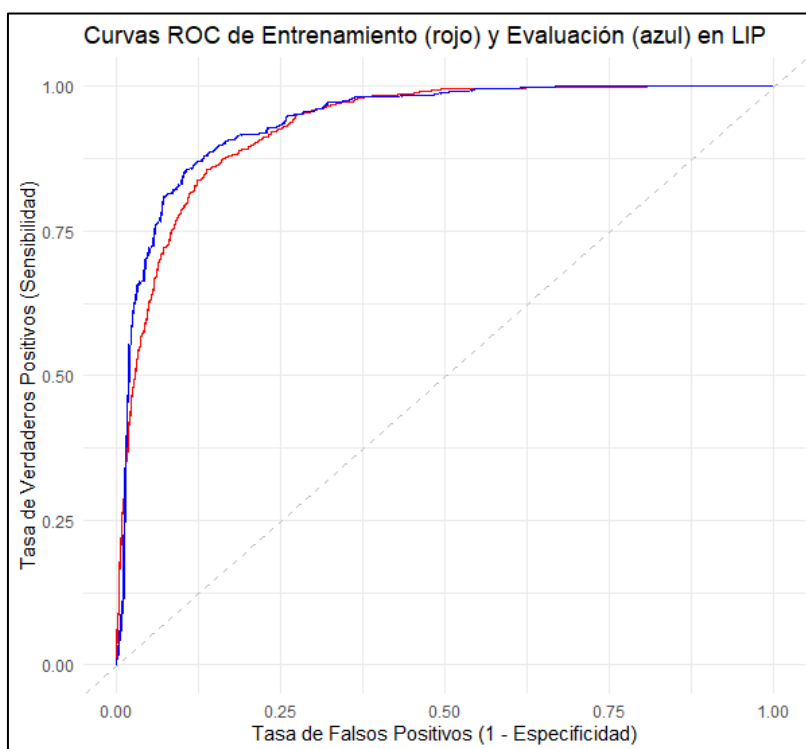


Figura 58 Curva ROC de comparación de resultados obtenidos con el inventario de movimientos en masa LIP provenientes del corte de entrenamiento (rojo, AUC = 0.9285) y validación (azul, AUC = 0.94)

Para determinar la precisión de cada modelo (BODY y LIP), se realizaron 10 repeticiones de estos. De cada modelo obtenido se obtuvo el AUC tanto con los datos de entrenamiento (75%) como con los datos de validación (25%) y para evaluar la precisión de estos se obtuvo la media y la desviación estándar de cada grupo (Cuadro 17).

Iteración	AUC de entrenamiento de BODY	AUC de validación BODY	AUC de entrenamiento de LIP	AUC de validación de LIP
1	0.92	0.913	0.939	0.948
2	0.91	0.915	0.928	0.94
3	0.913	0.913	0.94	0.931
4	0.912	0.91	0.938	0.941

Iteración	AUC de entrenamiento de BODY	AUC de validación BODY	AUC de entrenamiento de LIP	AUC de validación de LIP
5	0.913	0.912	0.934	0.945
6	0.914	0.921	0.938	0.94
7	0.914	0.913	0.934	0.933
8	0.914	0.912	0.936	0.935
9	0.912	0.915	0.935	0.939
10	0.912	0.917	0.937	0.932
<b>MEDIA</b>	<b>0.913</b>	<b>0.914</b>	<b>0.936</b>	<b>0.938</b>
DESVIACIÓN ESTANDAR	0.002	0.003	0.003	0.005

*Cuadro 17 Valor AUC de los datos de entrenamiento y validación de los modelos BODY y LIP*

A través del gráfico *Boxplot* (grafico de cajas y bigotes) de la Figura 59 se resume la variación de los valores del AUC para los modelos de BODY y LIP, usando los datos de entrenamiento y validación. En general los resultados de los datos de entrenamiento tanto para BODY y LIP presentan una menor variación en comparación a los resultados de la validación en ambos grupos. Por otra parte, se observa una diferencia entre los valores obtenidos en LIP y BODY, identificando una mejor capacidad de predicción con los modelos de LIP respecto a los de BODY.

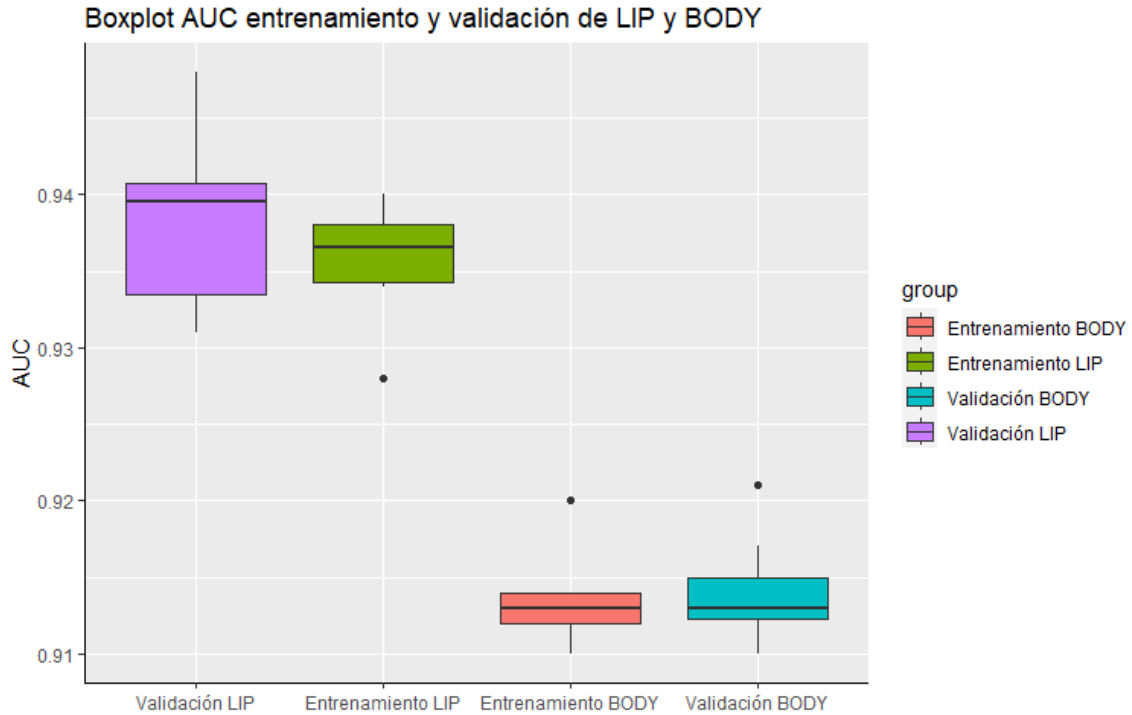


Figura 59 Desempeño de los modelos implementados BODY y LIP

## 4.7 MAPAS DE SUSCEPTIBILIDAD

Los resultados obtenidos mediante el mapa de susceptibilidad por flujos de detritos para el modelo BODY mostrado en la Figura 60, indican que la probabilidad de ocurrencia mayor a 0.8 concentra el 21.66% del área de estudio donde se tienen dos combinaciones de factores: la primera (con el 10,17% del total del área de estudio compuesta por ambas cuencas), se presenta con la combinación de condiciones locales donde la litología es prevalentemente depósitos volcánicos de la Formación San Salvador, hay presencia de cultivos anuales asociados con cultivos permanentes, para el uso de suelo, pendientes mayores de 50 % y el terreno clasificado como laderas abiertas, mientras que la segunda (con un 11.5% de las unidades de mapeo) se concentran en la combinación de condiciones locales de Formación geológica San Salvador, uso de suelos de granos básicos, pendientes mayores a 50% y formas de relieve de drenajes de mitad de ladera.

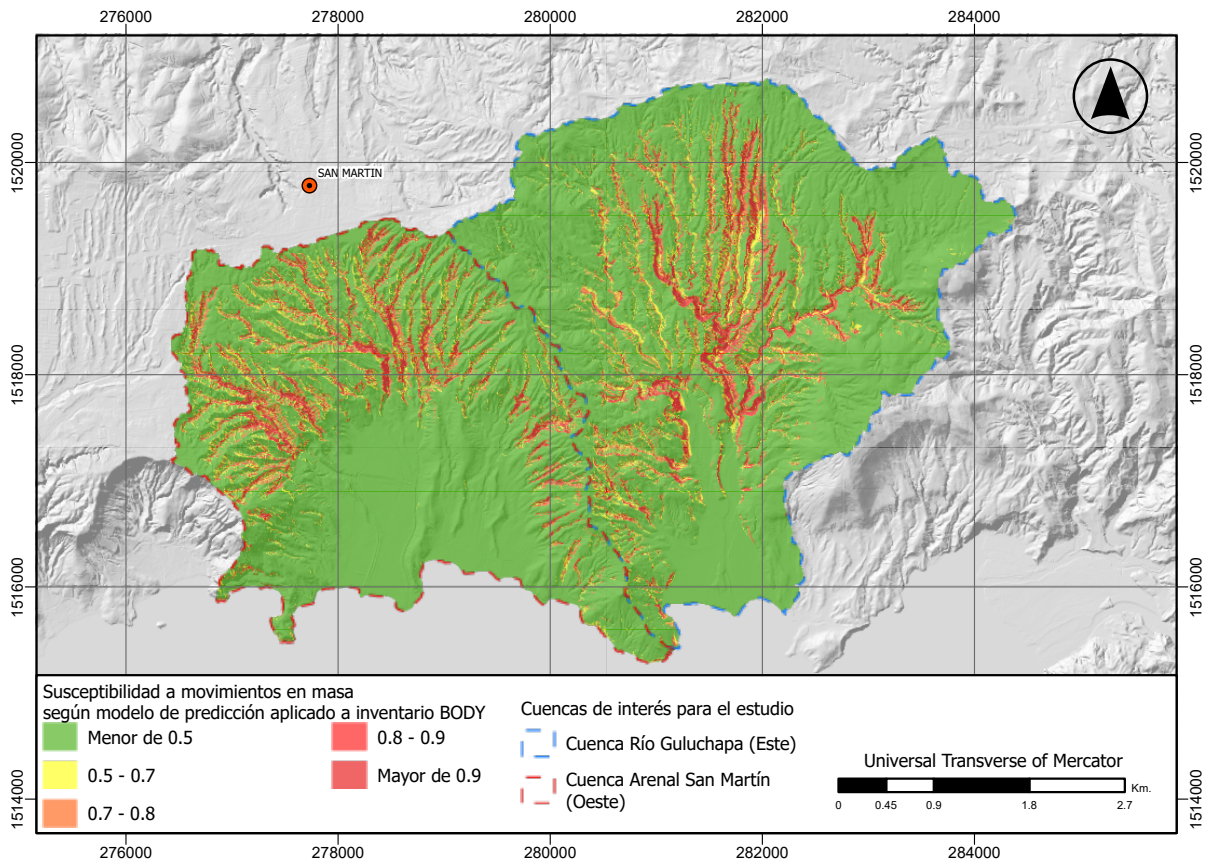
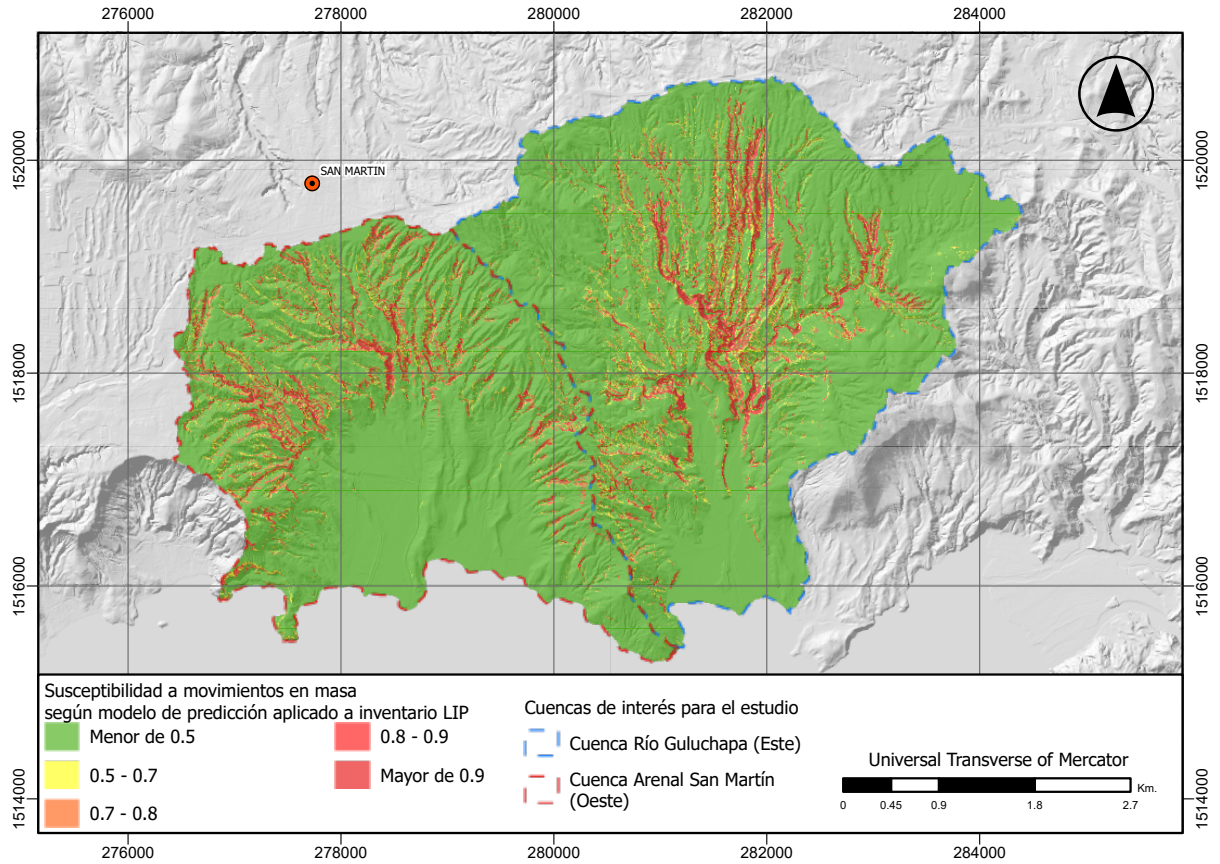


Figura 60 Susceptibilidad a movimientos en masa según modelo de predicción aplicado a inventario BODY

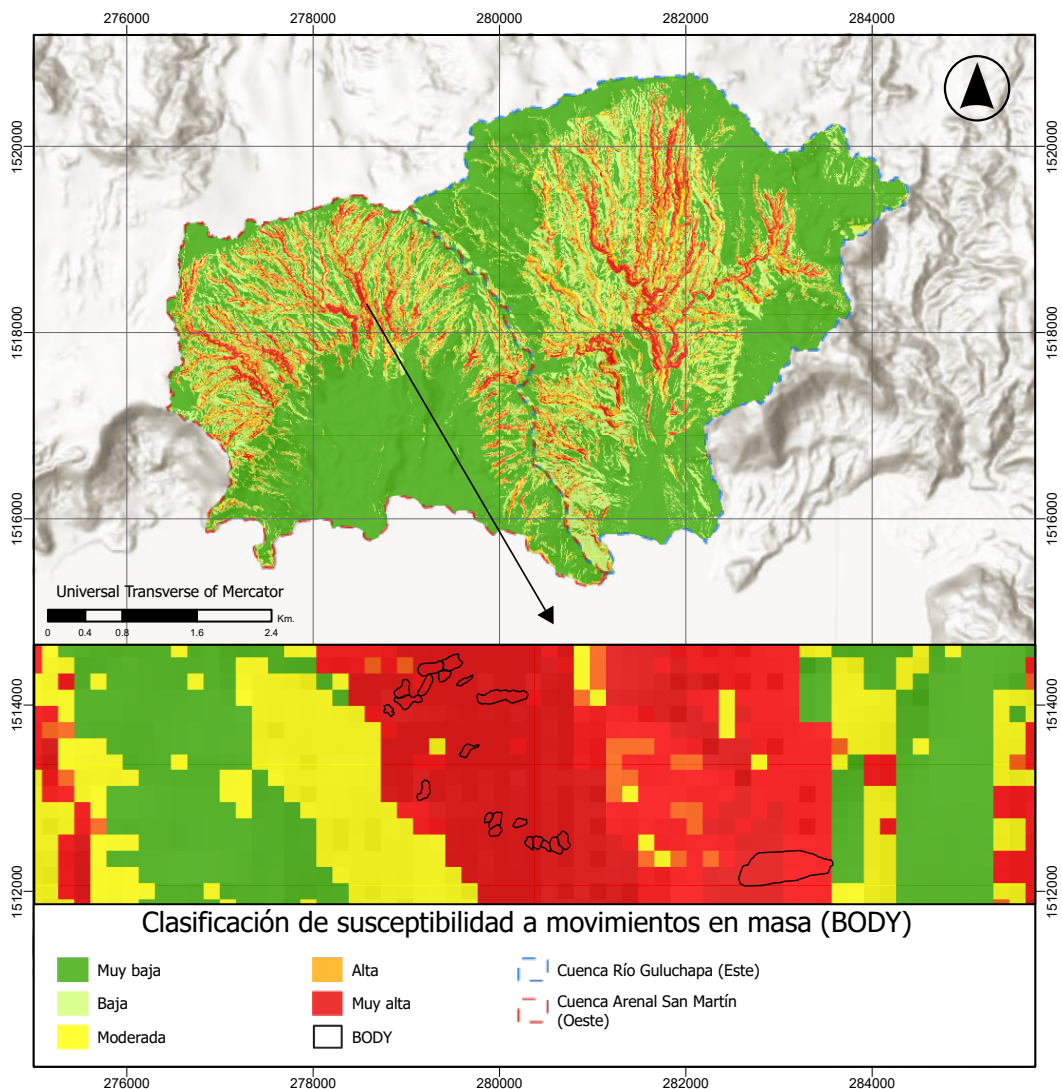
En el caso del mapa de susceptibilidad para el modelo LIP mostrado en la Figura 61, los resultados obtenidos muestran que las unidades de mapeo con susceptibilidad arriba de 0.8 corresponden al 28.32% de las unidades de mapeo del total de la zona de estudio compuesta por la cuenca de la Quebrada El Arenal y la Cuenca Guluchapa. De esta fracción, se tiene la combinación predominante de factores donde las condiciones locales son Formación geológica San Salvador, uso de suelos de cultivos anuales asociados con cultivos permanentes, pendientes mayores de 50 grados y una clasificación de relieve descrita como laderas abiertas, que representan el 17.26 % del total del área de estudio, mientras que el 11.06% complementario se ve reflejado por condiciones locales de Formación geológica San Salvador, uso de suelos de granos básicos, pendientes mayores a 50% y formas de relieve de drenajes de mitad de ladera.





*Figura 61 Susceptibilidad a movimientos en masa según modelo de predicción aplicado a inventario de eventos LIP*

En la Figura 62 se muestra el mapa de susceptibilidad obtenido mediante el modelo BODY clasificado en “Muy baja”, “Baja”, “Moderada”, “Alta” y “Muy alta”. Esta figura también muestra un acercamiento del mismo mapa con la superposición del inventario utilizado para el modelo BODY de datos de tipo poligonal, haciendo notar el buen funcionamiento para la predicción de la ocurrencia de eventos de movimientos en masa. Por lo tanto, el mapa muestra la buena consistencia entre la elaboración de inventarios de eventos de tipo poligonal (BODY) y la zonificación de áreas de áreas susceptibles a deslizamientos.



*Figura 62 Susceptibilidad a movimientos en masa según modelo de predicción aplicado a inventario de eventos BODY*

En la Figura 63 se muestra el mapa de susceptibilidad obtenido mediante el modelo LIP y clasificado en “Muy baja”, “Baja”, “Moderada”, “Alta” y “Muy alta”. En este se realiza un acercamiento a un área del mapa con el fin de evaluar el inventario de LIP con respecto a la susceptibilidad predicha por el modelo LIP. El mapa muestra la buena consistencia entre el inventario LIP y la zonificación de áreas de susceptibilidad ya que coinciden, resaltando la alta capacidad para la predicción de la ocurrencia de eventos de movimientos en masa.

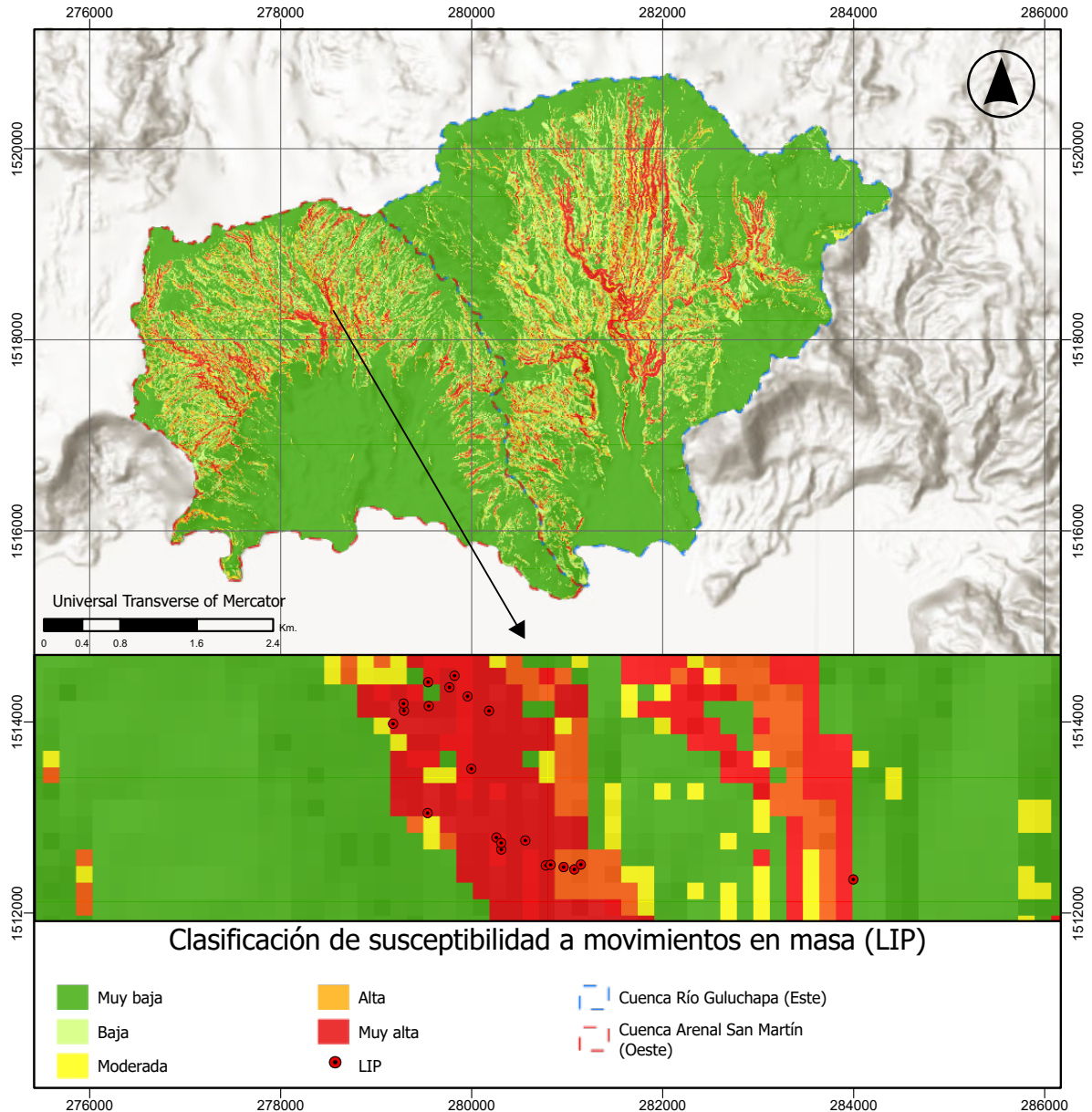
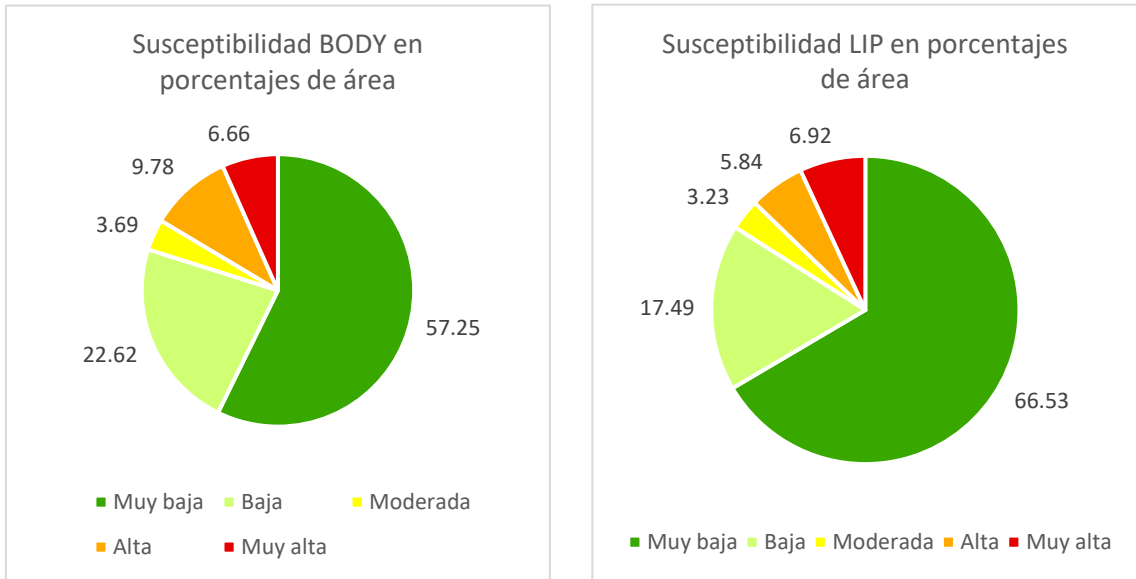


Figura 63 Susceptibilidad a movimientos en masa según modelo de predicción aplicado a inventario de eventos LIP

Por último, en la Figura 64 se puede observar en porcentaje la distribución de la susceptibilidad en toda el área de estudio, obtenido con los modelos de BODY y LIP. En ambos mapas el mayor porcentaje del área es ocupado por los niveles de susceptibilidad “Muy baja” correspondientes a 57.25% y 66.53% para BODY y LIP, respectivamente. A este le sigue la susceptibilidad “Baja”, con valores de 22.62% y 17.49% para BODY y LIP, respectivamente. Los valores correspondientes a susceptibilidad “Alta” y “Muy alta” suman un 16.44% para BODY y un 12.74% para LIP, siendo un valor aún menor respecto a las susceptibilidades “Baja” y “Muy baja” en cada caso.



*Figura 64 Susceptibilidad en porcentajes de área para el modelo BODY y LIP*

## 5 DISCUSIÓN

A finales de mayo e inicios de junio del año 2020, la Tormenta tropical Amanda cruzó sobre la costa pacífica a la altura de Guatemala desvaneciéndose y volviendo a tomar fuerza sobre su paso en México para después convertirse en la Tormenta tropical Cristóbal sobre el Atlántico. Este evento climático generó un gran impacto en los países de Honduras, Guatemala y sobre todo El Salvador, donde se registraron varias muertes producto de las inundaciones y movimientos en masa desencadenados por las fuertes lluvias generadas por estas tormentas. Con los deslizamientos desencadenados por el evento climático sobre dos cuencas de la Caldera de Ilopango (cuencas de la Quebrada Arenal San Martín y Río Guluchapa), se realizó el inventario de movimientos en masa con las imágenes disponibles en Google Earth con fecha posterior al paso de las tormentas. Esto con el objetivo de predecir las áreas susceptibles a deslizamientos cuando ocurre un evento extremo como fue el de EP022020/Amanda y AL032020/Cristóbal.

Haciendo la evaluación previa de relación de las variables entre la presencia o ausencia de deslizamientos se observa que la elevación (DEM) y la pendiente (SLP) tienen una marcada densidad de unidades de mapeo (píxel) en ciertos valores (600-650msnm y  $>45^\circ$ ). También existe una marcada densidad hacia valores positivos y cercanos a 1 para las variables Northness (N) y Eastness (E), indicando alta predisposición de píxeles orientados al oriente. Para el caso de las variables categóricas de litología (LITO), uso del suelo (USO) y clasificación de formas del terreno (LCL), existen más de dos categorías para cada variable que presentan alta densidad de píxeles de áreas de movimientos en masa que podrían ser de importancia para distinguir la presencia o ausencia de los deslizamientos.

En cuanto a la importancia de variables en el modelo BODY, la pendiente (SLP), la elevación (DEM) y la forma de terreno de categoría 5 (LCL-5, laderas abiertas) son las más importantes para discriminar las áreas susceptibles (Figura 53). Por otro lado, para el modelo LIP, las variables de pendiente (SLP), elevación (DEM) y Eastness (E) son las variables más importantes (Figura 54). En consecuencia, la marcada densidad de unidades de mapeo en la evaluación previa de las variables, como es descrito en el párrafo anterior, daba indicios de las posibles variables que permiten distinguir con mayor relevancia. Estas variables son pendiente como el más importante seguido de la elevación, en ambos modelos (BODY y LIP); y se han visto estos mismo resultados en los trabajos de Rotigliano et al. (2019),

Mercurio et al. (2021); Martinello et al. (2022), quienes a su vez usaron el algoritmo MARS para la predicción. A diferencia del trabajo de Mercurio et al., (2021), en el presente trabajo sí llega a ser de importancia la orientación Eastness (E) para contribuir a la discriminación, pero solo en el modelo LIP. De igual manera la variable de clasificación de formas de terreno (LCL) es importante para la discriminación para el modelo BODY, variable terciaria que también tiene importancia en alguno de los modelos de Mercurio et al., (2021) y Martinello et al. (2022). Por último, se esperaba que fueran de importancia algunas clases de litología (LITO) y de uso (USO), ya que presentaban categorías marcadas con alta densidad de píxeles en áreas con presencia de deslizamientos, cuando se hizo la evaluación previa, y en el análisis de los mapas susceptibilidad resultantes. La marcada ausencia de importancia de estas variables categóricas también ocurrió con las variables categóricas de Mercurio et al. (2021). Esto confirma la habilidad del enfoque estocástico multivariado de reconocer las variables realmente importantes, las cuales son también coherentes y adecuadas en términos de modelación geomorfológica (Mercurio et al., 2021).

La Figura 59 resume los resultados de la evaluación de los modelos BODY y LIP generados con el algoritmo MARS, después de realizar 10 muestras aleatorias en cada uno de los dos modelos. El gráfico boxplot (Figura 59) muestra una clara diferencia entre los valores de AUC de los modelos BODY y LIP, en donde este último tiene una mejor precisión sobre los modelos BODY. El valor medio del AUC de las muestras aleatorias para LIP es de 0.938 con una desviación estándar de 0.005, mientras que el valor medio de los AUC en BODY es de 0.914 con una desviación estándar de 0.003, la cual es 0.002 unidades más preciso que LIP. Estos valores de evaluación son los más altos que aquellos obtenidos en la predicción de susceptibilidad de los trabajos anteriores de investigación en la zona.

Por otra parte, la diferenciación del inventario entre polígonos (BODY) y puntos (LIP) tiene un resultado significativo (Figura 59), ya que hay una mejor precisión de los modelos generados con MARS cuando se usa solo el punto más alto del deslizamiento (LIP) para identificarlo dentro del inventario, (0.024 unidades AUC mayor). Esta significativa diferencia también fue presenciada en los resultados de Vargas-Cuervo et al. (2019), en el cual hicieron tres inventarios, dos con la misma metodología de BODY y LIP, y un tercero con solo el 10% de los puntos más altos del deslizamiento. Vargas-Cuervo et al., (2019), concluyeron que el mejor rendimiento es el inventario de LIP debido a que permite distinguir mejor ciertas características

únicas de la parte inicial del movimiento en masa, lo cual se corrobora con este estudio.

Por último, en relación con la evaluación del modelo para discriminar entre los píxeles proyectados como positivos o negativos, se definió un umbral de 0.5 con el fin de dividir los resultados de la probabilidad. De esta manera se logró evidenciar una muy buena capacidad de los modelos de clasificar correctamente tanto los píxeles de ausencia como presencia de deslizamientos. En la matriz de confusión se obtuvieron altos valores de sensibilidad y especificidad de BODY (Sensibilidad = 0.86, Especificidad = 0.82) y de LIP (Sensibilidad = 0.87, Especificidad = 0.85). Estos valores han sido mayores respecto a los presentados en el trabajo de Rotigliano et al., (2019) con valores de sensibilidad de 0.68 para el evento normal de lluvias y 0.83 para el evento extremo de lluvias. Igualmente el trabajo de Mercurio et al., (2021), presenta valores bajos en su modelo con una sensibilidad de 0.79 y especificidad 0.66, que puede ser atribuible a otros factores no analizados como la escala de trabajo o las dimensiones del área de estudio.

## 6 CONCLUSIONES

Solo en las cuencas de la Quebrada El Arenal y del Rio Guluchapa se identificaron 1851 movimientos en masa clasificados como flujos de detritos canalizados, avalancha de detritos y flujo de detritos de ladera, movimientos en masa que tuvieron lugar solo en un área de 26.7 km<sup>2</sup> respecto a los tres países más afectados (Guatemala, Honduras y El Salvador) por el paso de las tormentas tropicales EP022020/Amanda y AL032020/Cristóbal entre mayo y junio del 2020.

La creación de dos modelos de susceptibilidad de deslizamientos (BODY y LIP) permitió la evaluación de estos, para establecer que el modelo generado con un inventario puntual (el punto más alto de cada deslizamiento, LIP) tiene una mejor precisión para identificar las zonas donde pueden ocurrir futuros movimientos en masa después de un evento similar a las tormentas tropicales de inicios del 2020. Esto porque el modelo LIP obtuvo un AUC promedio de 0.94 con respecto a AUC promedio de BODY de 0.91, siendo resultados consistentes para cada réplica realizada.

El algoritmo MARS tienen una buena habilidad de reconocer las variables realmente importantes ya que, tanto en el presente como en previos trabajos en el área, el algoritmo ha definido la elevación (DEM) y la pendiente (SLP) como las variables que distinguen mejor la presencia o ausencia de deslizamiento.

En el área de estudio también fue de importancia la variable de clasificación de formas del terreno (LCL) y la variable de orientación Eastness (E), para determinar la susceptibilidad.

Los mapas de susceptibilidad obtenidos tanto con el modelo BODY como con el modelo LIP, presentan una excelente consistencia entre el inventario y las áreas clasificadas con muy alta probabilidad de deslizamientos.

Los valores de sensibilidad y especificidad obtenidos para el modelo BODY y LIP luego de definir un umbral de 0.5 para distinguir las áreas de presencia o ausencia de deslizamiento, demostraron una alta capacidad de los modelos en clasificar correctamente las áreas de deslizamientos, así como las áreas donde la probabilidad de ocurrencia en el futuro es cercana a cero.



## 7 REFERENCIAS

- (NHC), N. H. C. (2020a). *2020 Atlantic Hurricane Season*. .
- (NHC), N. H. C. (2020b). *Tropical Storm Amanda*. *October*, 1–32.
- (NHC), N. H. C. (2020c). *Tropical Storm Cristóbal*. *August 2015*, 24–28.
- Aguirre-Díaz, J. G., Suñe-Puchol, I., Davila-Harris, P., Pedrazzi, D., Hernandez, W., & Gutierrez, E. (2016). Volcanic history of the Ilopango caldera, Central American Volcanic Arc. *113th Annual Meeting*.
- Alonso-Henar, J., Álvarez-Gómez, J. A., & Martínez-Díaz, J. J. (2014). Constraints for the recent tectonics of the El Salvador Fault Zone, Central America Volcanic Arc, from morphotectonic analysis. *Tectonophysics*, *623*, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.012>
- Alonso-Henar, J., Schreurs, G., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., & Villamor, P. (2015). Neotectonic development of the El Salvador Fault Zone and implications for deformation in the Central America Volcanic Arc: Insights from 4-D analog modeling experiments. *Tectonics*, *34*(1), 133–151. <https://doi.org/10.1002/2014TC003723>
- Alvarado, D., DeMets, C., Tikoff, B., Hernández, D., Wawrzyniec, T. F., Pullinger, C., Mattioli, G., Turner, H. L., Rodriguez, M., & Correa-Mora, F. (2011). Forearc motion and deformation between El Salvador and Nicaragua: GPS, seismic, structural, and paleomagnetic observations. *Lithosphere*, *3*(1), 3–21. <https://doi.org/10.1130/L108.1>
- Aristizábal-Giraldo, E., Vasquez Guarín, M., & Ruíz, D. (2019). Métodos estadísticos para la evaluación de la susceptibilidad por movimientos en masa. *TecnoLógicas*, *22*(46), 39–60. <https://doi.org/10.22430/22565337.1247>
- Bahrami, S., Capolongo, D., & Mofrad, M. R. (2020). Morphometry of drainage basins and stream networks as an indicator of active fold growth (Gorm anticline, Fars Province, Iran). *Geomorphology*, *355*, 107086. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107086>
- Bergoeing, J. P. (2015). The Geomorphology of El Salvador. In *Geomorphology of Central America* (pp. 51–59). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-803159-9.00005-4>
- Bordoni, M., Galanti, Y., Bartelletti, C., Persichillo, M. G., Barsanti, M., Giannecchini, R., Avanzi, G. D. A., Cevasco, A., Brandolini, P., Galve, J. P., & Meisina, C. (2020). The influence of the inventory on the determination of the rainfall-induced shallow landslides susceptibility using generalized additive models. *Catena*, *193*(July 2019), 104630. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104630>
- Boussouf, S., Fernández, T., & Hart, A. B. (2023). Landslide susceptibility

- mapping using maximum entropy (MaxEnt) and geographically weighted logistic regression (GWLR) models in the Río Aguas catchment (Almería, SE Spain). *Natural Hazards*, 117(1), 207–235. <https://doi.org/10.1007/s11069-023-05857-7>
- Calderón Cucunubá, L. P. (2018). *El uso de la Geomática en la caracterización geométrica y morfológica de la Caldera de Ilopango, "República del Salvador"*. [Universidad Autónoma de San Luis Potosí]. [http://ninive.uaslp.mx/xmlui/bitstream/handle/i/5686/Tesis\\_Laura\\_Paula\\_Calderon\\_Cucunuba\\_\(1\).pdf?sequence=1](http://ninive.uaslp.mx/xmlui/bitstream/handle/i/5686/Tesis_Laura_Paula_Calderon_Cucunuba_(1).pdf?sequence=1)
- Cama, M., Lombardo, L., Conoscenti, C., Agnesi, V., & Rotigliano, E. (2015). Predicting storm-triggered debris flow events: Application to the 2009 Ionian Peloritan disaster (Sicily, Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15(8), 1785–1806. <https://doi.org/10.5194/nhess-15-1785-2015>
- Canora, C., Martínez-Díaz, J. J., Villamor, P., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J. A., Pullinger, C., & Capote, R. (2010). Geological and seismological analysis of the 13 february 2001 Mw 6.6 el salvador earthquake: Evidence for surface rupture and implications for seismic hazard. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6), 2873–2890. <https://doi.org/10.1785/0120090377>
- Canora, C., Villamor, P., Martínez-Díaz, J. J., Berryman, K. R., Álvarez-Gómez, J. A., Capote, R., & Hernández, W. (2012). Paleoseismic analysis of the San Vicente segment of the El Salvador Fault Zone, El Salvador, Central America. *Geologica Acta*, 10(2), 103–123. <https://doi.org/10.1344/105.000001700>
- Cardona, B. L. (2016). *Conceptos básicos de Morfometría de Cuencas Hidrográficas*. <http://www.repositorio.usac.edu.gt/4482/>
- Carrara, A. (1983). Multivariate models for landslide hazard evaluation. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, 15(3), 403–426. <https://doi.org/10.1007/BF01031290>
- CCAD. (2011). Atlas Centroamericano para la Gestión Sostenible del Territorio. In *Angewandte Chemie International Edition*, 6(11), 951–952.
- Chacón, J., Irigaray, C., Fernández, T., & El Hamdouni, R. (2006). Engineering geology maps: Landslides and geographical information systems. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 65(4), 341–411. <https://doi.org/10.1007/s10064-006-0064-z>
- Chávez, J. A., Hernández, W., & Kopecky, L. (2012). *Problemática y Conocimiento Actual de las Tefras Tierra Blanca Joven en el Área Metropolitana de San Salvador, El Salvador*. 117–132.

- Chen, W., Pourghasemi, H. R., Kornejady, A., & Zhang, N. (2017). Landslide spatial modeling: Introducing new ensembles of ANN, MaxEnt, and SVM machine learning techniques. *Geoderma*, 305(May), 314–327. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.06.020>
- Cho, S. E., & Lee, S. R. (2001). Instability of unsaturated soil slopes due to infiltration. *Computers and Geotechnics*, 28(3), 185–208. [https://doi.org/10.1016/S0266-352X\(00\)00027-6](https://doi.org/10.1016/S0266-352X(00)00027-6)
- Conoscenti, C., Agnesi, V., Cama, M., Caraballo-Arias, N. A., & Rotigliano, E. (2018). Assessment of Gully Erosion Susceptibility Using Multivariate Adaptive Regression Splines and Accounting for Terrain Connectivity. *Land Degradation and Development*, 29(3), 724–736. <https://doi.org/10.1002/ldr.2772>
- Conoscenti, C., Ciaccio, M., Caraballo-Arias, N. A., Gómez-Gutiérrez, Á., Rotigliano, E., & Agnesi, V. (2015). Assessment of susceptibility to earth-flow landslide using logistic regression and multivariate adaptive regression splines: A case of the Belice River basin (western Sicily, Italy). *Geomorphology*, 242, 49–64. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.020>
- Conoscenti, C., Di Maggio, C., & Rotigliano, E. (2008). GIS analysis to assess landslide susceptibility in a fluvial basin of NW Sicily (Italy). *Geomorphology*, 94(3–4), 325–339. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.10.039>
- Conrad, O., Bechtel, B., Bock, M., Dietrich, H., Fischer, E., Gerlitz, L., Wehberg, J., Wichmann, V., & Böhner, J. (2015). System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4. *Geoscientific Model Development*, 8(7), 1991–2007. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1991-2015>
- Corti, G., Carminati, E., Mazzarini, F., & Garcia, M. O. (2005). Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America. *Geology*, 33(12), 989–992. <https://doi.org/10.1130/G21992.1>
- Costanzo, D., Rotigliano, E., Irigaray, C., Jiménez-Perálvarez, J. D., & Chacón, J. (2012). Factors selection in landslide susceptibility modelling on large scale following the gis matrix method: Application to the river Beiro basin (Spain). *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(2), 327–340. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-327-2012>
- Crosta, G. B. (2004). Introduction to the special issue on rainfall-triggered landslides and debris flows. *Engineering Geology*, 73(3–4), 191–192. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.01.004>
- Cruden. (1991). A simple definition of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology - Bulletin de*

- l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 43(1), 27–29.  
<https://doi.org/10.1007/BF02590167>
- Cruden, D., & Varnes, D. (1996). Landslide Types and Processes, Transportation Research Board, U.S. National Academy of Sciences, Special Report, 247: 36-75. *Special Report - National Research Council, Transportation Research Board*, 247(JANUARY 1996), 36–57.
- Davis, W. M. (1899). The Geographical Cycle. *Nature*, 56(1448), 292–292.  
<https://doi.org/10.1038/056292b0>
- Dikau, R. (1988). *Entwurf einer geomorphographisch-analytischen Systematik von Reliefeinheiten* (Vol. 5). Geograph. Inst. d. Univ.
- Dirección del Instituto Geografico y del Catastro Nacional. (2006). *Mapa de ocupación del suelo 1:100,00*. 1–22.
- Dormann, C. F., Elith, J., Bacher, S., Buchmann, C., Carl, G., Carré, G., Marquéz, J. R. G., Gruber, B., Lafourcade, B., Leitão, P. J., Münkemüller, T., McClean, C., Osborne, P. E., Reineking, B., Schröder, B., Skidmore, A. K., Zurell, D., & Lautenbach, S. (2013). Collinearity: A review of methods to deal with it and a simulation study evaluating their performance. *Ecography*, 36(1), 27–46.  
<https://doi.org/10.1111/j.1600-0587.2012.07348.x>
- Dull, R. A., Southon, J. R., Kutterolf, S., Freundt, a., Wahl, D., & Sheets, P. (2010). Did the TBJ Ilopango eruption cause the AD 536 event? *AGU Fall Meeting Abstracts*, 1(1983), 2370.  
<http://adsabs.harvard.edu/abs/2010AGUFM.V13C2370D>
- Dull, R. A., Southon, J. R., & Sheets, P. (2001). *Volcanism , Ecology and Culture : A Reassessment of the Volcán Ilopango Tbj eruption in the Southern Maya Realm*. 12(1), 25–44.
- Environmental Systems Research Institute. (2012). 10.1. Environmental Systems Research Institute. *Redlands, CA*.
- Fell, R., Corominas, J., Bonnard, C., Cascini, L., Leroi, E., & Savage, W. Z. (2008). Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. *Engineering Geology*, 102(3–4), 85–98.  
<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.03.022>
- Feng, H., Miao, Z., & Hu, Q. (2022). Study on the Uncertainty of Machine Learning Model for Earthquake-Induced Landslide Susceptibility Assessment. *Remote Sensing*, 14(13), 1–14.  
<https://doi.org/10.3390/rs14132968>
- García-Rodríguez, M. J., & Malpica, J. A. (2010). Assessment of earthquake-triggered landslide susceptibility in El Salvador based on an artificial neural network model. *Natural Hazards and Earth System*

- Science*, 10(6), 1307–1315. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-1307-2010>
- García-Rodríguez, M. J., Malpica, J. A., Benito, B., & Díaz, M. (2008). Susceptibility assessment of earthquake-triggered landslides in El Salvador using logistic regression. *Geomorphology*, 95(3–4), 172–191. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.06.001>
- Giles-Corti, B., Timperio, A., Bull, F., & Pikora, T. (2005). Correlates : Increased Specificity for Ecological. *October*, 33(4), 175–181. <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/16239834>
- Glade, T., Anderson, M., & Crozier, M. J. (2012). Landslide Hazard and Risk. In *Landslide Hazard and Risk*. <https://doi.org/10.1002/9780470012659>
- Guzzetti, F. (2006). *Landslide Hazard and Risk Assessment*. <https://bonndoc.ulb.uni-bonn.de/xmlui/handle/20.500.11811/2644>
- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., & Reichenbach, P. (1999). Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 13(6), 1995.
- Guzzetti, F., Mondini, A. C., Cardinali, M., Fiorucci, F., Santangelo, M., & Chang, K. T. (2012). Landslide inventory maps: New tools for an old problem. *Earth-Science Reviews*, 112(1–2), 42–66. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.02.001>
- He, Y., & Zhang, Y. (2022). Comparison of Three Mixed-Effects Models for Mass Movement Susceptibility Mapping Based on Incomplete Inventory in China. *Remote Sensing*, 14(23). <https://doi.org/10.3390/rs14236068>
- Hengl, Tomislav., & Reuter, H. I. (2008). *Geomorphometry: concepts, software, applications*.
- Hernández Martínez, M. (2017). *Landslide Susceptibility Models for Storm Triggered Multiple Occurring Debris Flows In El Salvador*.
- Hernández, W. (2004). *Características geotécnicas y vulcanológicas de las tefras de Tierra Blanca Joven de Ilopango, El Salvador*. Universidad Politécnica de El Salvador.
- Highland, L. (2004). Landslide types and processes. In *USGS Numbered Series* (Vols. 2004–3072, Issue 4). <https://doi.org/https://doi.org/10.3133/fs20043072>
- Huabin, W., Gangjun, L., Weiya, X., & Gonghui, W. (2005). GIS-based landslide hazard assessment: An overview. *Progress in Physical Geography*, 29(4), 548–567. <https://doi.org/10.1191/0309133305pp462ra>

- Humboldt. (2021). *Cooperación Humboldt*.  
<https://cooperationhumboldt.com/growing-annual-crops-spanish/>
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167–194.  
<https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y>
- Jakob, M., & Hungr, O. (2005). Debris-flow hazards and related phenomena. In *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, 2005. <https://doi.org/10.1007/b138657>
- Jones, K. R. P. S. and D. B. (2018). Natural Hazards: Earthquakes, Volcanoes and Landslides. *Chromatographia*, 81(11), 1597.  
<https://doi.org/10.1007/s10337-018-3562-9>
- Lewis, Y. W. (2008). Geologic Controls for Landslides in the Central American Highlands of Northern El Salvador. *Memory*.
- Lexa, J., Šebesta, J., Chavez, J. A., Hernández, W., & 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>
- Lombardo, L., & Mai, P. M. (2018). Presenting logistic regression-based landslide susceptibility results. *Engineering Geology*, 244(January), 14–24. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.07.019>
- López, P., Qüense, J., Henríquez, C., & Martínez, C. (2022). Applicability of spatial prediction models for landslide susceptibility in land-use zoning instruments: a guideline in a coastal settlement in South-Central Chile. *Geocarto International*, 37(22), 6474–6493.  
<https://doi.org/10.1080/10106049.2021.1939440>
- Mann, C. P., Stix, J., Vallance, J. W., & Richer, M. (2004). Subaqueous intracaldera volcanism, Ilopango Caldera, El Salvador, Central America. *Groundwater*, 1(4), 51–51. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1963.tb01936.x>
- MARN. (2004). *Memoria técnica para el mapa de susceptibilidad de deslizamientos de tierra en El Salvador*. 503. [www.snet.gob.sv](http://www.snet.gob.sv)
- MARN. (2017). *Plan nacional de gestión integrada del recurso hídrico de El Salvador, con énfasis en zonas prioritarias* (Issue 503).  
<https://cidoc.marn.gob.sv/documentos/plan-nacional-de-gestion-integrada-del-recurso-hidrico-de-el-salvador-con-enfasis-en-zonas-prioritarias/>
- Martinello, C., Mercurio, C., Cappadonia, C., Hernández Martínez, M. Á., Reyes Martínez, M. E., Rivera Ayala, J. Y., Conoscenti, C., & Rotigliano, E. (2022). Investigating Limits in Exploiting Assembled Landslide Inventories for Calibrating Regional Susceptibility Models:

- A Test in Volcanic Areas of El Salvador. *Applied Sciences (Switzerland)*, 12(12). <https://doi.org/10.3390/app12126151>
- Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., Benito, B., & Hernández, D. (2004). Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology*, 32(1), 65–68. <https://doi.org/10.1130/G20089.1>
- Maxar. (2020). *Maxar imagery*. <https://www.maxar.com/products/satellite-imagery>
- McColl, S. T. (2015). Landslide Causes and Triggers. In *Landslide Hazards, Risks, and Disasters*. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-396452-6.00002-1>
- Memarian, H., Abdi Bastami, S., Akbari, M., Tajbakhsh, S. M., & Azamirad, M. (2023). An integrative approach of the physical-based stability index mapping with the maximum entropy stochastic model for risk analysis of mass movements. *Environment, Development and Sustainability*, 25(3), 2808–2830. <https://doi.org/10.1007/s10668-022-02165-1>
- 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)*. Università degli Studi de Palermo.
- Mercurio, C., Calderón-Cucunuba, L. P., Argueta-Platero, A. A., Azzara, G., Cappadonia, C., Martinello, C., Rotigliano, E., & Conoscenti, C. (2023). Predicting Earthquake-Induced Landslides by Using a Stochastic Modeling Approach: A Case Study of the 2001 El Salvador Coseismic Landslides. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 12(4). <https://doi.org/10.3390/ijgi12040178>
- Mercurio, C., Martinello, C., Rotigliano, E., Argueta-Platero, A. A., Reyes-Martínez, M. E., Rivera-Ayala, J. Y., & Conoscenti, C. (2021). Mapping Susceptibility to Debris Flows Triggered by Tropical Storms: A Case Study of the San Vicente Volcano Area (El Salvador, CA). *Earth*, 2(1), 66–85. <https://doi.org/10.3390/earth2010005>
- Milborrow, S. (2021). *Notes on the earth package Stephen*. 1–69.
- Morgan, J. P., Ranero, C. R., & Vannucchi, P. (2008). Intra-arc extension in Central America: Links between plate motions, tectonics, volcanism, and geochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1–2), 365–371. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.05.004>
- Mukaka, M. . (2012). Statistics Corner: A Guide to Appropriate Use of Correlation Coefficient. *Malawi Medical Journal*, 24(3), 69–71. <https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/23638278/>
- MunichRE. (2018). *NatCatSERVICE*.

- <https://www.munichre.com/en/solutions/for-industry-clients/natcatservice.html>
- Neuland, H. (1976). A PREDICTION MODEL OF LANDSLIPS. *CATENA*, 3(2), 215–230.
- Oficina de Información Diplomática. (2018). *Ficha país República de El Salvador*. 13.
- Pandey, A., Shekhar Sarkar, M., Palni, S., Parashar, D., Singh, G., Kaushik, S., Chandra, N., Costache, R., Pratap Singh, A., Pratap Mishra, A., Almohamad, H., Al-Mutiry, M., & Abdo, H. G. (2023). Multivariate statistical algorithms for landslide susceptibility assessment in Kailash Sacred landscape, Western Himalaya. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 14(1). <https://doi.org/10.1080/19475705.2023.2227324>
- Pedrazzi, D., Sunye-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G., Costa, A., Smith, V. C., Poret, M., Dávila-Harris, P., Miggins, D. P., Hernández, W., & Gutiérrez, E. (2019). The Ilopango Tierra Blanca Joven (TBJ) eruption, El Salvador: Volcano-stratigraphy and physical characterization of the major Holocene event of Central America. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 377, 81–102. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.03.006>
- Pielke, R. A., Rubiera, J., Landsea, C., Fernández, M. L., & Klein, R. (2003). Hurricane Vulnerability in Latin America and The Caribbean: Normalized Damage and Loss Potentials. *Natural Hazards Review*, 4(3), 101. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)1527-6988\(2003\)4:3\(101\)](https://doi.org/10.1061/(asce)1527-6988(2003)4:3(101))
- Quinn, P. F., Beven, K. J., & Lamb, R. (1995). The in (a/tan/\$β\$) index: How to calculate it and how to use it within the topmodel framework. *Hydrological Processes*, 9(2), 161–182.
- R Core, T. (1997). *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Reichenbach, P., Rossi, M., Malamud, B. D., Mihir, M., & Guzzetti, F. (2018). A review of statistically-based landslide susceptibility models. *Earth-Science Reviews*, 180(November 2017), 60–91. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.03.001>
- Richer, M., Mann, C. P., & Stix, J. (2004). Mafic magma injection triggers eruption at Ilopango Caldera, El Salvador, Central America. *Special Paper of the Geological Society of America*, 375, 175–189. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2375-2.175>
- Rotigliano, E., Agnesi, V., Cappadonia, C., & Conoscenti, C. (2011). The role of the diagnostic areas in the assessment of landslide susceptibility models: A test in the sicilian chain. *Natural Hazards*, 58(3), 981–999. <https://doi.org/10.1007/s11069-010-9708-1>



- Rotigliano, E., Martinello, C., Hernández, M. A., Agnesi, V., & Conoscenti, C. (2019). Predicting the landslides triggered by the 2009 96E/Ida tropical storms in the Ilopango caldera area (El Salvador, CA): optimizing MARS-based model building and validation strategies. *Environmental Earth Sciences*, 78(6). <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8214-3>
- Schuster, R. L. (1996). Socioeconomic significance of landslides. In *Special Report - National Research Council, Transportation Research Board* (Vol. 247).
- Sebesta, J. (2006). *Elaboración de cartografía geomorfológica para incorporar el análisis de riesgo en el plan de desarrollo urbano del Área Metropolitana de San Salvador. Proyecto Fortalecimiento de la Gestión Ambiental en El Salvador SLV. El Salvador.*
- Shary, P. A. (1995). Land surface in gravity points classification by a complete system of curvatures. *Mathematical Geology*, 27(3), 373–390. <https://doi.org/10.1007/BF02084608>
- Sheets, P. D. (1979). Environmental and Cultural Effects of the Ilopango Eruption in Central America. In *Volcanic Activity and Human Ecology*. ACADEMIC PRESS, INC. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-639120-6.50022-4>
- Silva, J. R. I., Montenegro, A. A. de A., Farias, C. W. L. de A., Jardim, A. M. da R. F., Silva, T. G. F. da, & Montenegro, S. M. G. L. (2022). Morphometric characterization and land use of the Pajeú river basin in the Brazilian semi-arid region. *Journal of South American Earth Sciences*, 118(April). <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103939>
- Singh, R. P., & Bartlett, D. (2018). Natural Hazards: Earthquakes, Volcanoes, and Landslides. *CRC Press*. <http://taylorandfrancis.com>
- Story, M., & Congalton, R. G. (1986). Remote Sensing Brief Accuracy Assessment: A User's Perspective. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 52(3), 397–399. [https://www.asprs.org/wp-content/uploads/pers/1986journal/mar/1986\\_mar\\_397-399.pdf](https://www.asprs.org/wp-content/uploads/pers/1986journal/mar/1986_mar_397-399.pdf)
- Strahler, A. (1957). Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology, *Transactions of the American Geophysical Union. Transactions, American Geophysical Union*, 38(6), 913–920.
- Suñe-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G. J., Pedrazzi, D., Dávila-Harris, P., Miggins, D. P., Costa, A., Ortega-Obregón, C., Lacan, P., Gutierrez, E., & Hernández, W. (2019). The Ilopango caldera complex, El Salvador: Stratigraphic revision of the complete eruptive sequence and recurrence of large explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 374, 100–119.

- <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.02.011>
- Tien Bui, D., Tuan, T. A., Klempe, H., Pradhan, B., & Revhaug, I. (2016). Spatial prediction models for shallow landslide hazards: a comparative assessment of the efficacy of support vector machines, artificial neural networks, kernel logistic regression, and logistic model tree. *Landslides*, 13(2), 361–378. <https://doi.org/10.1007/s10346-015-0557-6>
- Tyagi, A., Tiwari, R. K., & James, N. (2023). Identification of the significant parameters in spatial prediction of landslide hazard. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 82(8), 1–13. <https://doi.org/10.1007/s10064-023-03334-w>
- van Westen, C. J., Castellanos, E., & Kuriakose, S. L. (2008). Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: An overview. *Engineering Geology*, 102(3–4), 112–131. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.03.010>
- Vargas-Cuervo, G., Rotigliano, E., & Conoscenti, C. (2019). Prediction of debris-avalanches and -flows triggered by a tropical storm by using a stochastic approach: An application to the events occurred in Mocoa (Colombia) on 1 April 2017. *Geomorphology*, 339(December 1999), 31–43. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.04.023>
- Varnes, D. (1978). Slope Movement Types and Processes. *Special Report*, 176, 11–33.
- VMVDU. (2012). *Plan Nacional de Ordenamiento y Desarrollo Territorial. Geología*.
- Vorpahl, P., Elsenbeer, H., Märker, M., & Schröder, B. (2012). How can statistical models help to determine driving factors of landslides? *Ecological Modelling*, 239, 27–39. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2011.12.007>
- Wang, L., & Liu, H. (2006). An efficient method for identifying and filling surface depressions in digital elevation models for hydrologic analysis and modelling. *International Journal of Geographical Information Science*, 20(2), 193–213.
- Weber, H. S., Wiesemann, G., Weinmann, W., & Wittekindt, H. (1974). *Mapa geológico general de la República de El Salvador 1: 500,000*.
- Weiss, A. (2001). Topographic position and landforms analysis. In Poster presentation. *ESRI User Conference*.
- Welch, B. L., Cole, D. N., McArthur, E. D., Booth, G. D., Geier-Hayes, K., & Sloan, J. P. (1994). *Identifying proxy sets in multiple linear regression: an aid to better coefficient interpretation* (Issues 470–476). US Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Research Station.

- White, R. A. (1991). Tectonic implications of upper-crustal seismicity in Central America. *Neotectonics of North America*, 1, 323–338.
- Wieczorek, G. F. (1996). Landslides: investigation and mitigation. Chapter 4-Landslide triggering mechanisms. *Transportation Research Board Special Report*, 247, 76–90.
- Wilson, J. P., & Gallant, J. C. (Eds. . (2000). *Terrain analysis: principles and applications* (John Wiley & Sons (ed.)).
- Youssef, A. M., Pourghasemi, H. R., Pourtaghi, Z. S., & Al-Katheeri, M. M. (2016). Landslide susceptibility mapping using random forest, boosted regression tree, classification and regression tree, and general linear models and comparison of their performance at Wadi Tayyah Basin, Asir Region, Saudi Arabia. *Landslides*, 13(5), 839–856. <https://doi.org/10.1007/s10346-015-0614-1>
- Youssef, K., Shao, K., Moon, S., & Bouchard, L. S. (2023). Landslide susceptibility modeling by interpretable neural network. *Communications Earth and Environment*, 4(1). <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00806-5>
- Zevenbergen, L. W., & Thorne, C. R. (1987). Quantitative analysis of land surface topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12(1), 47–56. <https://doi.org/10.1002/esp.3290120107>
- Zhang, J., Ma, X., Zhang, J., Sun, D., Zhou, X., Mi, C., & Wen, H. (2023). Insights into geospatial heterogeneity of landslide susceptibility based on the SHAP-XGBoost model. *Journal of Environmental Management*, 332(January), 117357. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2023.117357>
- (NHC), N. H. C. (2020a). *2020 Atlantic Hurricane Season*. .
- (NHC), N. H. C. (2020b). *Tropical Storm Amanda*. October, 1–32.
- (NHC), N. H. C. (2020c). *Tropical Storm Cristóbal*. August 2015, 24–28.
- Aguirre-Díaz, J. G., Suñe-Puchol, I., Davila-Harris, P., Pedrazzi, D., Hernandez, W., & Gutierrez, E. (2016). Volcanic history of the Ilopango caldera, Central American Volcanic Arc. *113th Annual Meeting*.
- Alonso-Henar, J., Álvarez-Gómez, J. A., & Martínez-Díaz, J. J. (2014). Constraints for the recent tectonics of the El Salvador Fault Zone, Central America Volcanic Arc, from morphotectonic analysis. *Tectonophysics*, 623, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.012>
- Alonso-Henar, J., Schreurs, G., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., & Villamor, P. (2015). Neotectonic development of the El Salvador Fault Zone and implications for deformation in the Central America Volcanic Arc: Insights from 4-D analog modeling experiments. *Tectonics*, 34(1), 133–151. <https://doi.org/10.1002/2014TC003723>

- Alvarado, D., DeMets, C., Tikoff, B., Hernández, D., Wawrzyniec, T. F., Pullinger, C., Mattioli, G., Turner, H. L., Rodriguez, M., & Correa-Mora, F. (2011). Forearc motion and deformation between El Salvador and Nicaragua: GPS, seismic, structural, and paleomagnetic observations. *Lithosphere*, 3(1), 3–21. <https://doi.org/10.1130/L108.1>
- Aristizábal-Giraldo, E., Vasquez Guarin, M., & Ruíz, D. (2019). Métodos estadísticos para la evaluación de la susceptibilidad por movimientos en masa. *TecnoLógicas*, 22(46), 39–60. <https://doi.org/10.22430/22565337.1247>
- Bahrami, S., Capolongo, D., & Mofrad, M. R. (2020). Morphometry of drainage basins and stream networks as an indicator of active fold growth (Gorm anticline, Fars Province, Iran). *Geomorphology*, 355, 107086. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107086>
- Bergoeing, J. P. (2015). The Geomorphology of El Salvador. In *Geomorphology of Central America* (pp. 51–59). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-803159-9.00005-4>
- Bordoni, M., Galanti, Y., Bartelletti, C., Persichillo, M. G., Barsanti, M., Giannecchini, R., Avanzi, G. D. A., Cevasco, A., Brandolini, P., Galve, J. P., & Meisina, C. (2020). The influence of the inventory on the determination of the rainfall-induced shallow landslides susceptibility using generalized additive models. *Catena*, 193(July 2019), 104630. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104630>
- Boussouf, S., Fernández, T., & Hart, A. B. (2023). Landslide susceptibility mapping using maximum entropy (MaxEnt) and geographically weighted logistic regression (GWLRL) models in the Río Aguas catchment (Almería, SE Spain). *Natural Hazards*, 117(1), 207–235. <https://doi.org/10.1007/s11069-023-05857-7>
- Calderón Cucunubá, L. P. (2018). *El uso de la Geomática en la caracterización geométrica y morfológica de la Caldera de Ilopango, "República del Salvador"*. [Universidad Autónoma de San Luis Potosí]. [http://ninive.uaslp.mx/xmlui/bitstream/handle/i/5686/Tesis\\_Laura\\_Paola\\_Calderon\\_Cucunuba\\_\(1\).pdf?sequence=1](http://ninive.uaslp.mx/xmlui/bitstream/handle/i/5686/Tesis_Laura_Paola_Calderon_Cucunuba_(1).pdf?sequence=1)
- Cama, M., Lombardo, L., Conoscenti, C., Agnesi, V., & Rotigliano, E. (2015). Predicting storm-triggered debris flow events: Application to the 2009 Ionian Peloritani disaster (Sicily, Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15(8), 1785–1806. <https://doi.org/10.5194/nhess-15-1785-2015>
- Canora, C., Martínez-Díaz, J. J., Villamor, P., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J. A., Pullinger, C., & Capote, R. (2010). Geological and seismological analysis of the 13 february 2001 Mw 6.6 el salvador

- earthquake: Evidence for surface rupture and implications for seismic hazard. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6), 2873–2890. <https://doi.org/10.1785/0120090377>
- Canora, C., Villamor, P., Martínez-Díaz, J. J., Berryman, K. R., Álvarez-Gómez, J. A., Capote, R., & Hernández, W. (2012). Paleoseismic analysis of the San Vicente segment of the El Salvador Fault Zone, El Salvador, Central America. *Geologica Acta*, 10(2), 103–123. <https://doi.org/10.1344/105.000001700>
- Cardona, B. L. (2016). *Conceptos básicos de Morfometría de Cuencas Hidrográficas*. <http://www.repositorio.usac.edu.gt/4482/>
- Carrara, A. (1983). Multivariate models for landslide hazard evaluation. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, 15(3), 403–426. <https://doi.org/10.1007/BF01031290>
- CCAD. (2011). Atlas Centroamericano para la Gestión Sostenible del Territorio. In *Angewandte Chemie International Edition*, 6(11), 951–952.
- Chacón, J., Irigaray, C., Fernández, T., & El Hamdouni, R. (2006). Engineering geology maps: Landslides and geographical information systems. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 65(4), 341–411. <https://doi.org/10.1007/s10064-006-0064-z>
- Chávez, J. A., Hernández, W., & Kopecky, L. (2012). *Problemática y Conocimiento Actual de las Tefras Tierra Blanca Joven en el Área Metropolitana de San Salvador, El Salvador*. 117–132.
- Chen, W., Pourghasemi, H. R., Kornejady, A., & Zhang, N. (2017). Landslide spatial modeling: Introducing new ensembles of ANN, MaxEnt, and SVM machine learning techniques. *Geoderma*, 305(May), 314–327. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.06.020>
- Cho, S. E., & Lee, S. R. (2001). Instability of unsaturated soil slopes due to infiltration. *Computers and Geotechnics*, 28(3), 185–208. [https://doi.org/10.1016/S0266-352X\(00\)00027-6](https://doi.org/10.1016/S0266-352X(00)00027-6)
- Conoscenti, C., Agnesi, V., Cama, M., Caraballo-Arias, N. A., & Rotigliano, E. (2018). Assessment of Gully Erosion Susceptibility Using Multivariate Adaptive Regression Splines and Accounting for Terrain Connectivity. *Land Degradation and Development*, 29(3), 724–736. <https://doi.org/10.1002/ldr.2772>
- Conoscenti, C., Ciaccio, M., Caraballo-Arias, N. A., Gómez-Gutiérrez, Á., Rotigliano, E., & Agnesi, V. (2015). Assessment of susceptibility to earth-flow landslide using logistic regression and multivariate adaptive regression splines: A case of the Belice River basin (western Sicily, Italy). *Geomorphology*, 242, 49–64.

- <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.020>
- Conoscenti, C., Di Maggio, C., & Rotigliano, E. (2008). GIS analysis to assess landslide susceptibility in a fluvial basin of NW Sicily (Italy). *Geomorphology*, 94(3–4), 325–339. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.10.039>
- Conrad, O., Bechtel, B., Bock, M., Dietrich, H., Fischer, E., Gerlitz, L., Wehberg, J., Wichmann, V., & Böhner, J. (2015). System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4. *Geoscientific Model Development*, 8(7), 1991–2007. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1991-2015>
- Corti, G., Carminati, E., Mazzarini, F., & Garcia, M. O. (2005). Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America. *Geology*, 33(12), 989–992. <https://doi.org/10.1130/G21992.1>
- Costanzo, D., Rotigliano, E., Irigaray, C., Jiménez-Perálvarez, J. D., & Chacón, J. (2012). Factors selection in landslide susceptibility modelling on large scale following the gis matrix method: Application to the river Beiro basin (Spain). *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(2), 327–340. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-327-2012>
- Crosta, G. B. (2004). Introduction to the special issue on rainfall-triggered landslides and debris flows. *Engineering Geology*, 73(3–4), 191–192. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.01.004>
- Cruden. (1991). A simple definition of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology - Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 43(1), 27–29. <https://doi.org/10.1007/BF02590167>
- Cruden, D., & Varnes, D. (1996). Landslide Types and Processes, Transportation Research Board, U.S. National Academy of Sciences, Special Report, 247: 36-75. *Special Report - National Research Council, Transportation Research Board, 247(JANUARY 1996)*, 36–57.
- Davis, W. M. (1899). The Geographical Cycle. *Nature*, 56(1448), 292–292. <https://doi.org/10.1038/056292b0>
- Dikau, R. (1988). *Entwurf einer geomorphographisch-analytischen Systematik von Reliefeinheiten* (Vol. 5). Geograph. Inst. d. Univ.
- Dirección del Instituto Geografico y del Catastro Nacional. (2006). *Mapa de ocupación del suelo 1:100,00*. 1–22.
- Dormann, C. F., Elith, J., Bacher, S., Buchmann, C., Carl, G., Carré, G., Marquéz, J. R. G., Gruber, B., Lafourcade, B., Leitão, P. J., Münkemüller, T., McClean, C., Osborne, P. E., Reineking, B., Schröder, B., Skidmore, A. K., Zurell, D., & Lautenbach, S. (2013).

- Collinearity: A review of methods to deal with it and a simulation study evaluating their performance. *Ecography*, 36(1), 27–46.  
<https://doi.org/10.1111/j.1600-0587.2012.07348.x>
- Dull, R. A., Southon, J. R., Kutterolf, S., Freundt, a., Wahl, D., & Sheets, P. (2010). Did the TBJ Ilopango eruption cause the AD 536 event? *AGU Fall Meeting Abstracts*, 1(1983), 2370.  
<http://adsabs.harvard.edu/abs/2010AGUFM.V13C2370D>
- Dull, R. A., Southon, J. R., & Sheets, P. (2001). *Volcanism , Ecology and Culture : A Reassessment of the Volcán Ilopango Tbj eruption in the Southern Maya Realm*. 12(1), 25–44.
- Environmental Systems Research Institute. (2012). 10.1. Environmental Systems Research Institute. *Redlands, CA*.
- Fell, R., Corominas, J., Bonnard, C., Cascini, L., Leroi, E., & Savage, W. Z. (2008). Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. *Engineering Geology*, 102(3–4), 85–98.  
<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.03.022>
- Feng, H., Miao, Z., & Hu, Q. (2022). Study on the Uncertainty of Machine Learning Model for Earthquake-Induced Landslide Susceptibility Assessment. *Remote Sensing*, 14(13), 1–14.  
<https://doi.org/10.3390/rs14132968>
- García-Rodríguez, M. J., & Malpica, J. A. (2010). Assessment of earthquake-triggered landslide susceptibility in El Salvador based on an artificial neural network model. *Natural Hazards and Earth System Science*, 10(6), 1307–1315. <https://doi.org/10.5194/nhess-10-1307-2010>
- García-Rodríguez, M. J., Malpica, J. A., Benito, B., & Díaz, M. (2008). Susceptibility assessment of earthquake-triggered landslides in El Salvador using logistic regression. *Geomorphology*, 95(3–4), 172–191.  
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.06.001>
- Giles-Corti, B., Timperio, A., Bull, F., & Pikora, T. (2005). Correlates : Increased Specificity for Ecological. *October*, 33(4), 175–181.  
<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/16239834>
- Glade, T., Anderson, M., & Crozier, M. J. (2012). Landslide Hazard and Risk. In *Landslide Hazard and Risk*.  
<https://doi.org/10.1002/9780470012659>
- Guzzetti, F. (2006). *Landslide Hazard and Risk Assessment*.  
<https://bonndoc.ulb.uni-bonn.de/xmlui/handle/20.500.11811/2644>
- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., & Reichenbach, P. (1999). Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 13(6),

- 1995.
- Guzzetti, F., Mondini, A. C., Cardinali, M., Fiorucci, F., Santangelo, M., & Chang, K. T. (2012). Landslide inventory maps: New tools for an old problem. *Earth-Science Reviews*, *112*(1–2), 42–66.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.02.001>
- He, Y., & Zhang, Y. (2022). Comparison of Three Mixed-Effects Models for Mass Movement Susceptibility Mapping Based on Incomplete Inventory in China. *Remote Sensing*, *14*(23).  
<https://doi.org/10.3390/rs14236068>
- Hengl, Tomislav., & Reuter, H. I. (2008). *Geomorphometry: concepts, software, applications*.
- Hernández Martínez, M. (2017). *Landslide Susceptibility Models for Storm Triggered Multiple Occurring Debris Flows In El Salvador*.
- Hernández, W. (2004). *Características geotécnicas y vulcanológicas de las tefras de Tierra Blanca Joven de Ilopango, El Salvador*. Universidad Politécnica de El Salvador.
- Highland, L. (2004). Landslide types and processes. In *USGS Numbered Series* (Vols. 2004–3072, Issue 4).  
<https://doi.org/https://doi.org/10.3133/fs20043072>
- Huabin, W., Gangjun, L., Weiya, X., & Gonghui, W. (2005). GIS-based landslide hazard assessment: An overview. *Progress in Physical Geography*, *29*(4), 548–567.  
<https://doi.org/10.1191/0309133305pp462ra>
- Humboldt. (2021). *Cooperación Humboldt*.  
<https://cooperationhumboldt.com/growing-annual-crops-spanish/>
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, *11*(2), 167–194.  
<https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y>
- Jakob, M., & Hungr, O. (2005). Debris-flow hazards and related phenomena. In *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, 2005. <https://doi.org/10.1007/b138657>
- Jones, K. R. P. S. and D. B. (2018). Natural Hazards: Earthquakes, Volcanoes and Landslides. *Chromatographia*, *81*(11), 1597.  
<https://doi.org/10.1007/s10337-018-3562-9>
- Lewis, Y. W. (2008). Geologic Controls for Landslides in the Central American Highlands of Northern El Salvador. *Memory*.
- Lexa, J., Šebesta, J., Chavez, J. A., Hernández, W., & 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>



- Lombardo, L., & Mai, P. M. (2018). Presenting logistic regression-based landslide susceptibility results. *Engineering Geology*, 244(January), 14–24. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.07.019>
- López, P., Qüense, J., Henríquez, C., & Martínez, C. (2022). Applicability of spatial prediction models for landslide susceptibility in land-use zoning instruments: a guideline in a coastal settlement in South-Central Chile. *Geocarto International*, 37(22), 6474–6493. <https://doi.org/10.1080/10106049.2021.1939440>
- Mann, C. P., Stix, J., Vallance, J. W., & Richer, M. (2004). Subaqueous intracaldera volcanism, Ilopango Caldera, El Salvador, Central America. *Groundwater*, 1(4), 51–51. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1963.tb01936.x>
- MARN. (2004). *Memoria técnica para el mapa de susceptibilidad de deslizamientos de tierra en El Salvador*. 503. [www.snet.gob.sv](http://www.snet.gob.sv)
- MARN. (2017). *Plan nacional de gestión integrada del recurso hídrico de El Salvador, con énfasis en zonas prioritarias* (Issue 503). <https://cidoc.marn.gob.sv/documentos/plan-nacional-de-gestion-integrada-del-recurso-hidrico-de-el-salvador-con-enfasis-en-zonas-prioritarias/>
- Martinello, C., Mercurio, C., Cappadonia, C., Hernández Martínez, M. Á., Reyes Martínez, M. E., Rivera Ayala, J. Y., Conoscenti, C., & Rotigliano, E. (2022). Investigating Limits in Exploiting Assembled Landslide Inventories for Calibrating Regional Susceptibility Models: A Test in Volcanic Areas of El Salvador. *Applied Sciences (Switzerland)*, 12(12). <https://doi.org/10.3390/app12126151>
- Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., Benito, B., & Hernández, D. (2004). Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology*, 32(1), 65–68. <https://doi.org/10.1130/G20089.1>
- Maxar. (2020). *Maxar imagery*. <https://www.maxar.com/products/satellite-imagery>
- McColl, S. T. (2015). Landslide Causes and Triggers. In *Landslide Hazards, Risks, and Disasters*. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-396452-6.00002-1>
- Memarian, H., Abdi Bastami, S., Akbari, M., Tajbakhsh, S. M., & Azamirad, M. (2023). An integrative approach of the physical-based stability index mapping with the maximum entropy stochastic model for risk analysis of mass movements. *Environment, Development and Sustainability*, 25(3), 2808–2830. <https://doi.org/10.1007/s10668-022-02165-1>
- 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)*. Università degli Studi de Palermo.
- Mercurio, C., Calderón-Cucunuba, L. P., Argueta-Platero, A. A., Azzara, G., Cappadonia, C., Martinello, C., Rotigliano, E., & Conoscenti, C. (2023). Predicting Earthquake-Induced Landslides by Using a Stochastic Modeling Approach: A Case Study of the 2001 El Salvador Coseismic Landslides. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 12(4). <https://doi.org/10.3390/ijgi12040178>
- Mercurio, C., Martinello, C., Rotigliano, E., Argueta-Platero, A. A., Reyes-Martínez, M. E., Rivera-Ayala, J. Y., & Conoscenti, C. (2021). Mapping Susceptibility to Debris Flows Triggered by Tropical Storms: A Case Study of the San Vicente Volcano Area (El Salvador, CA). *Earth*, 2(1), 66–85. <https://doi.org/10.3390/earth2010005>
- Milborrow, S. (2021). *Notes on the earth package Stephen*. 1–69.
- Morgan, J. P., Ranero, C. R., & Vannucchi, P. (2008). Intra-arc extension in Central America: Links between plate motions, tectonics, volcanism, and geochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1–2), 365–371. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.05.004>
- Mukaka, M. . (2012). Statistics Corner: A Guide to Appropriate Use of Correlation Coefficient. *Malawi Medical Journal*, 24(3), 69–71. <https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/23638278/>
- MunichRE. (2018). *NatCatSERVICE*. <https://www.munichre.com/en/solutions/for-industry-clients/natcatservice.html>
- Neuland, H. (1976). A PREDICTION MODEL OF LANDSLIPS. *CATENA*, 3(2), 215–230.
- Oficina de Información Diplomática. (2018). *Ficha país República de El Salvador*. 13.
- Pandey, A., Shekhar Sarkar, M., Palni, S., Parashar, D., Singh, G., Kaushik, S., Chandra, N., Costache, R., Pratap Singh, A., Pratap Mishra, A., Almohamad, H., Al-Mutiry, M., & Abdo, H. G. (2023). Multivariate statistical algorithms for landslide susceptibility assessment in Kailash Sacred landscape, Western Himalaya. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 14(1). <https://doi.org/10.1080/19475705.2023.2227324>
- Pedrazzi, D., Sunye-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G., Costa, A., Smith, V. C., Poret, M., Dávila-Harris, P., Miggins, D. P., Hernández, W., & Gutiérrez, E. (2019). The Ilopango Tierra Blanca Joven (TBJ) eruption, El Salvador: Volcano-stratigraphy and physical characterization of the major Holocene event of Central America. *Journal of Volcanology and*

- Geothermal Research*, 377, 81–102.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.03.006>
- Pielke, R. A., Rubiera, J., Landsea, C., Fernández, M. L., & Klein, R. (2003). Hurricane Vulnerability in Latin America and The Caribbean: Normalized Damage and Loss Potentials. *Natural Hazards Review*, 4(3), 101. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)1527-6988\(2003\)4:3\(101\)](https://doi.org/10.1061/(asce)1527-6988(2003)4:3(101))
- Quinn, P. F., Beven, K. J., & Lamb, R. (1995). The in (a/tan/\$β\$) index: How to calculate it and how to use it within the topmodel framework. *Hydrological Processes*, 9(2), 161–182.
- R Core, T. (1997). *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Reichenbach, P., Rossi, M., Malamud, B. D., Mihir, M., & Guzzetti, F. (2018). A review of statistically-based landslide susceptibility models. *Earth-Science Reviews*, 180(November 2017), 60–91. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.03.001>
- Richer, M., Mann, C. P., & Stix, J. (2004). Mafic magma injection triggers eruption at Ilopango Caldera, El Salvador, Central America. *Special Paper of the Geological Society of America*, 375, 175–189. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2375-2.175>
- Rotigliano, E., Agnesi, V., Cappadonia, C., & Conoscenti, C. (2011). The role of the diagnostic areas in the assessment of landslide susceptibility models: A test in the sicilian chain. *Natural Hazards*, 58(3), 981–999. <https://doi.org/10.1007/s11069-010-9708-1>
- Rotigliano, E., Martinello, C., Hernández, M. A., Agnesi, V., & Conoscenti, C. (2019). Predicting the landslides triggered by the 2009 96E/Ida tropical storms in the Ilopango caldera area (El Salvador, CA): optimizing MARS-based model building and validation strategies. *Environmental Earth Sciences*, 78(6). <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8214-3>
- Schuster, R. L. (1996). Socioeconomic significance of landslides. In *Special Report - National Research Council, Transportation Research Board* (Vol. 247).
- Sebesta, J. (2006). *Elaboración de cartografía geomorfológica para incorporar el análisis de riesgo en el plan de desarrollo urbano del Área Metropolitana de San Salvador. Proyecto Fortalecimiento de la Gestión Ambiental en El Salvador SLV. El Salvador.*
- Shary, P. A. (1995). Land surface in gravity points classification by a complete system of curvatures. *Mathematical Geology*, 27(3), 373–390. <https://doi.org/10.1007/BF02084608>
- Sheets, P. D. (1979). Environmental and Cultural Effects of the Ilopango

- Eruption in Central America. In *Volcanic Activity and Human Ecology*. ACADEMIC PRESS, INC. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-639120-6.50022-4>
- Silva, J. R. I., Montenegro, A. A. de A., Farias, C. W. L. de A., Jardim, A. M. da R. F., Silva, T. G. F. da, & Montenegro, S. M. G. L. (2022). Morphometric characterization and land use of the Pajeú river basin in the Brazilian semi-arid region. *Journal of South American Earth Sciences*, 118(April). <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103939>
- Singh, R. P., & Bartlett, D. (2018). Natural Hazards: Earthquakes, Volcanoes, and Landslides. *CRC Press*. <http://taylorandfrancis.com>
- Story, M., & Congalton, R. G. (1986). Remote Sensing Brief Accuracy Assessment: A User's Perspective. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 52(3), 397–399. [https://www.asprs.org/wp-content/uploads/pers/1986journal/mar/1986\\_mar\\_397-399.pdf](https://www.asprs.org/wp-content/uploads/pers/1986journal/mar/1986_mar_397-399.pdf)
- Strahler, A. (1957). Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology, Transactions of the American Geophysical Union. *Transactions, American Geophysical Union*, 38(6), 913–920.
- Suñe-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G. J., Pedrazzi, D., Dávila-Harris, P., Miggins, D. P., Costa, A., Ortega-Obregón, C., Lacan, P., Gutierrez, E., & Hernández, W. (2019). The Ilopango caldera complex, El Salvador: Stratigraphic revision of the complete eruptive sequence and recurrence of large explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 374, 100–119. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.02.011>
- Tien Bui, D., Tuan, T. A., Klempe, H., Pradhan, B., & Revhaug, I. (2016). Spatial prediction models for shallow landslide hazards: a comparative assessment of the efficacy of support vector machines, artificial neural networks, kernel logistic regression, and logistic model tree. *Landslides*, 13(2), 361–378. <https://doi.org/10.1007/s10346-015-0557-6>
- Tyagi, A., Tiwari, R. K., & James, N. (2023). Identification of the significant parameters in spatial prediction of landslide hazard. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 82(8), 1–13. <https://doi.org/10.1007/s10064-023-03334-w>
- van Westen, C. J., Castellanos, E., & Kuriakose, S. L. (2008). Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: An overview. *Engineering Geology*, 102(3–4), 112–131. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.03.010>
- Vargas-Cuervo, G., Rotigliano, E., & Conoscenti, C. (2019). Prediction of debris-avalanches and -flows triggered by a tropical storm by using a stochastic approach: An application to the events occurred in Mocoa

- (Colombia) on 1 April 2017. *Geomorphology*, 339(December 1999), 31–43. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.04.023>
- Varnes, D. (1978). Slope Movement Types and Processes. *Special Report*, 176, 11–33.
- VMVDU. (2012). *Plan Nacional de Ordenamiento y Desarrollo Territorial. Geología*.
- Vorpahl, P., Elsenbeer, H., Märker, M., & Schröder, B. (2012). How can statistical models help to determine driving factors of landslides? *Ecological Modelling*, 239, 27–39. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2011.12.007>
- Wang, L., & Liu, H. (2006). An efficient method for identifying and filling surface depressions in digital elevation models for hydrologic analysis and modelling. *International Journal of Geographical Information Science*, 20(2), 193–213.
- Weber, H. S., Wiesemann, G., Weinmann, W., & Wittekindt, H. (1974). *Mapa geológico general de la República de El Salvador 1: 500,000*.
- Weiss, A. (2001). Topographic position and landforms analysis. In Poster presentation. *ESRI User Conference*.
- Welch, B. L., Cole, D. N., McArthur, E. D., Booth, G. D., Geier-Hayes, K., & Sloan, J. P. (1994). *Identifying proxy sets in multiple linear regression: an aid to better coefficient interpretation* (Issues 470–476). US Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Research Station.
- White, R. A. (1991). Tectonic implications of upper-crustal seismicity in Central America. *Neotectonics of North America*, 1, 323–338.
- Wieczorek, G. F. (1996). Landslides: investigation and mitigation. Chapter 4-Landslide triggering mechanisms. *Transportation Research Board Special Report*, 247, 76–90.
- Wilson, J. P., & Gallant, J. C. (Eds. . (2000). *Terrain analysis: principles and applications* (John Wiley & Sons (ed.)).
- Youssef, A. M., Pourghasemi, H. R., Pourtaghi, Z. S., & Al-Katheeri, M. M. (2016). Landslide susceptibility mapping using random forest, boosted regression tree, classification and regression tree, and general linear models and comparison of their performance at Wadi Tayyah Basin, Asir Region, Saudi Arabia. *Landslides*, 13(5), 839–856. <https://doi.org/10.1007/s10346-015-0614-1>
- Youssef, K., Shao, K., Moon, S., & Bouchard, L. S. (2023). Landslide susceptibility modeling by interpretable neural network. *Communications Earth and Environment*, 4(1). <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00806-5>

- Zevenbergen, L. W., & Thorne, C. R. (1987). Quantitative analysis of land surface topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12(1), 47–56. <https://doi.org/10.1002/esp.3290120107>
- Zhang, J., Ma, X., Zhang, J., Sun, D., Zhou, X., Mi, C., & Wen, H. (2023). Insights into geospatial heterogeneity of landslide susceptibility based on the SHAP-XGBoost model. *Journal of Environmental Management*, 332(January), 117357. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2023.117357>