

**UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR  
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMATICA  
ESCUELA DE FISICA**



**MODELACION DE FLUJOS DE ESCOMBROS EN EL FLANCO NORTE DEL  
VOLCAN DE SAN VICENTE USANDO MODELOS NUMERICOS**

**TRABAJO DE GRADUACION PRESENTADO POR:**

**RODRIGO FERNANDO MÉNDEZ ALFARO**

**PARA OPTAR AL GRADO DE:**

**LICENCIADO EN GEOFISICA**

**FEBRERO DE 2022**

**SAN SALVADOR, EL SALVADOR, CENTRO AMÉRICA**

**Autoridades Universitarias:**

**RECTOR**

M.Sc. ROGER ARMANDO ARIAS

**VICERRECTOR ACADEMICO**

PhD. RAUL ERNESTO AZCUNAGA LOPEZ

**VICERRECTOR ADMINISTRATIVO**

Ing. JUAN JOSÉ QUINTANILLA

**SECRETARIO GENERAL**

Ing. FRANCISCO ANTONIO ALARCÓN SANDOVAL

**FISCAL GENERAL**

Ing. RAFAEL HUMBERTO PEÑA MARIN

**FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMATICA**

**DECANO**

Lic. MAURICIO HERNAÁN LOVO

**VICEDECANO**

M.Sc. ZOILA VIRGINIA GUERRERO

**DIRECTOR INTERINO DE LA ESCUELA DE FISICA:**

Lic. GUILLERMO NAPOLEÓN MORÁN

## **Comité de trabajo de graduación**

### **COORDINADOR DE PROCESOS DE GRADUACIÓN DE LA ESCUELA DE FÍSICA**

M.Sc. VÍCTOR LAUREANO CORTÉZ LARA

### **DOCENTES DIRECTORES**

M.Sc. DAGOBERTO ARÉVALO HERRERA

M.Sc. MARIO ERNESTO REYES MARTÍNEZ

### **TRIBUNAL EVALUADOR**

M.Sc. DAGOBERTO ARÉVALO HERRERA

M.Sc. NELSON EDILTRUDYS GÓMEZ CEDILLOS

Ing. DOUGLAS ANTONIO HERNÁNDEZ CASTILLO

## **Agradecimientos:**

Agradecimientos a mis padres, hermanas, amigos, asesores y maestros durante el proceso de desarrollo de este trabajo.

## INDICE DE CONTENIDOS

Autoridades Universitarias: .....	ii
Agradecimientos: .....	iv
INDICE DE CONTENIDOS .....	v
INDICE DE TABLAS .....	vii
INDICE DE FIGURAS .....	ix
RESUMEN .....	xiii
CAPITULO I: INTRODUCCION.....	14
1.1. Antecedentes .....	14
1.2. Planteamiento del problema.....	16
1.3. Justificación.....	16
1.4. Objetivos. ....	18
CAPITULO II: MARCO TEORICO.....	19
2.1. Flujos de escombros. ....	19
2.2. Descripción de la zona de estudio. ....	26
2.3. Métodos para la modelación del recorrido de deslizamientos de tierra....	48
2.4. r.avaflow.....	50
CAPITULO III: METODOLOGIA.....	65
3.1. Retro-análisis .....	65
3.2. Criterios de comparación .....	69
CAPITULO IV: ANALISIS Y DISCUSION DE RESULTADOS.....	71
4.1. Evaluación de criterios de comparación.....	71
4.2. Ilustración del modelo ROC .....	90
4.3. Predicciones futuras.....	97

CAPITULO V: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....	109
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS .....	114
APÉNDICES O ANEXOS.....	120

## INDICE DE TABLAS

Tabla N° 1: Precipitaciones máximas acumuladas entre las 7:00 a.m. del sábado 7 de noviembre y las 7:00 a.m. del 8 de noviembre del 2009 .....	41
Tabla N° 2: Población afectada por la Tormenta Tropical Ida/Depresión Tropical 96E.....	48
Tabla N° 3: Validación de los criterios que se usan en r.avaflow para la validación. ....	63
Tabla N° 4: Conjunto de parámetros utilizados para los 20 escenarios en el retro-análisis del evento de 2009, del conjunto de quebradas que drenan al municipio de Guadalupe en el flanco norte del volcán de San Vicente, El Salvador.....	68
Tabla N° 5: Conjunto de parámetros utilizados para los 20 escenarios en el retro-análisis del evento de 2009, del conjunto de quebradas que drenan a los municipios de Verapaz y Tepetitán en el flanco norte del volcán de San Vicente, El Salvador. ....	69
Tabla N° 6: Resultados de la estimación de los clasificadores discretos para el retro-análisis del flujo de escombros en el flanco norte del volcán de San Vicente de 2009, sector de Guadalupe. ....	75
Tabla N° 7: Resultados de simulaciones de altura máxima de flujo de escenarios para el retro-análisis del flujo de escombros en el flanco norte del volcán de San Vicente de 2009, sector de Guadalupe. ....	77
Tabla N° 8: Resultados de simulaciones de depósitos finales de escenarios para el retro-análisis del flujo de escombros en el flanco norte del volcán de San Vicente de 2009, sector de Guadalupe. ....	79
Tabla N° 9: Resultados de la estimación de los clasificadores discretos para el retro-análisis del flujo de escombros en el flanco norte del volcán de San Vicente de 2009, sector de Verapaz-Tepetitán. ....	85
Tabla N° 10: Resultados de simulaciones de altura máxima de flujo de escenarios para el retro-análisis del flujo de escombros en el flanco norte del volcán de San Vicente de 2009, sector de Verapaz-Tepetitán. ....	87

Tabla N° 11: Resultados de simulaciones de depósitos finales de escenarios para el retro-análisis del flujo de escombros en el flanco norte del volcán de San Vicente de 2009, sector de Verapaz-Tepetitán. ....	89
Tabla N° 12: Escenario futuros simulados según su nivel de susceptibilidad a ocurrencia, espesor y volumen de áreas de liberación. ....	99
Tabla N° 13: Definición de intensidad de deslizamientos basado en las máximas velocidades y alturas máximas de flujo. ....	99
Tabla N° 14: Valores de corte y frontera de altura de flujo y velocidades.. ....	101
Tabla N° 15: Altura máxima de flujo de escenarios propuestos de escenarios futuros. ....	102
Tabla N° 16: Velocidad máxima de flujo de escenarios propuestos de escenarios futuros. ....	103

## INDICE DE FIGURAS

Figura N° 1: Esquema de un flujo de escombros. ....	21
Figura N° 2: Diagrama de oleada de flujo de escombros en vista de perfil con un frente de bloques.....	21
Figura N° 3: Zonas de liberación u origen y canal de transporte de flujos de escombros, flanco norte del volcán de San Vicente, 2009.....	24
Figura N° 4: Compilación de velocidades máximas para varios tipos de deslizamientos tipo flujos .....	25
Figura N° 5: Depósitos de flujos de escombros, Verapaz, San Vicente, El Salvador 2009 .....	26
Figura N° 6: Mapa de ubicación de la zona de estudio y sistema de quebradas del volcán de San Vicente.....	27
Figura N° 7: Mapa de ubicación de la zona de estudio. Formaciones geológicas presentes.....	28
Figura N° 8: Mapa de pendientes de la zona de estudio.....	30
Figura N° 9: Fotografía del vuelo de 1949 sobre el flanco noroeste del volcán de San Vicente .....	32
Figura N° 10: Puente destruido por lahar en volcán de San Vicente, 1995.....	33
Figura N° 11: Mapa de ubicación del deslizamiento de 1995 sobre el flanco sur del volcán de San Vicente.....	34
Figura N° 12: Fotografía de inspección de campo del deslizamiento de 1995 sobre el flanco sur del volcán de San Vicente.....	35
Figura N° 13: flujo de escombros sobre quebrada El Muerto vista desde la parte baja hacia la zona de inicio del flujo.....	36
Figura N° 14: Vista hacia el norte desde la parte alta del deslizamiento sobre quebrada El Amate Blanco. Tomado de Jibson et al. (2004). ....	37
Figura N° 15: Vista aérea oblicua de la zona de depósito del flujo de escombros al noreste del casco urbano del municipio de Guadalupe.....	37
Figura N° 16: Mapa de ubicación de los deslizamientos de 2001 producto del terremoto del 13 de febrero en volcán de San Vicente .....	38

Figura N° 17: Mapa de cicatrices de flujos de escombros en quebradas del volcán de San Vicente posterior a época lluviosa de 2001.....	39
Figura N° 18: Mapa de lluvia acumulada desde las 7:00 a.m. del 7 de noviembre a las 7:00 a.m. del 8 de noviembre de 2009. ....	41
Figura N° 19: Histograma de lluvia acumulada de estación San Vicente desde las 7:00 a.m. del 7 de noviembre a las 7:00 a.m. del 8 de noviembre de 2009 .....	42
Figura N° 20: Mapa de flujos de escombros ocurridos el 8 de noviembre en quebradas que se activaron del flanco norte del volcán de San Vicente .....	43
Figura N° 21: Mapa de volúmenes depositados según MARN y de origen (estimación propia) a través de reconstrucción de fotografías de la zona posterior al evento .....	45
Figura N° 22: Perfil de quebradas y distancia máxima de flujos de escombros en quebradas activadas del flanco norte del evento de 2009 .....	46
Figura N° 23: relación entre la altura de caída $H(m)$ y la distancia de recorrido $L(m)$ para los flujos de escombros históricos de El Salvador .....	47
Figura N° 24: Los métodos de análisis de modelación del recorrido de deslizamientos se dividen en dos categorías amplias: empírico-estadístico y analítico.....	49
Figura N° 25: Ilustraciones esquemáticas de dos correlaciones geométricas para deslizamientos. a) Volumen, $V$ , versus ángulo de llegada $\alpha$ y b) Volumen, $V$ , versus área de depósito, $A$ . ....	49
Figura N° 26: Interacciones del flujo con la superficie basal topográfico.....	59
Figura N° 27: Validación de los resultados de una simulación en r.avaflow.....	62
Figura N° 28: Método para la calibración de los parámetros del recorrido de la modelación.....	67
Figura N° 29: Mapa de ubicaciones de criterios evaluados, ambiente Guadalupe 2009 .....	74
Figura N° 30: Mapa de ubicaciones de criterios evaluados, ambiente Verapaz-Tepetitán 2009. ....	84
Figura N° 31: Clasificadores discretos de los 20 escenarios simulados del sector de Guadalupe con el modelo reológico de Voellmy graficados en un espacio ROC..	90

Figura N° 32; Clasificadores discretos de los 20 escenarios simulados del sector de Verapaz-Tepetitán con el modelo reológico de Voellmy graficados en un espacio ROC .....	91
Figura N° 33: Mapa de altura máxima de flujo simulado para los sistemas de quebradas de Guadalupe, Verapaz y Tepetitán de mejores escenarios que representan lo simulado con lo observado.....	92
Figura N° 34: Mapa de depósitos de flujo simulado para los sistemas de quebradas de Guadalupe, Verapaz y Tepetitán de mejores escenarios que representan lo simulado con lo observado.....	93
Figura N° 35: Mapa de velocidades máxima simulado para los sistemas de quebradas de Guadalupe, Verapaz y Tepetitán de mejores escenarios que representan lo simulado con lo observado.....	94
Figura N° 36: Distribución del tamaño de grano de muestras de depósitos de flujos de escombros en diferentes lugares de ocurrencia.....	96
Figura N° 37: Mapa de susceptibilidad a flujos de escombros del volcán de San Vicente .....	98
Figura N° 38 Definición de los niveles de intensidad como una combinación de la profundidad y velocidad de flujo.....	100
Figura N° 39: Áreas de origen en quebradas para escenarios futuros.....	101
Figura N° 40: Mapa de intensidades de flujo de escombros de escenario gvt1 en flanco norte del volcán de San Vicente para un volumen de liberación total de 2,757,921 m <sup>3</sup> .....	104
Figura N° 41: Mapa de intensidades de flujo de escombros de escenario gvt2 en flanco norte del volcán de San Vicente para un volumen de liberación total de 2,757,921 m <sup>3</sup> .....	105
Figura N° 42: Mapa de intensidades de flujo de escombros de escenario gvt3 en flanco norte del volcán de San Vicente para un volumen de liberación total de 2,362,150 m <sup>3</sup> .....	106
Figura N° 43: Mapa de intensidades de flujo de escombros de escenario gvt4 en flanco norte del volcán de San Vicente para un volumen de liberación total de 7,078,632 m <sup>3</sup> .....	107

Figura N° 44: Distribución de tamaño de grano de muestras de Tierra Blanca erosionada en volcán de San Vicente .....	120
Figura N° 45: Distribución de tamaño de grano de muestras de Tierra Blanca Joven en volcán de San Vicente.....	121
Figura N° 46: Distribución de tamaño de grano de muestras colectadas de depósitos sobre la quebrada “El Derrumbo” en el volcán de San Vicente.....	122
Figura N° 47: Ubicación de muestras granulométricas según autores.....	122
Figura N° 48: Distribución espacial de fotografías de campo georreferenciadas del evento de 2009. Casco urbano de Verapaz y alrededores.....	142
Figura N° 49: Distribución espacial de fotografías de campo georreferenciadas del evento de 2009. Zona de deposición en sector norte de Guadalupe .....	143
Figura N° 50: Distribución espacial de fotografías de campo georreferenciadas del evento de 2009. Quebradas activadas del sector de Guadalupe.....	144
Figura N° 51: Distribución espacial de fotografías de campo georreferenciadas del evento de 2009. Puente destruido en cantón Agua Agría .....	145

## RESUMEN

El Salvador es un país donde continuamente se generan deslizamientos de pequeña a gran magnitud, producto de la actividad sísmica, intervención humana o fenómenos hidrometeorológicos. Este último, es el que más ha afectado poblaciones de San Salvador y San Vicente durante los últimos 100 años. Durante la época lluviosa, El Salvador fue afectado por la influencia de la tormenta Tropical Ida, generando un sistema de baja presión reflejo frente las costas salvadoreñas que provocó el aumento del ingreso aporten de humedad e incremento de las precipitaciones en el país. En este periodo de influencia, se registraron lluvias en todo el territorio nacional y mayormente concentradas en cantidad en la zona paracentral del país, específicamente entre los departamentos de La Paz y San Vicente, lo que provocó la ocurrencia de gran cantidad de deslizamientos, principalmente en los alrededores del lago de Ilopango y volcán de San Vicente. En este último, los deslizamientos fueron tan grandes en volumen y recorrido que dejaron muchos daños en pérdidas humanas e infraestructura, en las ciudades aguas abajo del volcán.

Esta investigación muestra los resultados del análisis de los deslizamientos ocurridos el 7 y 8 de noviembre del 2009 a través del uso del modelo numérico de uso libre r.avaflow, con el objetivo de calibrar un modelo a través de este evento existente, y generar posibles escenarios futuros de ocurrencia de este tipo de deslizamientos en la zona del flanco norte del volcán de San Vicente, y que la información generada sirva para las autoridades correspondientes y desarrollen planes para la reducción de esta peligrosidad natural.

## **CAPITULO I: INTRODUCCION**

### **1.1. Antecedentes**

El Salvador está ubicado en la región centroamericana, al oeste de Guatemala y al sur de Honduras y forma parte del activo cinturón de fuego del Pacífico. En su territorio existen 23 volcanes individuales y se han identificado cinco campos volcánicos con antecedentes sísmicos que agrupan estructuras volcánicas y lagos cratéricos. Los mayores asentamientos poblacionales del país, como son la ciudad de San Salvador, Santa Ana, San Miguel y San Vicente y, están en las faldas de volcanes activos, siendo estos los más importantes el complejo volcánico San Salvador, volcán Ilamatepec, Chaparrastique y Chinchontepec respectivamente.

Los terremotos y las tormentas tropicales representan las amenazas más frecuentes que han influenciado El Salvador y que ha generado la mayor cantidad de pérdidas humanas y monetarias. Con relación a la época en la que ocurren los deslizamientos de tierra en el país, es importante mencionar que corresponden a la época lluviosa, es decir, al periodo de mayo a octubre. Entre 1915 y 2013, el 30 % de los deslizamientos ocurrió en octubre; un 15 % en junio; otro 15 % en agosto y un 15 % en septiembre. En general, las lluvias incrementan el peso de los suelos y generan procesos de erosión y cambios mineralógicos. Estos procesos modifican las propiedades y la resistencia de los suelos, haciéndolos susceptibles a deslizarse (MARN, 2017).

El volcán de San Vicente ha sido escenario de flujos de escombros de gran magnitud durante los últimos 100 años, la mayoría de ellos por lluvias torrenciales y con antecedentes de lluvia de días consecutivos previo a los eventos y el más reciente ha sido el de noviembre de 2009.

En los últimos 20 años el volcán de San Vicente ha sido sujeto de estudio de esta problemática que afecta a poblaciones que están asentadas en las faldas del volcán. Posterior al terremoto de febrero de 2001, el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), realizó la zonificación de áreas de afectación debido a la ocurrencia a flujos de escombros con un modelo empírico elaborado por ellos para la elaboración de mapas de amenaza por inundación de flujos de escombros.

En 2002 se elaboró un estudio por medio de la empresa GIPEA. Este estudio tuvo como objetivo el desarrollo de un sistema de alerta temprana piloto para la municipalidad de Guadalupe sobre la quebrada El Derrumbo.

En 2003 el Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET) y el Instituto Geotécnico de Noruega (NGI) realizaron un estudio para evaluar la amenaza de flujos de escombros en la ladera norte del volcán de San Vicente, específicamente las velocidades, distancia de recorrido y deposición para la zonificación del peligro y diseño de medidas de protección. El estudio planteó la elaboración de obras de mitigación como diques en las quebradas y represas para desviar y proteger las poblaciones de Tepetitán, Guadalupe y Verapaz, este último fue el identificado como la zona que corría mayor peligro de impacto de un flujo que pudiese bajar sobre la ladera norte a lo largo de la quebrada La Quebradona.

En materia de simulaciones de flujos de escombros con modelos numéricos dinámicos, en 2009 se realizó un estudio de la simulación del flujo de escombros de 1982 de la ladera este del cerro El Picacho, del complejo volcánico San Salvador. El cual consistió en la calibración del modelo estableciendo un proceso comparativo entre los parámetros observados y simulados con respecto al evento en cuestión. Asimismo, se estimaron escenarios de predicciones futuras simuladas con los parámetros que se obtuvieron durante el proceso de calibración. De esto se utilizó para elaborar mapas de amenaza.

En 2016, un estudio que, a raíz de los deslizamientos de 2009 en el volcán de San Vicente, llevaron a cabo simulaciones en LaharZ comparando las áreas de inundación por lahares del evento ocurrido con el evento simulado. Las simulaciones se hicieron con 3 modelos digitales de elevación diferente (DEM por sus siglas en inglés) de distintas resoluciones (10, 30 y 90 metros) y comparar los resultados uno respecto del otro, determinando que la resolución de la información es determinante para la identificación de zonas en riesgo.

En 2021 se realizó el estudio de elaboración de un mapa de susceptibilidad a flujos de escombros para el volcán de San Vicente utilizando el inventario histórico de deslizamientos ocurridos en él. El mapa final muestra dónde es más probable que

ocurran futuros flujos de escombros y, por tanto, ayudaría a mitigar al riesgo asociado a los deslizamientos de tierra.

## **1.2. Planteamiento del problema.**

Los deslizamientos de tierra son una de las amenazas naturales más importantes, deslizamientos rápidos y de larga distancia produce anualmente miles de pérdidas humanas, económicas y daños a la infraestructura y El Salvador no está exento de esta problemática.

Con relación a los movimientos de masa, generalmente están asociados a precipitaciones excesivas, teniendo ejemplos importantes y recientes como el deslizamiento de Montebello en El Picacho (1982), La Zompopera en el Cerro Miramundo (1997), volcán de San Vicente (1995, 2001 y 2009); y en otras ocasiones, a terremotos de alta intensidad como los ocurridos en enero y febrero de 2001, que indujeron la ocurrencia de deslizamientos en la cordillera del Bálsamo y en el volcán de San Vicente respectivamente.

Específicamente en el flanco norte del volcán de San Vicente se tienen registros de afectaciones por flujos de escombros en los municipios de Guadalupe, Tepetitán, San Vicente y Verapaz en los últimos 100 años, que drenaron a lo largo de las quebradas del volcán, siendo estos disparados por sismos y lluvias intensas.

Debido a estos casos históricos y, a que los fenómenos naturales que los producen seguirán ocurriendo en nuestro país, existe una necesidad de utilizar herramientas y métodos confiables para entender la dinámica de los deslizamientos, las distancias de recorrido y áreas de inundación, entre otros parámetros, a partir de eventos ya existentes para tener en consideración las condiciones que puedan generar nuevamente un evento de cierta magnitud en una zona ya estudiada y reducir el grado de impacto en los sectores poblacionales aledaños.

## **1.3. Justificación**

Para el 2021, El Salvador estima una población de 6,325,827 habitantes (DIGESTYC, 2021), en un país de 21,041 km<sup>2</sup>, teniendo una densidad poblacional de 301 hab/km<sup>2</sup>, siendo así el país más densamente poblado a nivel

Centroamericano estando expuesto a múltiples amenazas naturales como inundaciones, sismos, erupciones volcánicas, sequías, huracanes, deslizamientos de tierra y los efectos del cambio climático, que generan cuantiosas pérdidas y daños humanos, materiales y ambientales.

Según Gariano & Guzzetti, (2016), se espera que para finales del siglo 21, el aumento proyectado en la temperatura de la superficie resulte en eventos de lluvia más intensos y frecuentes, particularmente en latitudes medias y sobre las regiones tropicales húmedas, donde la región centroamericana es parte de él. Ante esto, se espera un aumento de la frecuencia y/o la intensidad de las tormentas, también se espera que aumenten los deslizamientos de tierra poco profundos, incluidos los desprendimientos de rocas, los flujos de escombros y las avalanchas de escombros,

Los deslizamientos son movimientos de ladera de rocas, detritos y suelo próximo a la superficie de la tierra bajo la acción de la gravedad. También son definidos como el proceso continuo erosivo que existe entre la meteorización y transporte (Pradhan et al., 2019). Los factores detonantes que asisten a los deslizamientos son precipitaciones intensas, sismicidad y actividad volcánica.

Los flujos son una subcategoría de los deslizamientos y estos son movimientos rápidos según su contenido por lodos, rocas o detritos y suelos no saturados (Varnes, 1958).

Estos procesos representan una amenaza constante en El Salvador y para reducir la amenaza que representan los deslizamientos de tierra para la seguridad pública y la propiedad, este tipo de investigaciones son importantes para mejorar la comprensión de los factores desencadenantes de estos procesos naturales.

En cuanto a los flujos de escombros, generan daños directos como la pérdida de vidas humanas, destrucción de viviendas y edificaciones, daños en carreteras y tierras de uso agrícola y muchas otras pérdidas que son difíciles de cuantificar.

En el Volcán de San Vicente han ocurrido deslizamientos de tierra históricos, de volúmenes de hasta cientos de miles de metros cúbicos, debido a lluvias intensas y sismos, algunos de los cuales se han transformado en flujos de escombros que han

inundado áreas pobladas laderas abajo. El evento más reciente sucedió en noviembre de 2009, por lo que es necesario comprender la dinámica de estos fenómenos para determinar escenarios de eventos futuros que puedan ocurrir en la zona de estudio y, generar herramientas que puedan ser utilizadas en otras zonas del país que también sufren de la misma problemática.

#### **1.4. Objetivos.**

##### *1.4.1. Objetivo general.*

Realizar simulaciones de los flujos de escombros ocurridos en el flanco norte del Volcán de San Vicente para la determinación de la amenaza utilizando el modelo numérico r.avaflow.

##### *1.4.2. Objetivos específicos.*

- a) Recopilar todos los eventos históricos de flujos de escombros ocurridos en el volcán de San Vicente.
- b) Calibrar el modelo numérico con los parámetros que mejor se ajustan a la reproducción del deslizamiento de 2009 en el Volcán de San Vicente.
- c) Elaborar mapas de amenaza de intensidad por flujo de escombros para posibles futuros escenarios del conjunto de parámetros que se obtuvieron en el proceso de calibración.

## **CAPITULO II: MARCO TEORICO**

### **2.1. Flujos de escombros.**

#### *2.1.1 Definición.*

Los flujos son movimientos espacialmente continuos en el que las superficies de corte son de corta duración, muy próximas entre sí, y por lo general no se conservan. Las velocidades de los componentes de la masa de flujo que se desplazan se parecen a las de un líquido viscoso. A menudo, hay una gradación de cambio entre un deslizamiento a flujo, en función del contenido de agua, la movilidad y la evolución del movimiento. Estos pueden ser mortales, ya que pueden ser extremadamente rápidos y producirse sin previo aviso. (Highland & Bobrowsky, 2008)

Estos fenómenos son movimientos de masa rápidos, inducidos por la gravedad y capaces de transportar grandes cantidades de sedimentos y árboles pendiente abajo, produciendo una distribución compleja de los depósitos y superficies de erosión a lo largo de su recorrido (Remaitre et al., 2003).

Ocurren cuando masas de sedimento pobremente consolidados, agitada y saturada con agua, desliza pendiente abajo en respuesta de la atracción de la gravedad. La fuerza del material de componentes sólida y líquida, domina el movimiento de la masa, distinguiendo los flujos de escombros como una avalancha de rocas e inundaciones de agua cargada de sedimentos. La fuerza de los clastos sólidos domina la física de las avalanchas, las fuerzas de los sólidos y líquidos actúan en conjunto para producir los flujos de escombros (Armanini et al., 2005).

Los flujos de escombros son un intermediario del fenómeno entre un flujo de hiperconcentrado (transporte de carga de masa intensa) y deslizamientos, separados estos según sus características de transporte (velocidad, naturaleza de depósito y tipo de flujo). Dos parámetros, la fracción sólida y el tipo de material, considerados apropiados para una clasificación sólida y práctica, y la correspondiente clasificación completa de tipos de flujo y movimiento de masas en áreas de montaña son presentadas. Dos tipos de flujos de escombros extremos son

aquí distinguidos: lahares y avalanchas de escombros según Highland & Bobrowsky, 2008:

- Lahares: la palabra “lahar” es un término indonesio. Los lahares también se conocen como corrientes de lodo volcánico. Estos son corrientes que se originan en las laderas de los volcanes. Un lahar moviliza las acumulaciones de tefra suelta (los sólidos suspendidos en los aires procedentes de la erupción del volcán) y otros escombros similares. Los lahares pueden ser muy rápidos (incluso a más de 50 km por hora), especialmente si se mezclan con fuentes de agua tales como campos de nieve. Si son viscosos y espesos con escombros y menos agua, el movimiento será lento o moderadamente lento.
- Avalanchas de escombros: son esencialmente corrientes grandes, muy rápidas, a menudo de pendiente abierta, que se forman cuando se derrumba un talud inestable y los escombros fragmentados resultantes se transportan lejos de la pendiente. Algunas avalanchas pueden viajar incluso cerca de los 100 m/s.

Los flujos de escombros son un combinado de detritos de distintos tamaños en movimiento (desde unos cuantos milímetros hasta algunos metros), dentro de una matriz de agua o incluso dentro de lodos arcillosos. Uno de los hechos más evidentes es la flotación de grandes cantos rodados sobre la superficie del flujo de escombros.

El cuerpo principal de la oleada del flujo es una masa fina de detritos licuados. La cola (o “post-flujo”) es una dilución, flujo turbulento de agua cargada de sedimentos, similar a una inundación de detritos. El crecimiento del frente de bloques provoca un aumento en el nivel detrás de él, lo que lleva a un aumento proporcional de la descarga máxima (Jakob & Hungr, 2005).

Según Takahashi, (1981), los flujos de escombros son fenómenos de transporte de sedimentos masivos que se manifiestan en quebradas de montañas, caracterizados por una pendiente muy pronunciada, donde el movimiento de la fase granular es inducida directamente por gravedad. Aquí, la composición entre la fase líquida y la

fase granular o sólida en transporte es relativamente baja y puede ser incluso cero en caso donde se tengan mezclas granulares secas (sin presencia de agua). Por el contrario, en el caso ordinario en el que el sedimento es transportado por una matriz líquida, los sedimentos no están directamente movilizados por efectos de la gravedad, sino por la hidrodinámica de la acción inducida por el fluido, y la ratio de transporte liquido-sólido es relativamente alto. La figura 1 muestra un esquema de la zona donde se originan los flujos de escombros, la canalización de este en las quebradas y finalmente su deposición, en partes llanas donde generalmente tienen forma de abanico aluvial. La figura 2 diagrama de un flujo de escombros visto de perfil y cómo se compone.

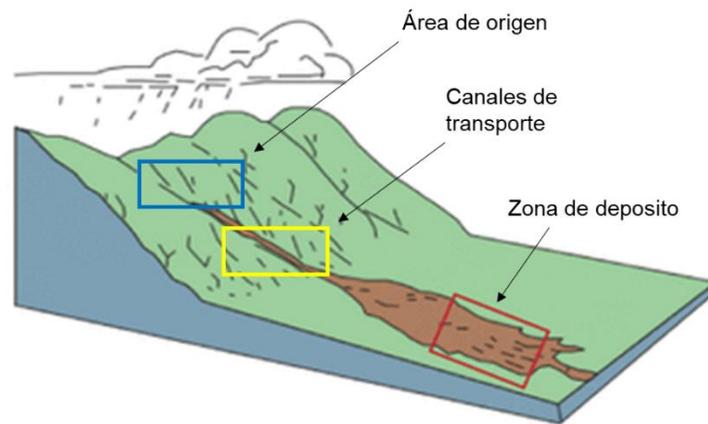


Figura N° 1: Esquema de un flujo de escombros. Tomado y modificado de Highland & Bobrowsky, (2008).

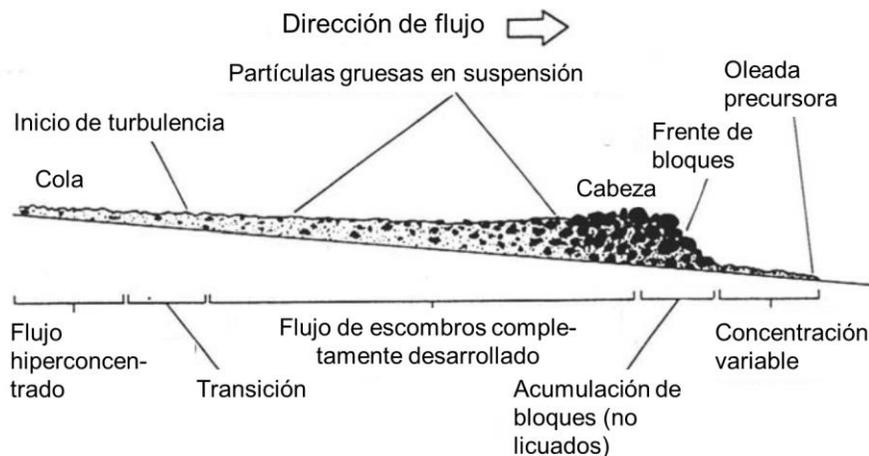


Figura N° 2: Diagrama de oleada de flujo de escombros en vista de perfil con un frente de bloques. Tomado y adaptado de Pierson, (1986).

### *2.1.2 Ocurrencia.*

La comprensión del riesgo de los flujos de escombros es bastante difícil bajo los tres principales factores que los detonan, siendo estos: la intensidad de lluvia, el estado inicial de la humedad del suelo de la cuenca y la presencia de suficiente sedimento. El análisis de eventos ha demostrado que generalmente los flujos de escombros se manifiestan luego de un evento extremo de lluvia o una lluvia de larga duración. De hecho, en ciertas áreas, los flujos de escombros usualmente suceden cuando la cantidad de lluvia antecedente excede un valor crítico (dentro del orden de 7 a 10 días), producto de la saturación de los suelos (Iverson, 1997).

Estos fenómenos se producen en todo el mundo y son frecuentes en quebradas y pendientes empinados que involucren la interacción de agua y sedimentos.

Algunos flujos de escombros ocurren luego de que incendios han quemado la vegetación de una pendiente pronunciada o luego de que han ocurrido tala de vegetación. El uso de suelo es importante de tomar en cuenta a la hora de estudiar un deslizamiento. La pérdida del soporte inducido por la remoción del agua al suelo y las raíces quemadas crean las condiciones para que los flujos ocurran: en el caso, de una cantidad moderada de lluvia en una cicatriz de incendio puede producir el desencadenamiento de un evento de gran magnitud (Calligaris & Zini, 2012).

### *2.1.3 Movilización de los flujos.*

A consecuencia que los flujos pueden originarse por varias formas, así como flujos piroclásticos arrastran y derriten hielo y nieve (Pierson et al., 1990), o cuando una correntada de agua mina e incorpora en su trayecto sedimento que arrastra desde pendientes que fallan. La movilización es definida como el proceso por el cual un flujo de escombros se desarrolla desde un punto inicial estático, una masa aparentemente rígida de suelo saturada con agua, sedimento, o roca. La movilización requiere que la masa falle, para ello, se necesita agua suficiente para saturar la masa, y suficiente conversión de energía potencial a energía cinética interna para cambiar el tipo de movimiento, deslizando en una superficie de falla a una de menor (Armanini et al., 2005).

Los flujos pueden resultar de fallas individuales en las pendientes o por numerosas fallas pequeñas que colapsan en conjunto quebrada abajo. En casos excepcionales, el fallamiento puede ocurrir incluso en contacto grano a grano, como podría ocurrir durante la erosión por debilitamiento o el impacto de sedimentos por un chorro de agua (Johnson, 1984). El fallamiento en todas las escalas, desde detritos pequeños hasta grandes deslizamientos, es resistido principalmente por la fuerza debido a la fricción de contacto grano a grano (Mitchell, 1976). Fuerzas cohesivas debido a las fuerzas de cementación del suelo o por atracción electrostática de las partículas de las arcillas pueden ser importantes en algunas circunstancias.

Una vez en movimiento, el cuerpo de la masa es transformado en un flujo de escombros. En esta situación, la fricción dinámica puede incluso mover el material que yace en la capa más superficial del suelo que se encuentra inestable; este fenómeno es conocido como arrastre de masa. (Armanini et al., 2005)

Siguiendo con el proceso de movilización, los flujos de escombros se mueven, aparentemente como una mezcla de masa de concreto húmedo. Los flujos más grandes pueden transportar bloques de 10 metros de diámetro o más. (Iverson, 1997)

Virtualmente todos los flujos de escombros se mueven ladera abajo como uno o más oleadas inestables y no uniformes. Comúnmente, una crecida abrupta forma la cabeza del flujo, seguido de un cuerpo que se estrecha gradualmente y una cola delgada y más de composición acuosa (Pierson, 1986; Takahashi, 1991).

Un mayor detalle del desprendimiento y movilización de los materiales se observan en la figura 3:



Figura N° 3: Zonas de liberación u origen y canal de transporte de flujos de escombros, flanco norte del volcán de San Vicente, 2009. Fotografías proporcionadas por MARN.

#### 2.1.4 Velocidad de movimiento.

La velocidad del movimiento de un deslizamiento es una función del tiempo y espacio y raramente puede ser mapeada con detalle. Velocidades reportadas son usualmente observaciones aleatorias en un punto y momento dado. Sin embargo, dado el amplio espectro de velocidades, incluso las observaciones son útiles.

Ejemplos de velocidades observadas de varios tipos de orígenes son mostrados en la figura 4. la mayoría de estos números representan puntos observados o máximos valores en ubicaciones aleatoriamente escogidas y tampoco son necesariamente los máximos para cualquier evento dado.

Toda la información representa completamente velocidades desarrolladas, medidas fuera de fases de aceleración/desaceleración de los eventos dados. Una distinción dada pueden ser hechas entre procesos extremadamente rápidos como los flujos de escombros, flujos de lodos y avalanchas de detritos y eventos de procesos lentos como los flujos de tierra (Hung et al., 2001).

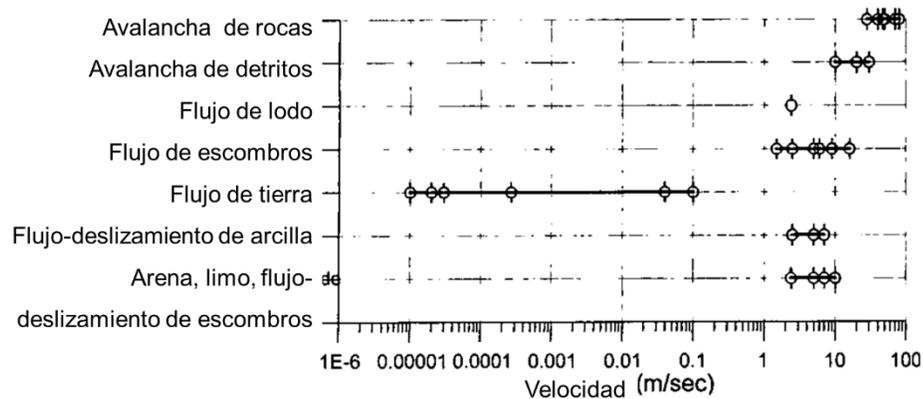


Figura N° 4: Compilación de velocidades máximas para varios tipos de deslizamientos tipo flujos. Tomado y adaptado de (Hung et al., 2001).

### 2.1.5 Deposición.

La deposición ocurre cuando toda la energía se degrada a formas irre recuperables. La degradación completa de la energía ocurre primero cuando la temperatura granular cae a cero en los clastos grandes de la matriz granular que son transportados en el flujo en la parte de la cabeza y las paredes laterales, donde los diques se pueden formar (Iverson, 1997). Estos grandes bloques, consecuentemente, componen el perímetro de los depósitos del flujo de escombros (Armanini et al., 2005) (Figura O del anexo 4).

El tamaño del depósito usualmente es la suma del volumen de origen y parte de lo que vino arrastrando y erosionando durante su trayecto hasta su deposición aguas abajo (Iverson, 1997).

Los flujos de escombros se detienen en su desplazamiento una vez la energía cinética interna cae por debajo del nivel necesario para mantener el movimiento del flujo, comúnmente porque la pendiente de la quebrada por el cual recorre se aplanan o se ensancha (Calligaris & Zini, 2012).

Una mejor visualización de la forma de depósitos de flujos se puede ver en figura 5.



*Figura N° 5: Depósitos de flujos de escombros, Verapaz, San Vicente, El Salvador 2009. Fotografía proporcionada por MARN.*

## **2.2. Descripción de la zona de estudio.**

### *2.2.1 Ubicación.*

El volcán de San Vicente, también conocido como Chinchontepec, es un estratovolcán ubicado a 40 km al este de la ciudad capital de San Salvador, comprendido entre los municipios de Guadalupe, San Cayetano Istepeque, San Vicente, San Juan Nonualco, Verapaz, Tecoluca, Tepetitán y Zacatecoluca, con una elevación de 2,183 metros sobre el nivel del mar, siendo el segundo más alto del país.

El volcán de San Vicente creció dentro de una caldera hasta formar un volcán de doble cumbre con cráteres orientados a lo largo del sistema de fallas alineadas al Graben Central con dirección WSW-ENE (Aiuppa. et al., 1999).

Este se trata de un volcán geológicamente joven y se considera a día de hoy como uno de los 7 volcanes activos peligrosos, por sus antecedentes sísmicos y eruptivos en El Salvador (MARN, 2015) que forman parte de la cadena volcánica joven.

Al noroeste y oeste del volcán se encuentran los remanentes del centro volcánico antiguo conocido como La Carbonera. Dicho centro volcánico se vio interrumpido por una actividad explosiva que dio origen al moderno volcán de San Vicente. Este último, consta de dos prominentes conos formados principalmente de flujos de lava andesítica y según la morfología de ambos se ha determinado que el cono más joven es el que está ubicado más al este, por lo cual se cree que el foco de la actividad volcánica ha emigrado del este al noreste (Major et al., 2001).

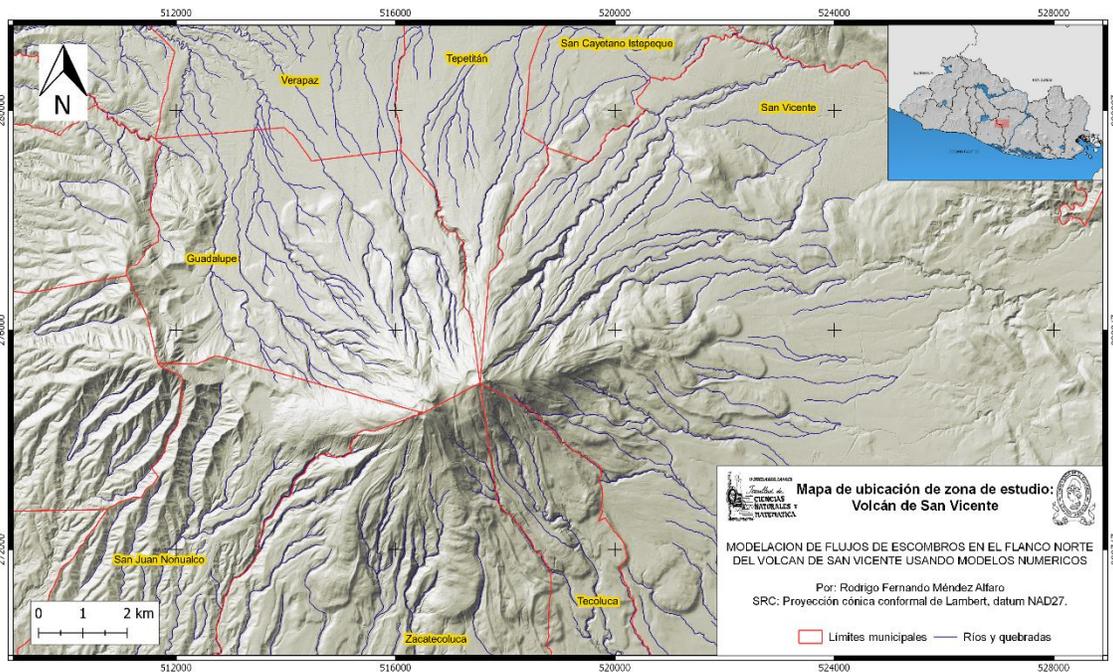


Figura N° 6: Mapa de ubicación de la zona de estudio y sistema de quebradas del volcán de San Vicente. Elaboración propia.

### 2.2.2 Marco geológico y geomorfológico.

El volcán de San Vicente, según su geología forma parte de la formación San Salvador, la secuencia estratigráfica de este consiste en piroclastitas ácidas y efusivas ácidas-básicas.

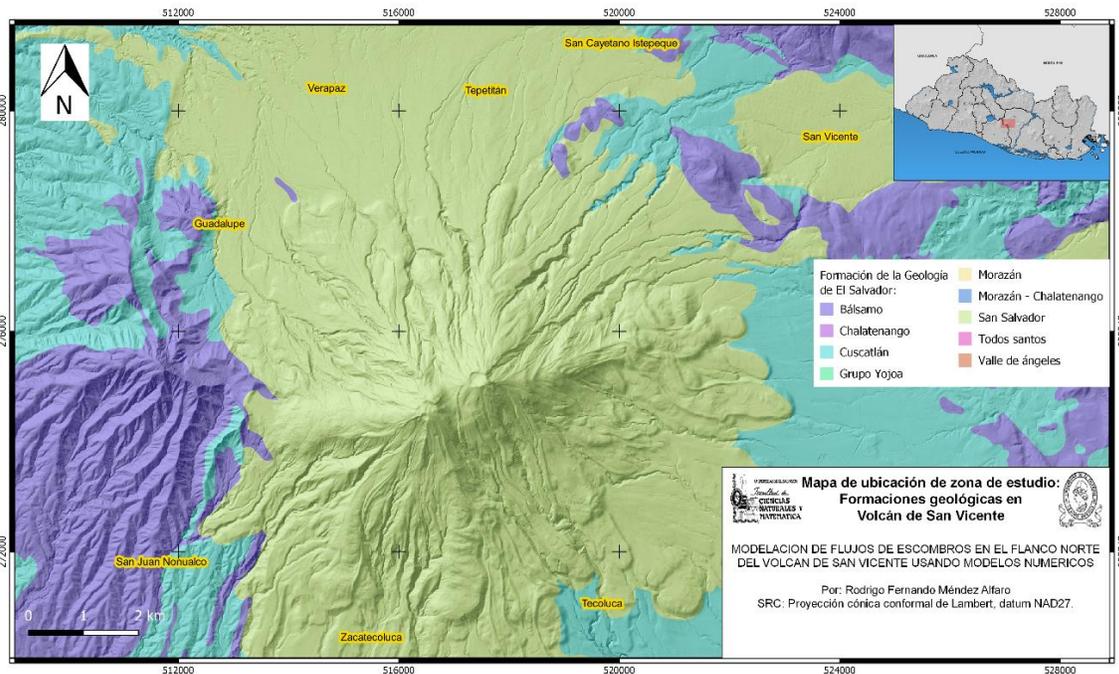


Figura N° 7: Mapa de ubicación de la zona de estudio. Formaciones geológicas presentes. Elaboración a partir de los datos de la Misión Geológica Alemana en El Salvador (1967-1971).

La geología del volcán de San Vicente presenta manifestaciones mayoritarias de lavas básicas-intermedias de erupciones tranquilas y los episodios, más cortos de piroclastos, fundamentalmente ácidos (Benito et al, 2007); el depósito más reciente se asume que son cenizas dacíticas contemporáneas a la Tierra Blanca proceden de una erupción de la Caldera Ilopango (Baxter, 1984). Las fechas son inciertas, desde dos millones de años para las lavas, y cientos de miles para los piroclastos.

En la actualidad, el volcán de San Vicente se caracteriza por una actividad tipo solfatara, es decir, emisiones de vapor de agua con ácido sulfhídrico. Estas emisiones son fumarolas de baja temperatura ( $T < 100^{\circ} \text{C}$ ) y fuentes termales que se encuentran a lo largo de las fallas que atraviesan los flancos norte y oeste del

volcán (Aiuppa. et al., 1999). Los cráteres de la cumbre no tienen actividad fumarólica.

Respecto al historial de la actividad eruptiva del volcán San Vicente se conoce muy poco, aunque se sabe que la última actividad eruptiva de importancia ocurrió hace más de 1700 años, posiblemente antes que existiera un asentamiento humano permanente en la zona (Blanco et al., 2002).

En la figura 8 se muestra un mapa de pendientes del edificio volcánico de San Vicente. En su parte más alta tiene pendientes que varían entre los 30° y 45°, con algunos sectores puntuales con pendiente mayores de los 45°, principalmente en algunas quebradas que tienen mayor encajonamiento y que históricamente tienen antecedente de activación de desprendimiento de material de sus laderas.

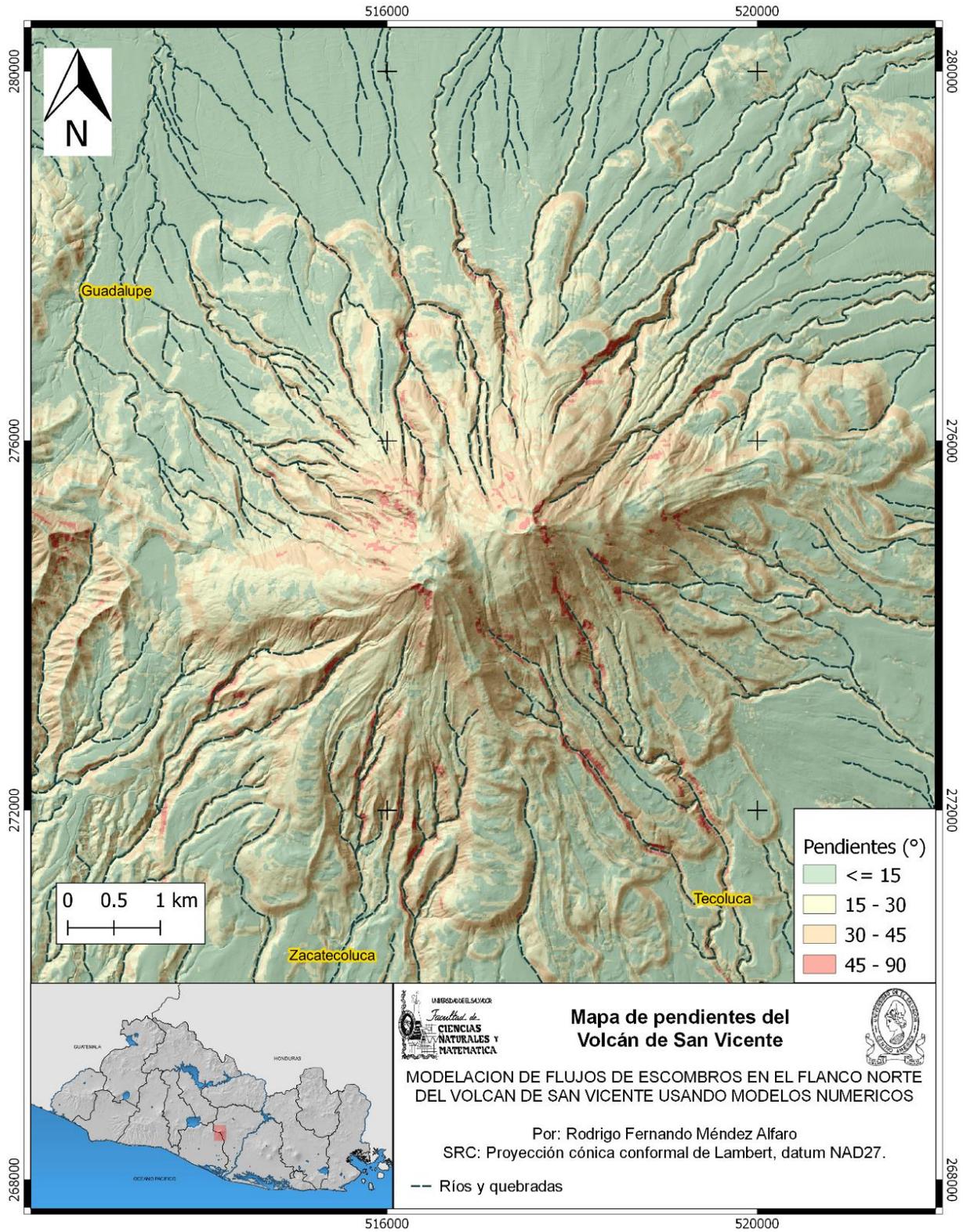


Figura N° 8: Mapa de pendientes de la zona de estudio. Elaboración propia.

### 2.2.3 Eventos históricos

#### a) 1774.

En 1774 un lahar que ocurrió en el flanco norte del volcán afectó la villa de San Vicente (GIPEA, 2002). Sin embargo, no se tiene mayor información del registro de este evento.

#### b) 1921

Verapaz fue destruida totalmente por un deslave, causó numerosas muertes tanto en Verapaz como en Agua Agria, poblado situado en la parte alta de la ladera del volcán (MARN, 2017).

#### c) 11 de junio de 1934.

El ciclón que afectó a El Salvador en 1934 originó un deslizamiento de lodo y rocas que ocasionó la muerte de más de 250 personas en la aldea Aguas Calientes en el cantón de Molineros, jurisdicción del municipio de Verapaz, destruyendo 135 casas; en el Barrio la Cruz de Piedra, en el municipio de Guadalupe, causó la muerte de 200 personas y más de 3 km de postes de telégrafos destruidos. [Periódico: El Día, 12-18 de junio de 1934]. (Blanco et al., 2002)

Según los habitantes de Agua Agria cuentan que sus padres vieron pasar esa misma noche flujos de escombros corriendo por la quebrada los Infiernillos, soterrando completamente la antigua Tepetitán, de tal manera que la Nueva Tepetitán fue construida más al este. (Blanco et al., 2002).

El antiguo pueblo de Tepetitán fue totalmente destruido y sepultado por un lahar originado en la Quebrada el Amate Blanco. Muchas personas perdieron la vida en este evento (Díaz et al., 2009).

En 1949 se efectuó un levantamiento fotográfico del país, cubriendo gran parte del territorio (Zelaya et al., 2016). De estas fotografías se ha podido obtener una imagen de la zona del municipio de Guadalupe y se pueden observar a lo largo de las quebradas que drenan desde el volcán, cicatrices de deslizamientos históricos de

los cuales, se estiman que son producto del evento de 1934 antes descrito, como se presenta a continuación:

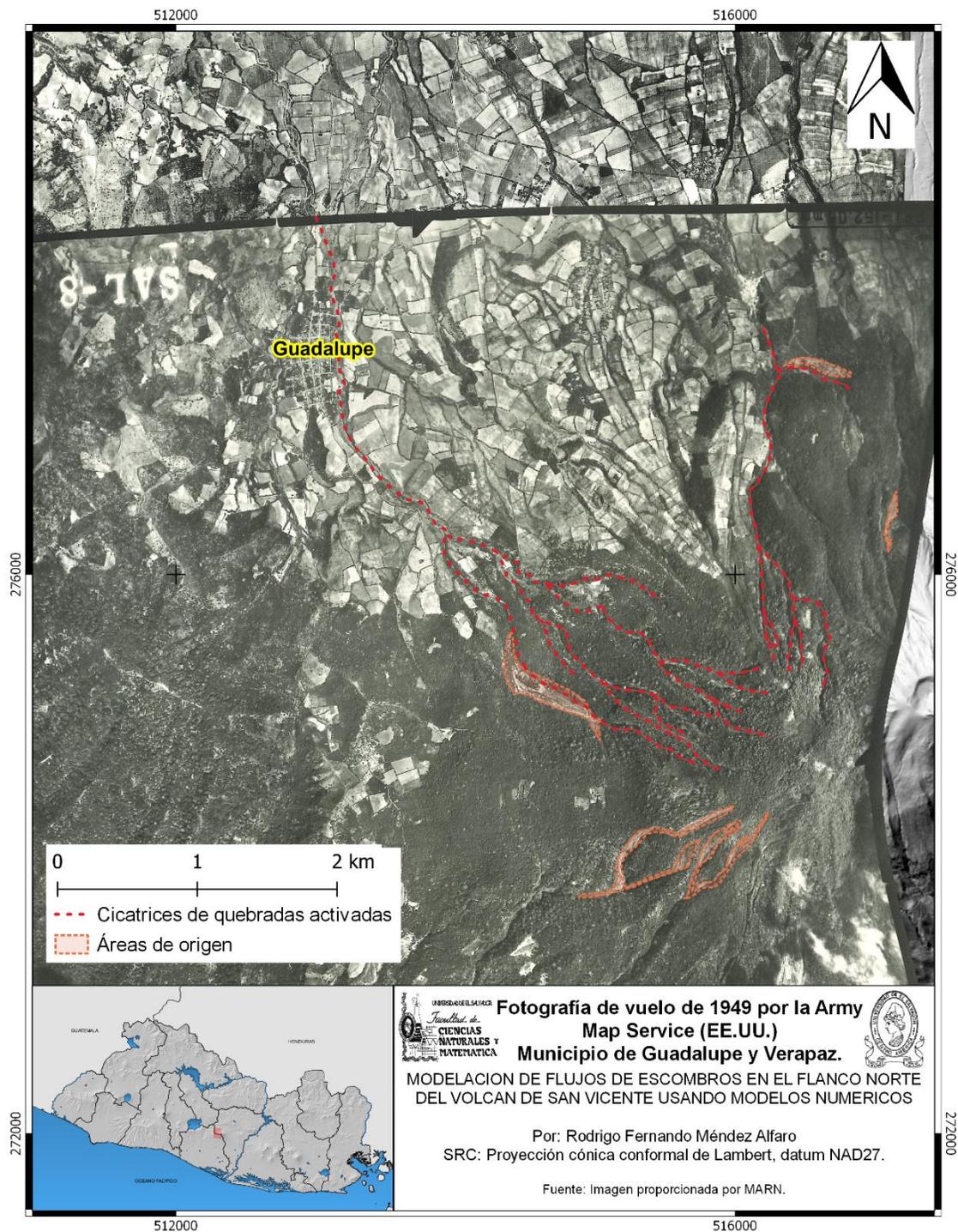


Figura N° 9: Fotografía del vuelo de 1949 sobre el flanco noroeste del volcán de San Vicente. Elaboración propia, datos proporcionados por MARN.

d) 1966

En el flanco sur del volcán, un flujo de escombros dañó la carretera principal entre Tecoluca y Zacatecoluca (GIPEA, 2002).

e) 1974

Deslave en la ladera noreste del volcán, el cual afectó a la ciudad de San Vicente (MARN, 2017).

f) 18 de agosto de 1995.

Un flujo de escombros formado de lodo, árboles y rocas se desprendió del volcán San Vicente aumentando las crecidas de los ríos Nuevo del cantón Espino y El Chuncuyo en las proximidades de la hacienda Las Cañas, cantón Lomas de Angulo. Al descender por las faldas del volcán, el flujo formó un embalse al llegar a un puente ferroviario ubicado aguas abajo de la zona de origen sobre el río El Chuncuyo, provocando la inundación de la carretera y la destrucción de un segundo puente (puente carretero) entre Zacatecoluca y Tecoluca (ver figura 10), causando la muerte de dos personas (Blanco et al., 2002).

El flujo de escombros inicio en la parte alta del flanco sur del volcán de San Vicente, a lo largo de la quebrada Maradiaga producto de lluvias (SNET, 2004) que rápidamente se convirtió en un flujo de escombros que viajó entre 8-10 km (Blanco et al., 2002).



Figura N° 10: Puente destruido por lahar en volcán de San Vicente, 1995. [El Diario de Hoy, 21 de agosto de 1995: p.12]. Tomado de Blanco et al. (2002).

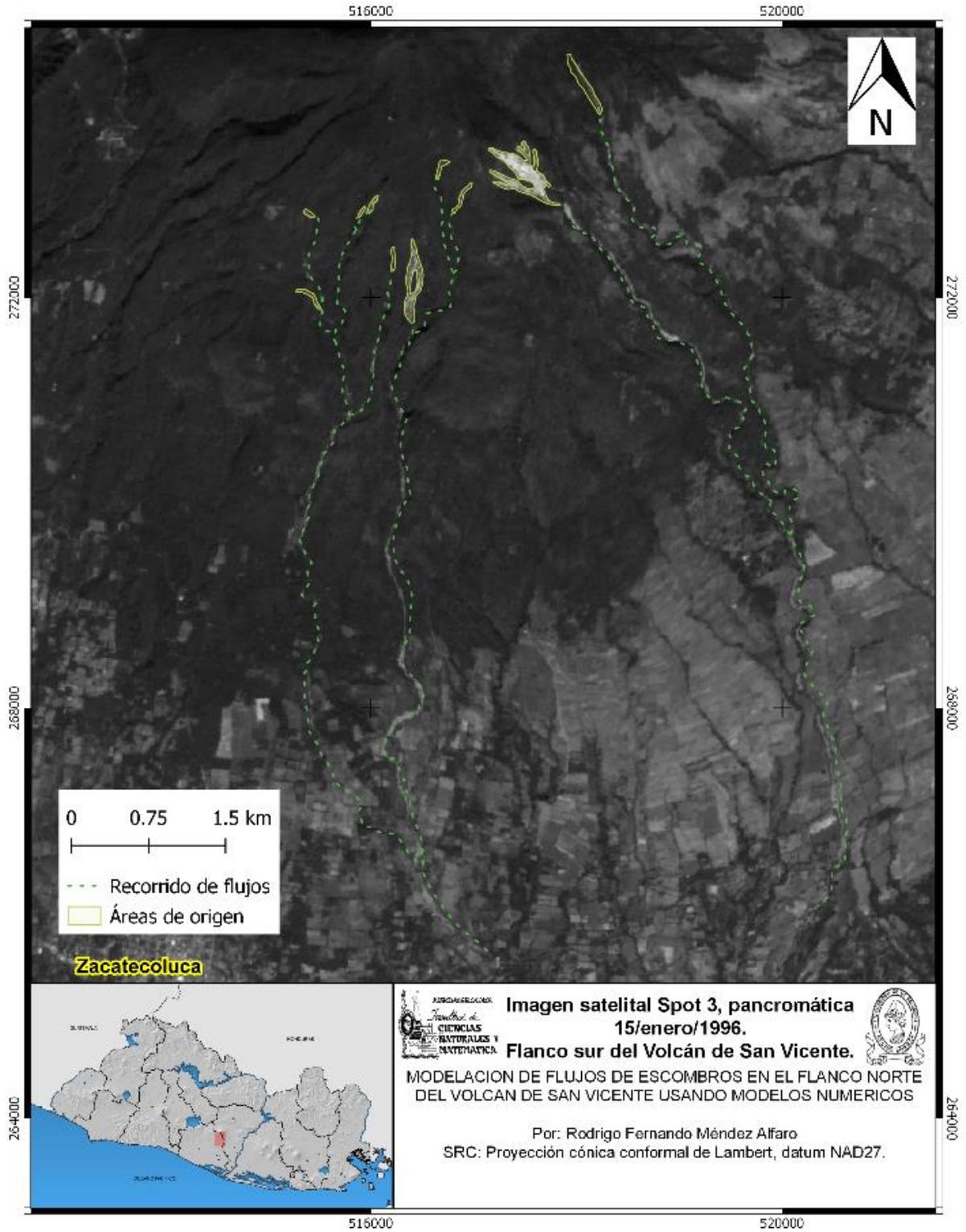


Figura N° 11: Mapa de ubicación del deslizamiento de 1995 sobre el flanco sur del volcán de San Vicente. Elaboración propia con imagen satelital Spot 3.



*Figura N° 12: Fotografía de inspección de campo del deslizamiento de 1995 sobre el flanco sur del volcán de San Vicente. Tomado de SNET (2004).*

*g) 2001*

El 13 de febrero de 2001 un terremoto de magnitud 6.6 ocurrió cerca de San Pedro Nonualco, a unos 30 km al este de San Salvador. El terremoto se localizó con las coordenadas 13.671 ° norte, 88.938° oeste y una profundidad focal de 10 km. Su epicentro se asoció a una serie de fallas de dirección este-oeste que atraviesa El Salvador con alineación paralela a la cadena volcánica (Benito et al., 2007).

Este terremoto disparó miles de deslizamientos en un área de 2,500 km<sup>2</sup> a la redonda del epicentro, de entre los cuales activó quebradas del flanco norte del volcán de San Vicente. Un deslizamiento de rocas de gran magnitud y suelo poco consolidado ocurrió proveniente de la parte alta de la quebrada El Muerto. En el flanco norte, así como Las Lajas y El Paniagua que están profundamente

pronunciadas en pendientes. Estos deslizamientos colapsaron en forma de flujo de escombros que se depositaron como material suelto en las quebradas (Jibson et al., 2004).

Sobre la quebrada El Muerto tuvo un volumen estimado de 200,000 m<sup>3</sup> y estaba compuesto mayoritariamente de grandes bloques de andesita litificada. La quebrada pasa directamente al este del casco urbano de Guadalupe, autoridades de la municipalidad se preocuparon que el deslizamiento de rocas pudiera ser removido como un flujo de escombros, incluso con la ocurrencia de lluvia intensa en la zona, que pudiera poner en peligro al casco urbano o incluso asentamientos poblacionales aguas abajo (Jibson et al., 2004).

Asimismo, en la parte media baja del flanco norte del volcán de San Vicente, el terremoto generó un flujo de escombros producto del mismo terremoto de febrero del 2001 sobre la quebrada El Amate Blanco, este, debido al colapso de depósitos piroclásticos y epiclásticos no consolidados que estaban en las paredes de la quebrada. Se estima que el volumen de este flujo acumulado fue aproximadamente de 250,000 m<sup>3</sup>. Este flujo mató 11 personas lugareñas de la zona. (GIPEA, 2002; Jibson et al., 2004).



*Figura N° 13: flujo de escombros sobre quebrada El Muerto vista desde la parte baja hacia la zona de inicio del flujo. Tomado de Jibson et al. (2004).*



*Figura N° 14: Vista hacia el norte desde la parte alta del deslizamiento sobre quebrada El Amate Blanco. Tomado de Jibson et al. (2004).*



*Figura N° 15: Vista aérea oblicua de la zona de depósito del flujo de escombros al noreste del casco urbano del municipio de Guadalupe. Tomado de Major et al. (2004)*

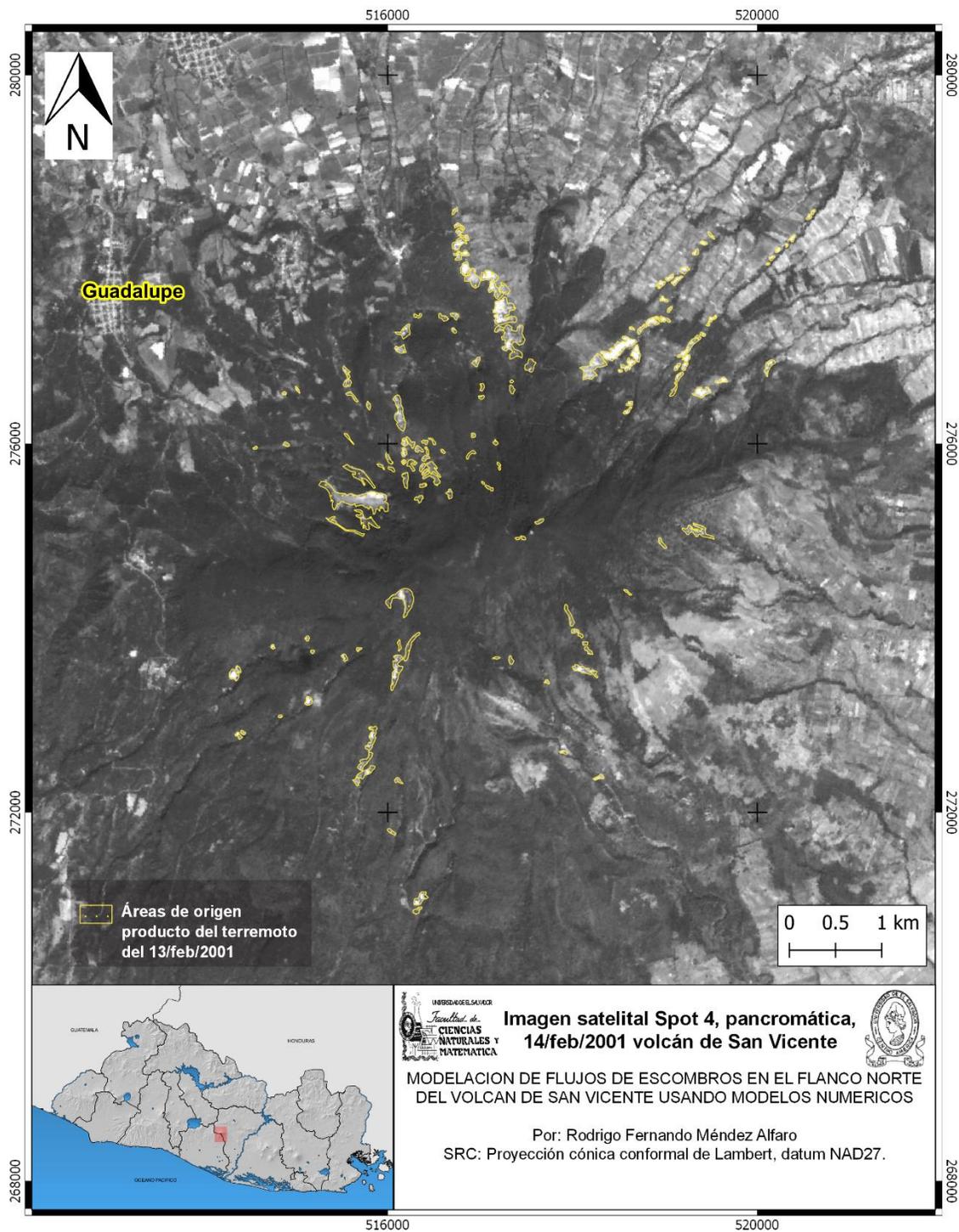


Figura N° 16: Mapa de ubicación de los deslizamientos de 2001 producto del terremoto del 13 de febrero en volcán de San Vicente. Elaboración propia con imagen satelital referenciada Spot 4 con fecha de captura del 14 de febrero de 2001.



intensidad, dispersas y con mayor énfasis en la franja costera, cordillera volcánica, zona central y oriental del territorio nacional.

El jueves 5 de noviembre, la Tormenta Tropical Ida, tomó fuerza y se reclasificó a huracán categoría 1, sin embargo, durante su tránsito en territorio nicaragüense, se fue debilitando a tormenta tropical y posteriormente a sistema de baja presión. La trayectoria que siguió fue hacia el noroeste.

Por otro lado, el sistema de baja presión, nombrada como sistema de baja presión 96E, que se formó frente a costas salvadoreñas continuó estacionaria y desde el 6 de noviembre desplazaba abundante humedad al territorio salvadoreño.

Durante el sábado 7 de noviembre, a horas del mediodía se comenzaron a registrar precipitaciones de moderada intensidad, principalmente en la zona paracentral. Esto debido al fortalecimiento de la tormenta tropical Ida en el mar Caribe y que moduló el campo nuboso de la baja 96E hacia El Salvador.

Entre las 8:00 p.m. del 7 de noviembre y las 2:00 a.m. del 8 de noviembre se tuvieron lluvias continuas y de fuerte intensidad, concentrándose en San Salvador. En los departamentos de La Paz y San Vicente, la mayor concentración de lluvia se presentó entre las 10:00 p.m. del sábado 7 hasta las 4:00 a.m. del domingo 8 de noviembre.

La estación que registró el máximo acumulado en el periodo de tiempo de las 7:00 a.m. del 7 de noviembre a las 7:00 a.m. del 8 de noviembre de la estación volcán de San Vicente (ubicada en una de las cumbres del volcán de San Vicente) un acumulado de 355 mm, seguido de la estación de Tepezontes con 313.6 mm (ubicada al sur del Lago de Ilopango) y la estación Ilopango con 219.1 mm (ubicada en el municipio de Ilopango).

<b>Departamento</b>	<b>Estación</b>	<b>Cantidad (mm)</b>
San Vicente	Volcán de San Vicente	355
San Vicente	Puente Cuscatlán	132.4
Cuscatlán	Cojutepeque	240
La Paz	Jerusalem	203.6
La Paz	Tepezontes	313.6

La Paz	Zacatecoluca	234.2
La Paz	Santiago Nonualco	164.4
La Paz	Aeropuerto Internacional de El Salvador	88.9
La Paz	Los Novillos	108.4
Usulután	Santiago de María	165.8
San Miguel	El Pacayal	137.6
La Libertad	Boquerón	156.2
La Libertad	Procafé	172
San Salvador	Aeropuerto Ilopango	219.1
San Salvador	SNET	189.5
San Salvador	Mercado Belloso	150.8

Tabla N° 1: Precipitaciones máximas acumuladas entre las 7:00 a.m. del sábado 7 de noviembre y las 7:00 a.m. del 8 de noviembre del 2009 (MARN, 2009).

Los acumulados de lluvia del periodo anteriormente mencionado, muestra que la mayor concentración se tuvo en los departamentos de San Salvador, La Paz y San Vicente.

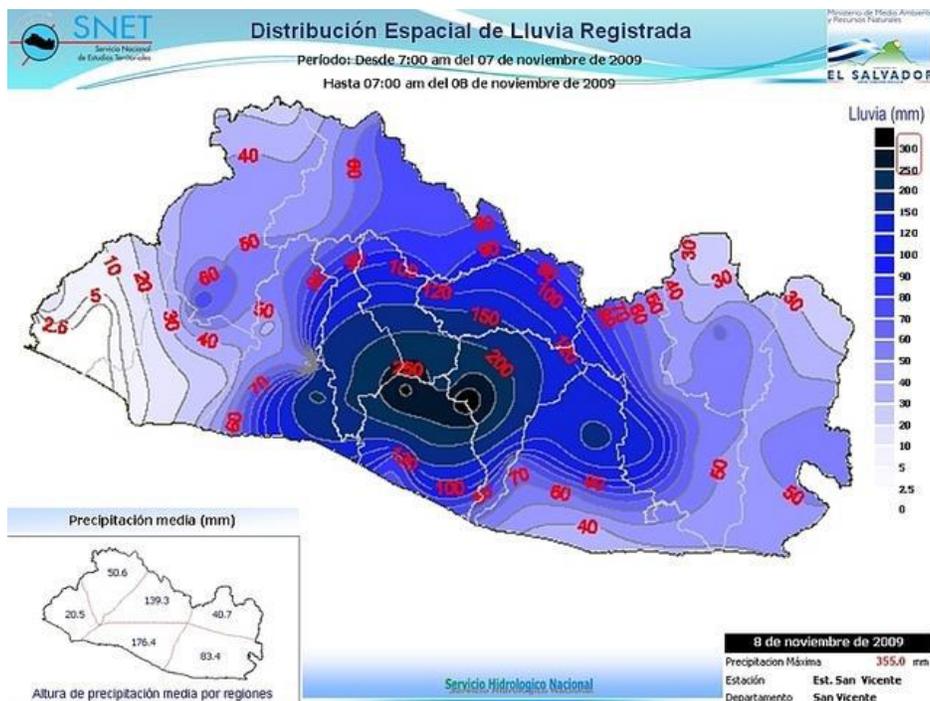


Figura N° 18: Mapa de lluvia acumulada desde las 7:00 a.m. del 7 de noviembre a las 7:00 a.m. del 8 de noviembre de 2009 (MARN, 2009).

Estos acumulados de lluvia generaron una gran cantidad de deslizamientos de tierra y flujos de escombros en diferentes partes del territorio nacional, con énfasis en la zona paracentral del país. La zona más afectada fue el Volcán de San Vicente, donde se generaron flujos de escombros que afectaron las ciudades de Verapaz, Guadalupe y Tepetitán, provocando pérdidas en vidas humanas y daños materiales.

La distribución temporal de la lluvia en la estación San Vicente se muestra en el histograma siguiente. Se puede apreciar que los máximos acumulados se dan en un periodo de 6 horas.

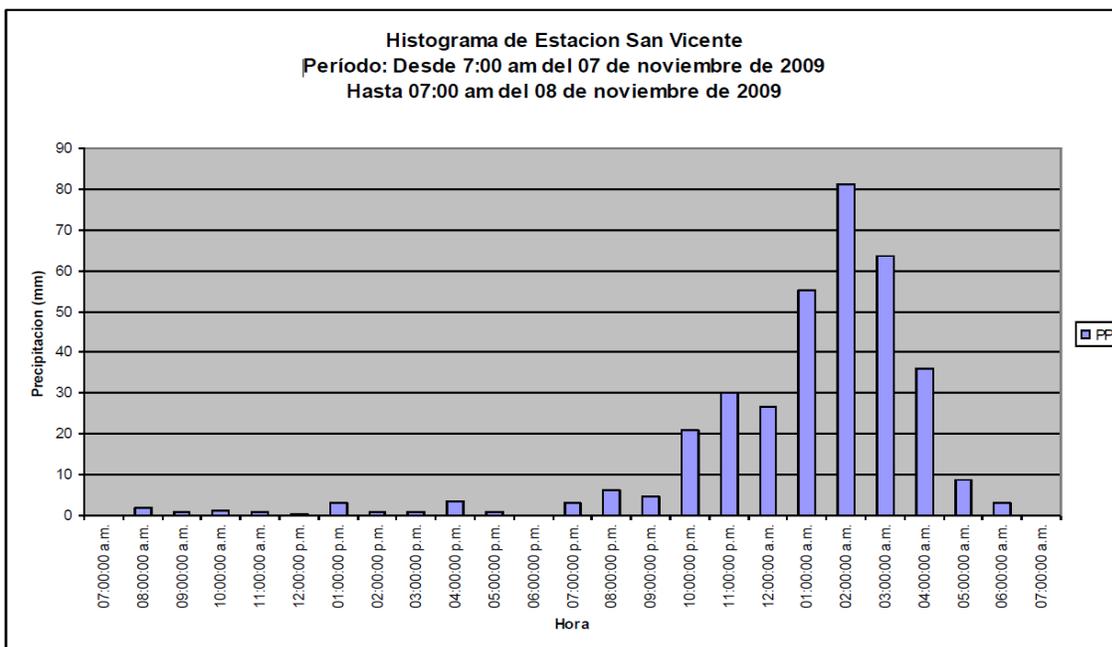


Figura N° 19: Histograma de lluvia acumulada de estación San Vicente desde las 7:00 a.m. del 7 de noviembre a las 7:00 a.m. del 8 de noviembre de 2009 (MARN, 2010).

De acuerdo con información de residentes de Guadalupe, Verapaz y el caserío Agua Agría, evidencia la ocurrencia de una serie de flujos de escombros que descendieron en distintos periodos de tiempo durante la madrugada del día 8 de noviembre por las quebradas en las faldas del volcán de San Vicente. Se activaron al menos 4 quebradas, las cuales fueron: El Derrumbo (en dirección a la ciudad de Guadalupe), La Quebradona (en dirección a la ciudad de Verapaz), El Infiernillo y Amate Blanco (ambas en dirección a la ciudad de Tepetitán) (MARN, 2009).

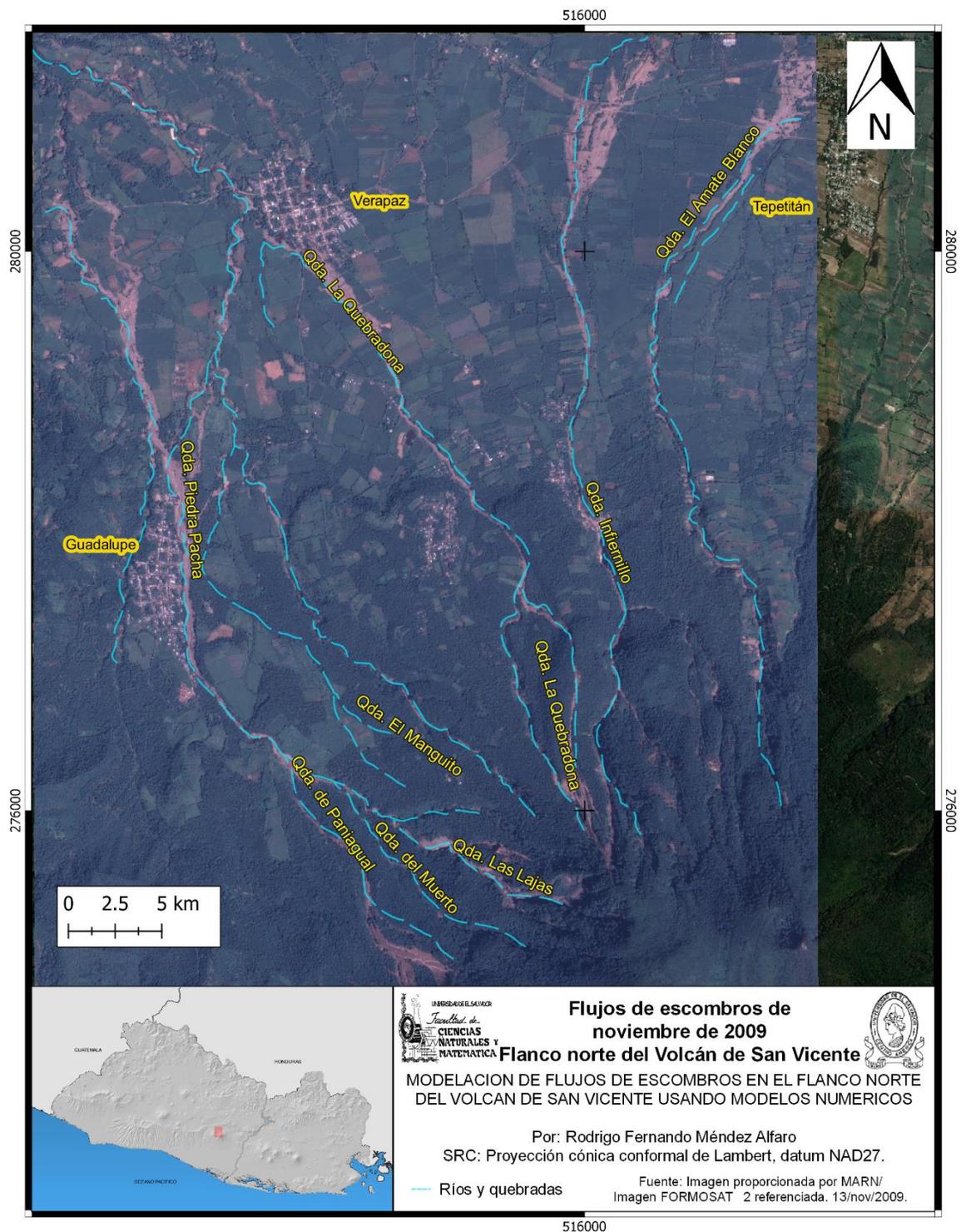


Figura N° 20: Mapa de flujos de escombros ocurridos el 8 de noviembre en quebradas que se activaron del flanco norte del volcán de San Vicente. Elaboración propia con datos proporcionados de MARN.

Inspecciones de campo realizadas por parte del personal de geología del SNET/MARN posterior a los deslizamientos ocurridos en el flanco norte del volcán de San Vicente, estimaron de manera aproximada el volumen depositado en la parte baja de las quebradas que se activaron. Indicando que en Verapaz (Qda. La Quebradona) depositó un volumen de escombros aproximado de 250,000 m<sup>3</sup>, en un área aproximada de 150,000 m<sup>2</sup>; en Guadalupe (Qdas. El Paniagua, del Muerto, Las Lajas y El Manguito; también conocidas en su conjunto como quebrada El Derrumbo), 360,000 m<sup>3</sup> en 251,000 m<sup>2</sup>; entre Verapaz y Tepetitán (Qda. El Infiernillo), 250,000 m<sup>3</sup> en un área de 220,000 m<sup>2</sup>; en el antiguo Tepetitán (Qda. El Amate Blanco), 300,000 m<sup>3</sup> en 250,000 m<sup>2</sup> (MARN, 2010).

Por otro lado, a través de la recopilación y evaluación propia de fotografías tomadas en las zonas de origen y depósito de los flujos ocurridos en las quebradas antes mencionadas, se realizó una reconstrucción estimada del volumen deslizado y que recorrió a través de las quebradas que influyeron los municipios de Guadalupe, Verapaz y Tepetitán, teniendo volúmenes de 577,400 m<sup>3</sup> (Qdas. El Paniagua, del Muerto, Las Lajas y El Manguito), 214,200 m<sup>3</sup> (Qda. La Quebradona) y 294,440 m<sup>3</sup> (Qda. El Infiernillo), respectivamente.

Para el caso de la quebrada el Amate Blanco se estimó un volumen de 25,000 m<sup>3</sup>, sin embargo, ese volumen no es coherente con el volumen del depósito producto de la activación de esa quebrada. Se estima que el volumen final del depósito de la quebrada se debe a la suma del volumen liberado producto del terremoto de febrero de 2001 y que mucho de su material quedó depositado a lo largo de la quebrada y, que con las lluvias del 2009 removilizó todo el material que al final se depositó sobre la cota 630 msnm de la quebrada el Amate Blanco.

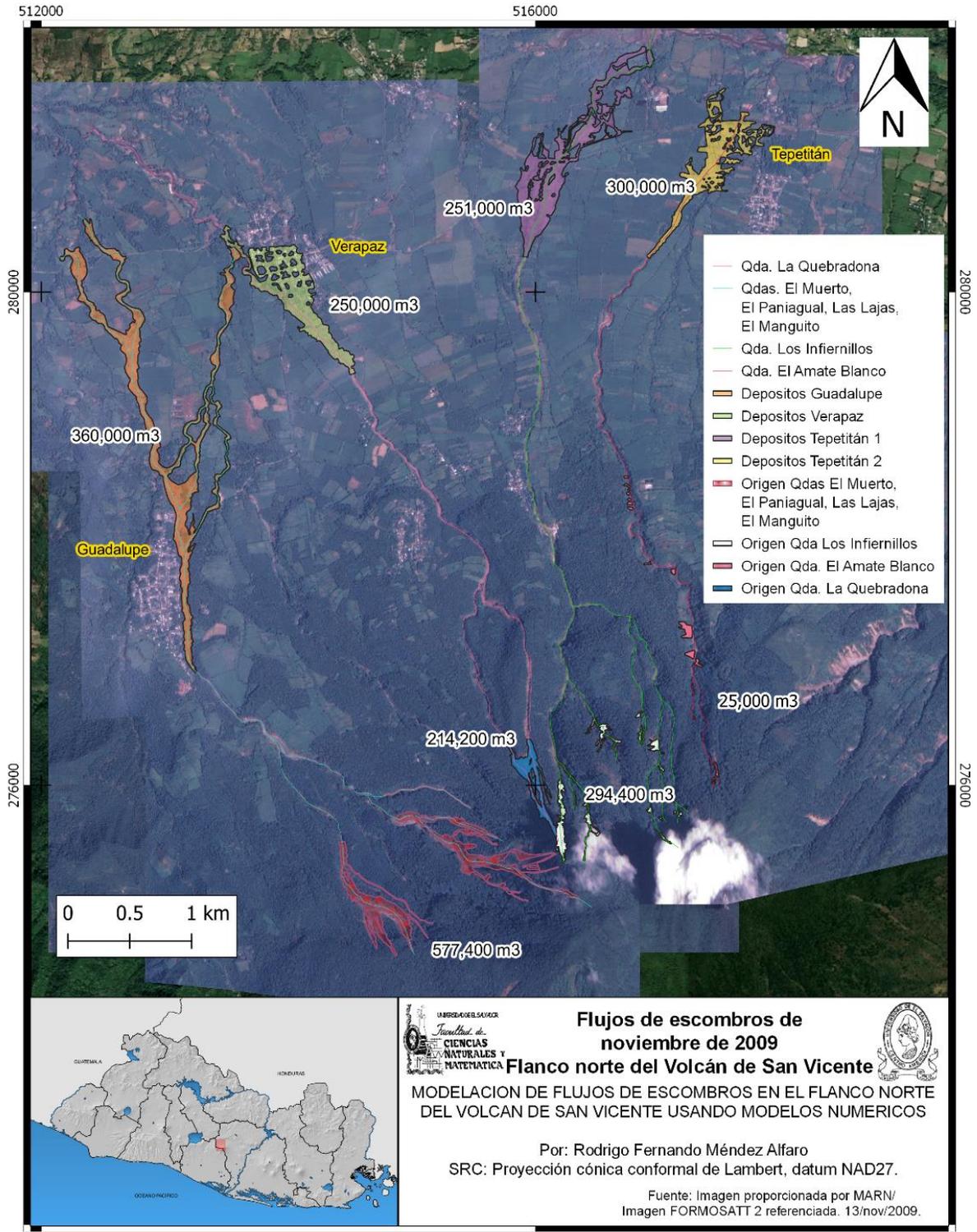


Figura N° 21: Mapa de volúmenes depositados según MARN y de origen (estimación propia) a través de reconstrucción de fotografías de la zona posterior al evento. Elaboración propia.

En la figura 22 se muestra un perfil de las quebradas en evaluación que se activaron durante el evento de 2009, principalmente del flanco norte. Estas, se representan desde la zona de inicio hasta el punto donde se ha considerado como el final del depósito de sus respectivas quebradas. Se puede observar que las quebradas Las Lajas, El Muerto, El Manguito y El Paniagua inician su activación desde una cota poco más de los 1900 msnm, presenta una pendiente más pronunciada comparada a las demás e incluso su recorrido es mucho mayor, alrededor de los 8 km en total. La quebrada El Amate Blanco inicia su activación y recorrido alrededor de la cota 1800 de altura. Los Infiernillos y La Quebradona inician alrededor de los 1600 msnm.

En términos generales el recorrido de los flujos de escombros tiene un promedio de 7.8 km; siendo una distancia bastante considerable puesto que alcanzó sectores poblacionales que se podría considerar están lejos del edificio volcánico.

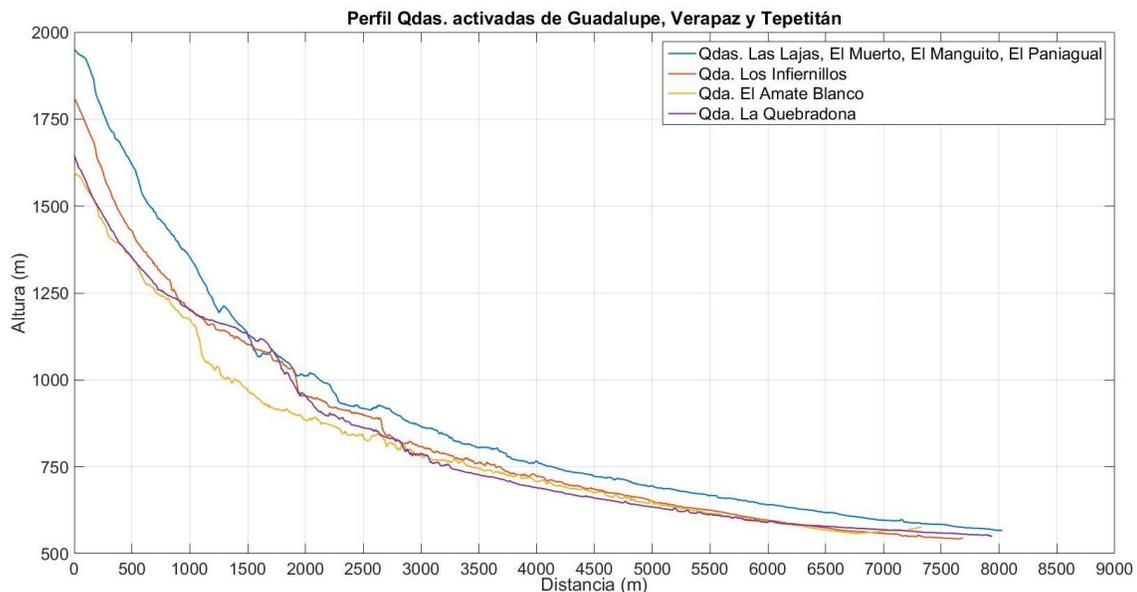


Figura N° 22: Perfil de quebradas y distancia máxima de flujos de escombros en quebradas activadas del flanco norte del evento de 2009. Elaboración propia.

Los eventos históricos de flujos de escombros en el volcán de San Vicente se pueden comparar con a otros eventos históricos en El Salvador. Según la metodología de Devoli et al., (2009), que relaciona: la distancia recorrida en planta (L), medida en metros y la diferencia de elevación entre la cota más alta de la zona de inicio hasta su deposición final (H), medida también metros. En la figura 23 se

pueden apreciar que los eventos en el volcán de San Vicente por lo general son flujos que alcanzan grandes distancias, dentro del orden de los 5000-9500 metros aproximadamente. A su vez se hace la comparativa con el evento de Montebello de 1982, en el cerro El Picacho.

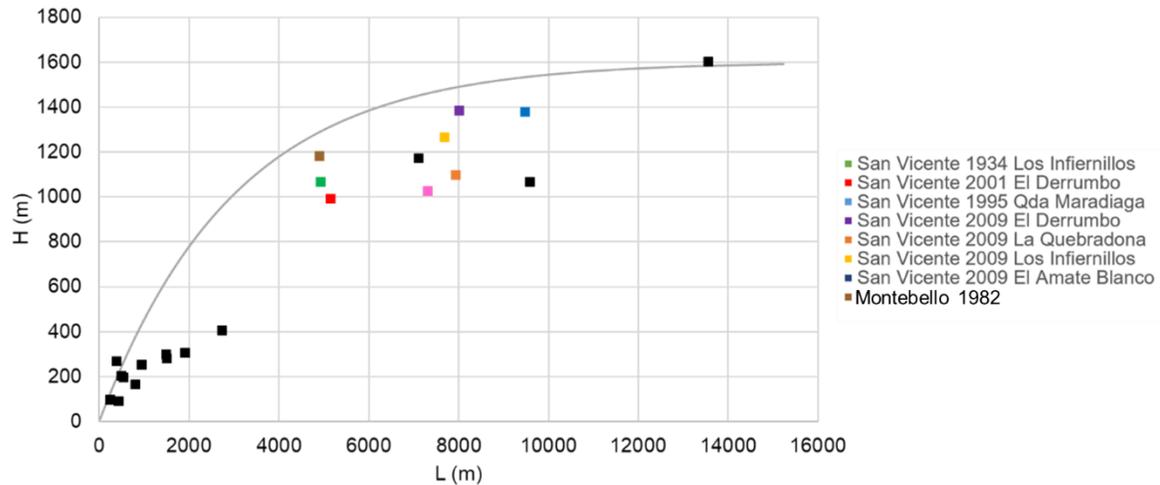


Figura N° 23: relación entre la altura de caída  $H(m)$  y la distancia de recorrido  $L(m)$  para los flujos de escombros históricos de El Salvador. Tomado y adaptado de Méndez & Reyes, (2021).

Por otro lado, según el Sistema Nacional de Protección Civil, 196 personas fueron reportadas fallecidas, 78 desaparecidas y más de 13,000 personas albergadas hasta el 16 de noviembre. Unas 560 viviendas fueron consideradas totalmente destruidas, miles de hectáreas de cosechas perdidas. Más de 100 tramos de carreteras y 40 puentes fueron dañados o destruidos. Además, 103 escuelas y 25 unidades de salud fueron afectadas. Estos datos son de las afectaciones a nivel nacional (Tobler, 2009).

La mayor parte de los fallecidos y damnificados se registraron en tan solo 5 de los 14 departamentos del país, tal como se muestra en la tabla 2, San Salvador y San Vicente llevaron la peor parte, seguidos por La Libertad y La Paz donde las pérdidas y daños fue considerable, pero claramente menores a los registrados en San Vicente. Por ejemplo, la afectación por vivienda dañada fue de solo 742 en La Libertad, mientras que en San Vicente fue de 4,997.

Población primaria y secundaria afectada					
	Población total	Trabajadores empleados	Por afectación en vivienda	Por pérdida de trabajo	Población afectada total (estimada)
La Libertad	719,406	287,826	742	9,621	16,932
San Salvador	1,728,852	726,556	6,539	24,186	47,237
Cuscatlán	237,571	94,800	2,467	3,169	7,799
La Paz	319,341	125,511	5,930	4,195	12,989
San Vicente	135,820	63,707	4,997	2,129	37,859
Total, en departamentos afectados	3,140,990	1,295,400	20,674	43,300	122,816

Tabla N° 2: Población afectada por la Tormenta Tropical Ida/Depresión Tropical 96E. Tomado y adaptado de (MARN, 2009).

En total, la población afectada se estimó en cerca de 122,816 personas, representando cerca un 3.9% del total de la población de los cinco departamentos impactados (población en base al censo poblacional de 2007 elaborado por el Ministerio de Economía).

En cuanto a las inspecciones de campo después de la ocurrencia y afectaciones de los flujos y, el análisis de la información recopilada del evento de 2009 se presenta en el anexo 4.

### 2.3. Métodos para la modelación del recorrido de deslizamientos de tierra

El análisis de los deslizamientos de tierra es el análisis del recorrido de un deslizamiento posterior a su ocurrencia o movilización. Esto puede involucrar un análisis retrospectivo a partir de un evento anterior sucedido (simulación) para la predicción o análisis a futuro de eventos que puedan ocurrir. En su mayoría, el análisis de los deslizamientos de tierra se lleva a cabo con programas de computadora y estos pueden ser agrupados en dos grandes categorías según (McDougall, 2017).

- a) Métodos empíricos-estadísticos: modelos basados en correlaciones geométricas estadísticas.
- b) Métodos analíticos: son modelos semi-empíricos que necesitan la calibración de parámetros físicos en los cuales se basa el modelo.

Dentro de la representación de métodos analíticos se subdividen en modelos numéricos y ecuaciones cerradas de forma. Los modelos numéricos se pueden clasificar como modelos continuos y discontinuos. Existen también los modelos semi-empíricos que se basan de alguna manera en la calibración de parámetros y son el punto intermedio entre los empíricos-estadísticos y modelos numéricos.

Una forma gráfica de representar su clasificación es a partir de la siguiente figura:

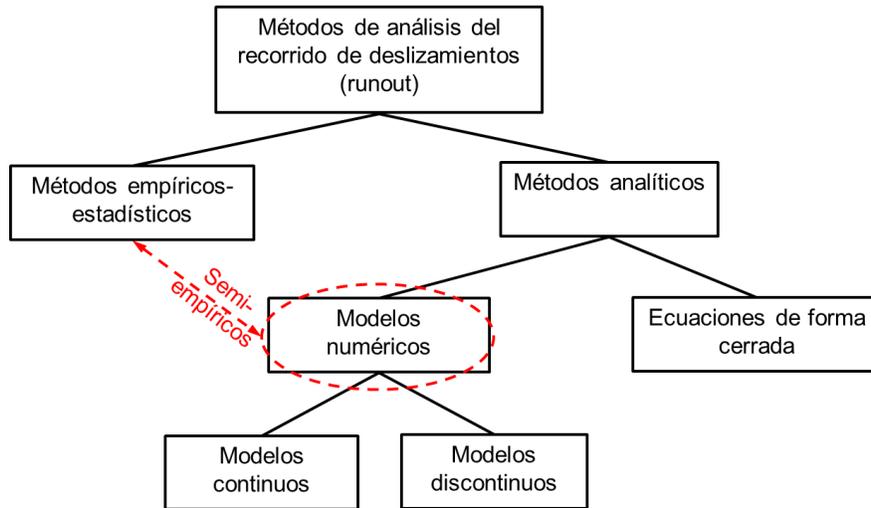


Figura N° 24: Los métodos de análisis de modelación del recorrido de deslizamientos se dividen en dos categorías amplias: empírico-estadístico y analítico. La línea discontinua roja indica una subcategoría de modelos numéricos. Tomado y adaptado de (McDougall, 2017).

### 2.3.1 Métodos empíricos estadísticos:

Los métodos empíricos se basan en correlaciones geométricas simples. La figura 28 ilustra una correlación inversa entre el volumen del deslizamiento de tierra y el ángulo de alcance.

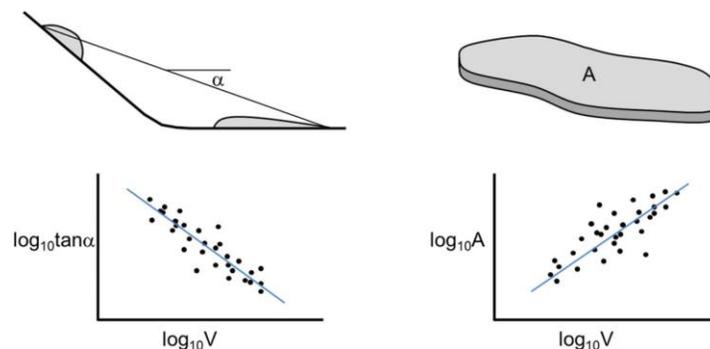


Figura N° 25: Ilustraciones esquemáticas de dos correlaciones geométricas para deslizamientos. a) Volumen,  $V$ , versus ángulo de llegada  $\alpha$  y b) Volumen,  $V$ , versus área de depósito,  $A$ . Tomado de (McDougall, 2017).

La principal desventaja de los modelos empíricos-estadísticos es que proporcionan información muy limitada, siendo las salidas principalmente las distancias de recorrido y las áreas de inundación; sin embargo, son muy útiles para tener estimaciones preliminares de potenciales áreas de influencia de lahares en una zona en evaluación.

### *2.3.2 Modelos numéricos.*

Los modelos numéricos tienen el potencial de proveer más información que los modelos empíricos-estadísticos. Pueden ser usados para estimar parámetros relevantes asociados a la intensidad de los deslizamientos, como profundidades de flujo y velocidades de flujo (McDougall, 2017). También pueden ser usados para estimar presiones de impacto.

En los modelos continuos, las ecuaciones de equilibrio de masa y momento se resuelven en cada paso de tiempo en varios lugares dentro de la masa del deslizamiento de tierra. Se encuentran disponibles diferentes métodos computacionales para resolver las ecuaciones de movimiento, incluidos los enfoques eulerianos (marco de referencia fijo) y lagrangiano (marco de referencia móvil).

La mayoría de los modelos continuos de deslizamiento de tierra utilizan métodos para estimar las distribuciones de presión interna que se basan en la teoría de presión de tierra de Rankine.

## **2.4. r.avaflow**

### *2.4.1 Herramienta computacional*

r.avaflow (Mergili, 2014) es un modelo numérico de código abierto para el análisis del recorrido de flujos de masas, avalanchas y procesos en cadena desde una zona de origen establecida de una topografía definida hasta una zona de deposición.

Esta emplea un modelo multifase de mezcla de sólidos y fluidos que interactúan entre sí y es capaz de modelar, de manera aproximada, procesos en cadena complejos entre sus interacciones. Explícitamente considera condiciones de arrastre y detención del movimiento de masas hasta su deposición final. Asimismo,

permite la definición de múltiples áreas de origen para la ejecución de simulaciones en paralelo; y está construido con funcionalidades de validación, optimización de parámetros y análisis sensitivo (Mergili et al., 2017).

r.avaflow trabaja como un módulo de ráster para el software GRASS GIS y funciona bajo lenguajes de programación escritos en C, R y Python; su funcionalidad es exclusiva en sistemas operativos de Linux. r.avaflow está disponible para todo público a través de la dirección <https://www.avaflow.org/index.php>.

El software r.avaflow considera los componentes mecánicos de un deslizamiento como un fluido mezclado de masa que puede ser definido en 3 constituyentes:

- i. Una fase fluida.
- ii. Una fase sólido-fino.
- iii. Una fase sólida.

Se definen las reologías de los tres diferentes componentes del material en toda la mezcla como: (i) un fluido intersticial compuesto de material muy fino suspendido en agua, (ii) un material granular fino y (iii) cantos rodados y partículas gruesas (Pudasaini & Mergili, 2019).

#### *2.4.2 Modelos reológicos.*

Se definen 6 tipos de reologías que se pueden emplear para simular un deslizamiento en r.avaflow, a partir de los constituyentes gobernantes en la mezcla del fluido siendo estas:

1. Mixto: básicamente es el modelo de Voellmy.
2. Solido: combina el comportamiento plástico y viscoso que se comporta como un material rígido por debajo de un límite elástico dado, y como material viscoso por encima de este límite. También conocida como reología friccional.
3. Fino-sólido: un fluido que tiene un comportamiento viscoplástico dominante. También es conocido como reología de Bingham.

4. Fluido: un fluido de comportamiento viscoplástico de viscosidad dominante, no friccional, viscoso. También conocido como reología de flujo Newtoniano-Laminar.
5. y 6. Multifase: el modelo multifase se divide en dos tipos, el primero incluye en toda su mezcla 3 fases de constituyentes, siendo una parte sólida, otra de sólidos finos y una tercera fluida; el segundo tipo es una mezcla de 3 constituyentes que lo conforman 2 partes sólidas y una fluida (Pudasaini, 2012).

Una explicación más a detalle de los dos primeros modelos reológicos antes mencionados es:

- a) Modelo de Voellmy: La reología de Voellmy combina modelos de fricción y turbulencias. Matemáticamente, se expresa como:

$$\tau = (\mu\sigma + (\gamma v_x^2 / \xi))$$

Dónde:

- $\tau$ : esfuerzo cortante de cizalla en la base,
- $\mu$ : coeficiente de fricción,
- $\sigma$ : esfuerzo normal efectivo en la base,
- $\gamma$ : unidad de peso de la masa en movimiento,
- $v_x$ : velocidad de flujo promediada en profundidad, y
- $\xi$ : término de turbulencia.

Conceptualmente,  $\xi$  representa implícitamente el grosor de una capa no drenada o verificada por un deslizamiento de tierra, donde la resistencia de fricción comienza baja y aumenta proporcionalmente a la velocidad al cuadrado.

La reología Voellmy ha sido utilizada por muchos investigadores para modelar varios tipos de movimientos de masa, incluyendo avalanchas de nieve, avalanchas de roca, deslizamientos de flujo, avalanchas de escombros y flujos de escombros (Handal et al., 2009), (Cepeda et al., 2010), (Cruz Cárcamo et al., 2019). Asimismo, ha sido probada que es adecuada para la simulación de flujos de escombros que contienen suelos de origen piroclásticos (McDougall, 2006); (Revellino et al., 2004).

- b) Modelo friccional: también conocida como resistencia de Coulomb, considera que las fuerzas de corte resistentes en la base son independientes de la velocidad y dependen solamente del esfuerzo normal efectivo ( $\sigma'_z$ ), el cual se define como la diferencia entre el esfuerzo total ( $\sigma_z$ ) y la presión de poros  $u$ , (Hungry & Evans, 1996).

$$\tau_{zx} = -(\sigma_z - u) \tan \phi = \sigma'_z \tan \phi$$

Donde:

$\sigma'_z$ : Esfuerzo normal efectivo en la base.

$\phi$ : El ángulo de fricción efectivo dinámico en la base.

$u$ : Presión de poros en la base.

#### 2.4.3 Datos de entrada y salida

Una larga lista de parámetros puede ser utilizados para la definición de las condiciones iniciales y parametrización de las simulaciones utilizando r.avaflow. Sin embargo, no todos los datos son necesarios para hacer correr simulaciones puesto que con unos pocos se pueden llegar a ejecutar.

Los parámetros mínimos para la realizar simulaciones se tiene: (i) el modelo digital del terreno del área de interés, (ii) mapas ráster georreferenciados del área de origen y (iii) parámetros de flujo.

Los mapas ráster de entrada de las alturas o espesores de las masas de tipo sólidos y fluidos de las áreas de origen, y el mapa ráster o valor que define el coeficiente de arrastre empírico (necesario para definir parámetros de arrastre) son opcionales. En lugar de los mapas ráster de entrada de las alturas de las masas de tipo sólidos y fluidos de las áreas de origen, se pueden definir las alturas totales y los valores fijos de la concentración de cada tipo de masa. La altura o espesor de un flujo simulado será conocido por la letra  $H$  (por su sigla en inglés “*height*” que significa altura).

A continuación, se presentan los parámetros mínimos más importantes para realizar una simulación en r.avaflow y su respectiva descripción. A pesar de que la

herramienta presenta parámetros predeterminados en muchos de sus datos de entrada, se pueden hacer cambios a estos, aunque pueden cambiar significativamente el resultado de las simulaciones. Estos son suficientes para realizar simulaciones para modelos de una fase sin considerar el arrastre, transformaciones de fase e hidrógrafas de entrada o salida: Se presenta el nombre del dato de entrada (*nombre del parámetro dentro de r.avaflow, un ejemplo de su ingreso*) y su breve descripción:

- Prefijo (*prefix=vsv\_2009*): Prefijo para el nombre de archivos de salida y carpetas de almacenaje de productos generados.
- Tamaño de celda (*cellsize=10*): Tamaño de celda de pixel al cual trabajará el modelo. Si este dato no se da, se tomará en función del ráster del mapa de elevación (modelo digital del terreno) introducido.
- Fases (*phases=x*): Un máximo de tres fases pueden ser definidas a partir de atajos de uno o dos caracteres, separados por comas. Esto define el modelo reológico a utilizar para simulación. Los disponibles que se tienen en r.avaflow son:
  - i. x = Mixto (modelo reológico de Voellmy).
  - ii. s = Sólido (masa de comportamiento plástico, friccional, no viscoso; también conocido como el modelo reológico friccional).
  - iii. fs = Sólido fino (masa de comportamiento viscoplástico dominado por la plasticidad, fricción y viscoso).
  - iv. f=fluido (masa de comportamiento viscoplástico, predominantemente viscosa, sin fricción)
  - v. m = Multi-fase (P1: sólido, P2: sólido fino, P3: fluido).
  - vi. s,s,f = Multi-fase (P1: sólido, P2: sólido, P3: fluido).
- Elevación (*elevation=vsv\_2009*): Nombre del mapa ráster del modelo digital de elevación del área en evaluación.
- Densidad (*density=2700, 2500, 1600*): Valor de la densidad de cada fase del flujo. Este tiene unidades de g/cm<sup>3</sup>.
- Espesor de origen (*hrelease=vsv\_origen*): Nombre del mapa ráster de espesor de liberación u origen.

- Fricción (*friction=35,20,2.70*): i) Fricción interna y ii) ángulo de fricción base asociado a cada fase. Estos parámetros tienen unidades de grados. iii) Logaritmo base 10 del parámetro de coeficiente de fricción turbulenta del flujo, este tiene unidades de  $s^2/m$ .
- Viscosidad (*viscosity=-9999,0,-999,-3.0*): Parámetros de la viscosidad de las fases.
- Tiempo (*time=10,2000*): Son dos valores numéricos separados por coma. El primer número indica el intervalo en tiempo real en segundos en la que la información de salida es desplegado y escrito a los archivos que se generan con la simulación, también se conoce como el paso de tiempo de la simulación. El segundo número indica el número en tiempo real máximo en segundos en la que la simulación se detiene.

Cabe destacar que los parámetros se pueden ingresar a través de línea de comando o por medio de la interfaz gráfica que incluye el módulo de ráster r.avaflow dentro del sistema de información geográfico GRASS.

Los datos ráster y vectoriales que se utilizan para una simulación deben estar presentes en el ambiente de trabajo del proyecto SIG de GRASS. En cuanto al tamaño de pixel de los ráster de entrada, no se impone ninguna restricción sobre la resolución de estos, sin embargo, a menor resolución o tamaño, mayor detalle a la hora de mapear las simulaciones.

Un número arbitrario de hidrógrafas de liberación de flujo (cada una en un punto en específico sobre el perfil del recorrido), puede ser definido o incluso adicionado a las masas de liberación u origen. Esto permite que la simulación pueda realizarse por medio de interacciones complejas entre diferentes tipos de procesos.

Los parámetros opcionales incluyen además mapas ráster del área de impacto observada (MRIO) y altura de la deposición observada (MADO), así como conjunto de coordenadas de la trayectoria de flujo (también puede utilizarse un shapefile de línea que cumple esta función), este es útil para efectos de la validación y visualización (ver sección 2.4.5). Este último dato de entrada mencionado se conoce como perfil de recorrido de flujo observado ("*profile*" por sus siglas en inglés).

En cuanto a los datos de salida, una vez se ejecuta una simulación simple del modelo, entre los más importantes que genera r.avaflow consisten en:

- Mapas ráster de los espesores totales de los flujos simulados.
- Mapas ráster de velocidades de flujo en direcciones  $x$  &  $y$  en términos absolutos.
- Mapas ráster de presiones y energía cinética de los flujos.
- Mapas ráster del cambio de la topografía basal.
- 2 gráficos ROC, que relacionan el mapa de impacto con el área de deposición observada, el primero relaciona para toda el área de estudio, la segunda usa un área normalizada de predicciones de verdaderas negativas. El área bajo la curva AUROC se muestra como el indicador clave de la calidad de la calibración del modelo simulado (ver sección 2.4.5).
- Archivos de texto que cada uno contiene: datos de presión interna, energía y velocidades de flujo, promedios y en sus respectivas componentes para cada paso de tiempo calculado; resumen de la simulación conteniendo datos de los parámetros introducidos; cálculo total del tiempo simulado; evaluación y resultados de la simulación de los clasificadores que involucra la curva ROC de validación (ver sección 2.4.5).

Todos los mapas ráster son producidos para cada paso de tiempo de cálculo de la simulación y para el máximo paso de tiempo de toda la simulación.

Una lista exhaustiva de todos los parámetros de entrada y salida está disponible en [https://www.landslidemodels.org/r.avaflow/manual\\_avaflow23.php](https://www.landslidemodels.org/r.avaflow/manual_avaflow23.php)

#### *2.4.4 Evolución de masa y momento*

La funcionalidad principal de r.avaflow consiste en la redistribución de masa y el momento, empleando un modelo de flujo dinámico y un esquema numérico. De esta forma, la herramienta ofrece implementaciones de dos modelos: (i) un modelo de una fase de aguas superficiales (modelo reológico de Voellmy, descrito en 2.4.2) y

(ii) un modelo multifase (Pudasaini, 2012) basado en el modelo de resistencia de Coulomb (modelo friccional, descrito en 2.4.2) y un conjunto de tratamientos numéricos adicionales. El modelo (ii) se basa en la conservación de la masa y el momento, calculados por separado, pero en paralelo a la vez para las fases del flujo en sus componentes sólido y líquido.

Un sistema de seis ecuaciones diferenciales (expresadas en coordenadas locales que siguen la topografía) representan la base para un conjunto de seis términos de flujo y fuente, con respecto a las profundidades de flujo de sólidos y fluidos ( $P_s, P_f$ ), momento sólido  $M_{sx}$  y momento fluido  $M_{fx}$  en la dirección  $x$  ( $M_{sx} = P_s * v_{sx}, M_{fx} = P_f * v_{fx}$ ) donde  $v$  es la velocidad de flujo. La resolución de estos sistemas de ecuaciones es útil para definir el cálculo del paso de tiempo en el que flujo se detendrá en su movimiento.

Asimismo, esta resolución de ecuación y la propagación del flujo, dentro de una simulación, requiere la implementación de un esquema numérico. r.avaflow emplea un esquema de diferenciación central no oscilatoria decreciente de variación total de alta resolución (TVD-NOC, por sus siglas en inglés), un esquema numérico utilizado para evitar oscilaciones numéricas no físicas (Nessyahu & Tadmor, 1990). Los promedios de celda o píxeles de las seis variables de estado se calculan usando una cuadrícula (o grid) escalonada: el sistema se mueve a la mitad del tamaño de pixel con cada paso de tiempo; los valores en las esquinas de los píxeles y en el medio de los píxeles se calculan alternativamente en pasos de tiempo completo y medio, respectivamente.

El arrastre, en r.avaflow, se trata como una función complementaria en un primer momento. Sin embargo, el cambio de la topografía basal y el arrastre se actualizan a los mismos pasos de tiempo que el esquema numérico (TVD-NOC). Su cálculo, se basa en las tasas potenciales de arrastre de masa (de sólidos y fluidos)  $q_{A,s}$  y  $q_{A,f}$  (expresadas perpendicularmente a la topografía basal) y esto se basan en el coeficiente de arrastre  $C_A$  empírico definido por el usuario y el momento de masa.

La razón por la cual la velocidad basal, que es relevante para el arrastre, es menor que la velocidad promedio en profundidad no se considera implícitamente, pero debe reflejarse en el valor de  $C_A$ ,  $q_{A,s}$  y  $q_{A,f}$  sean positivas. Los cambios de alturas de flujo de sólidos y fluido de la topografía basal,  $H_{A,s}$  y  $H_{A,f}$ , debido al arrastre, en función del tiempo son:

$$H_{A,s,t} = \min(H_{A,s}(t - \Delta t) + \frac{q_{A,s}\Delta t}{\cos\beta}, H_{Amax,s})$$

$$H_{A,f,t} = \min(H_{A,f}(t - \Delta t) + \frac{q_{A,f}\Delta t}{\cos\beta}, H_{Amax,f})$$

Donde  $H_{A,s}(t - \Delta t)$  y  $H_{A,f}(t - \Delta t)$  son el cambio de la topografía basal al inicio del paso de tiempo,  $H_{Amax,s}$  y  $H_{Amax,f}$  son las profundidades máximas en el pixel dado,  $t$  es la longitud de tiempo, y  $\beta$  es el ángulo de la superficie basal. Por tanto, se asume que el arrastre aumenta el momento sólido y fluido del flujo en cada dirección por el producto de la masa sólida arrastrada y la profundidad del fluido y la velocidad en la dirección dada. La división sobre  $\cos\beta$  aproxima la conversión de profundidades a alturas. La profundidad del arrastre de tipo sólido y fluido  $P_{A,s} = (H_{A,s}(t) - H_{A,s}(t - \Delta t))\cos\beta$  y  $P_{A,f} = (H_{A,f}(t) - H_{A,f}(t - \Delta t))\cos\beta$  son agregados a las profundidades de la parte profunda del flujo en su parte sólida y fluida.

Esto supone que el arrastre aumenta el momento de la fase sólida y líquida del flujo en cada dirección por el producto del arrastre profundo sólido y fluido en la dirección de la velocidad en un tiempo  $t$  dado. La topografía basal y, en consecuencia, los tamaños de pixel, las áreas de pixel y los componentes de aceleración gravitacional en las direcciones  $x$ ,  $y$  y  $z$  se actualizan después de cada paso de tiempo.

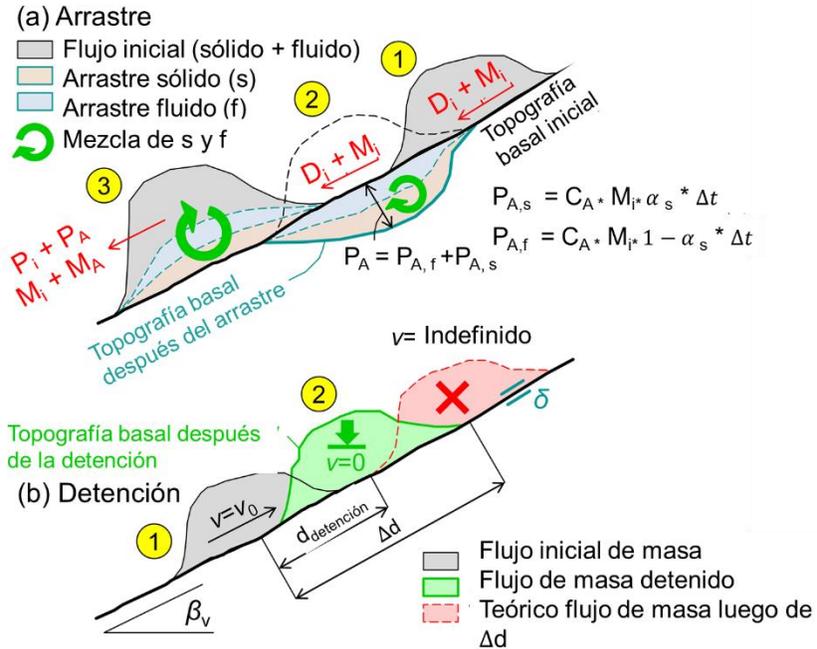


Figura N° 26: Interacciones del flujo con la superficie basal topográfico: (a) arrastre, asumiendo que,  $H_{Amax,s}$  y  $H_{Amax,f}$  no están limitados;  $P_i$ : profundidad de flujo inicial total (s + f);  $M_i$ : momento inicial total (s + f);  $P_A$ : profundidad de arrastre,  $M_A$ : momento total creciente debido al arrastre (s + f). (b) Indica arrastre y deposición. Ambas partes representan secciones de pendiente más empinada de la topografía. Es de recordar que la deposición ocurre en pendientes menos inclinadas a la de la figura (b). Tomado y adaptado de Mergili et al., 2017.

Por otro lado, la detención del flujo ocurre a escala espacial, r.avaflow opta por un enfoque que propone un factor de movilidad adimensional (FMA) relacionando la distancia requerida para detenerse  $d_{detención}$  a una resolución numérica espacial  $\Delta d$  en la dirección de movimiento. El flujo se detiene si  $d_{detención} \leq \Delta d$ , por lo tanto  $FMA < 1$ .

Para estimar  $d_{detención}$ , se utiliza una fórmula de balance de energía, que considera que la energía cinética inicial del movimiento de flujo a una velocidad inicial  $v_0$  y el cambio de energía potencial durante el recorrido de la distancia  $d_{detención}$  superior se ha transformado en energía disipativa debido a la fricción de Coulomb que domina cerca del punto de detención. Por tanto, la fórmula de balance de energía es:

$$\frac{v_0^2}{2} + d_{detención} \sin \beta_v g = d_{detención} \tan \delta \cos \beta_v,$$

Consecuentemente:

$$d_{detención} = \frac{v_o^2}{2g \cos \beta_V (\tan \delta - \tan \beta_V)}$$

Donde  $\delta$  es el ángulo de fricción basal,  $\beta_V$  es el ángulo de la pendiente en la dirección del movimiento, y  $g$  es la aceleración gravitatoria. Según la fórmula anterior, la distancia de detención  $d_{detención}$  es positiva para  $\delta > \beta_V$ , significando que la detención es posible cuando el ángulo de fricción es mayor que el ángulo de la pendiente.

El FMA puede relacionarse con varias unidades espaciales, como (i) un solo pixel; es decir, el FMA se calcula por separado para cada pixel (puede suceder que se detenga el flujo de un pixel determinado, pero no en los pixeles vecinos); (ii)  $v_o$  y  $v$  se promedian sobre una determinada vecindad de píxeles para calcular el FMA, de manera que la detención se produce en parches de pixeles adyacentes; y (iii)  $v_y$  el componente asociado de  $v$  se promedian sobre toda el área de flujo. Esto significa que todo el flujo se detiene de una vez.

La tercera posibilidad se implementa en `r.avaflow` como función opcional. Si se activa, la simulación termina tan pronto como ocurre la detención y deposita todo el material de flujo. La detención y deposición siempre consideran la masa total del flujo.

Las consideraciones de arrastre y deposición están basadas en un flujo compuesto de dos fases constituyentes de masa, sin embargo, cuando involucra un flujo monofásico se considera toda la masa del flujo como una masa “homogénea” total.

Se pueden definir varios criterios a utilizar en función de la observación de un evento para que una simulación se detenga, y estos pueden estar definidos de la siguiente manera si:

- Se establece que el flujo se detiene tan pronto como la resistencia cortante de Coulomb excede la suma de fuerzas cortantes estáticas y dinámicas. La fuerza de corte dinámica para cada píxel es la fuerza necesaria para que la

masa descansa. Se aproxima a través del impulso dividido por el tiempo de viaje entre dos píxeles. La simulación finaliza una vez que todo el flujo se ha detenido y la profundidad del flujo en el momento de la detención se agrega a la profundidad de la deposición.

- Para flujos en desaceleración se tienen dos casos: (i) el flujo se detiene si la energía cinética del flujo es menor que el umbral dado en los parámetros de entrada; (ii) si el momento del flujo es menor que el umbral dado en los parámetros de entrada. El umbral se expresa como la fracción del máximo valor alcanzado durante el flujo, entonces el paso de tiempo superado este umbral, el flujo se detiene.
- El flujo se detiene cuando no hay un pixel en la que la presión de flujo dinámico es mayor que el umbral de presión de flujo dado en los parámetros de umbrales.

#### *2.4.5 Validación y visualización de resultados*

r.avaflow puede generar mapas de visualización y animaciones de las simulaciones realizadas. Incluso, tiene funciones integradas que permiten validar los resultados del modelo frente a las observaciones (Mergili et al., 2017).

La validación se basa en la comparación de un mapa ráster del impacto observado con el de deposición del evento bajo investigación. Aquellos píxeles con impacto o depósito observado se denominan positivos observados (PO) y, aquellas sin impacto o depósito observado como negativos observados (NO).

Una vez la simulación ha terminado, aquellos píxeles que coinciden con el impacto o deposición observada son considerados como positivos observados (PO) y aquellos que no coinciden con el impacto o deposición observada son considerados como negativos observados (NO).

Cuando se usa el mapa ráster de impacto observado (MRIO) como referencia para la validación, aquellos píxeles que, dentro de la simulación, determinen una altura máxima de flujo en cualquier paso de tiempo ( $H_{max} \geq H_t$ ) mayor al mapa ráster de impacto observado, son considerados como predicciones positivas (PP). Por otro

lado, aquellos pixeles con una altura máxima de flujo en cualquier paso de tiempo menor al del mapa ráster de impacto observado ( $H_{max} < H_t$ ) son considerados como predicciones negativas (PN).

Cuando se utiliza el mapa de altura de depósitos observada (MADO) como referencia para el proceso de validación interna de r.avaflow, todos los pixeles de la simulación que coinciden con el MADO y que tengan su valor de altura de flujo calculado en algún paso de tiempo ( $H_c > H_t$ ) son considerados como predicciones positivas, y todos los pixeles de la simulación que coinciden con el MADO y que tengan su valor de altura de flujo calculado menor en algún paso de tiempo ( $H_c < H_t$ ) respecto a este, son considerados como predicciones negativas.

Interceptando las observaciones negativas (ON) y observaciones positivas (OP) con las predicciones positivas (PP) y predicciones negativas (PN) resultan en cuatro puntuaciones de validación de las predicciones de simulación, siendo: verdadero positivo (VP), verdadero negativo (VN), falso positivo (FP) y falso negativo (FN). Esto puede ser mejor observado en la figura 27.

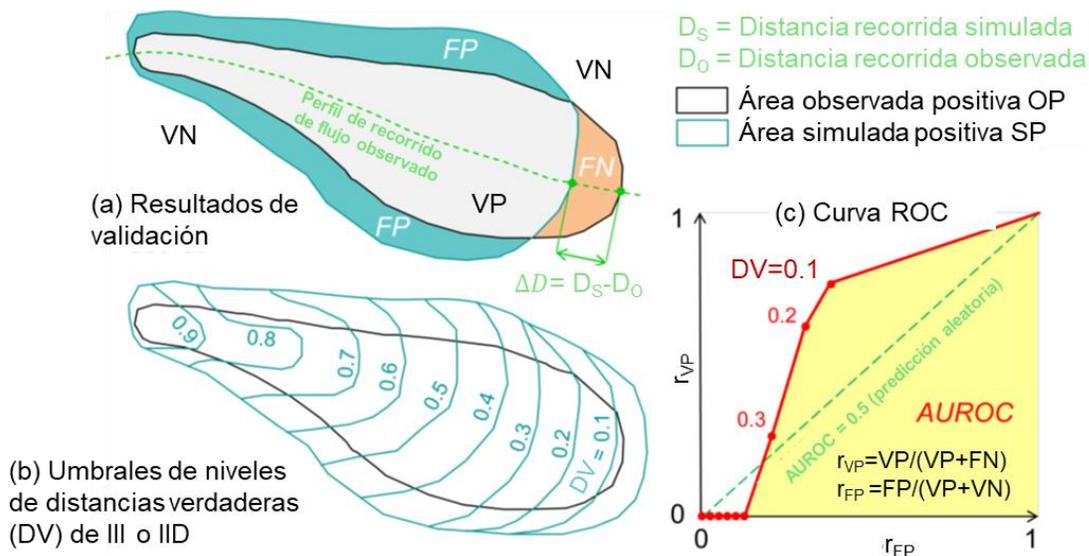


Figura N° 27: Validación de los resultados de una simulación en r.avaflow. (a) Puntuaciones de la validación para una simulación simple; (b) Múltiples corridas de simulación: umbrales de los niveles de III o IID; (c) Curva ROC. Tomado y adaptado de Mergili et al., 2017.

Estas puntuaciones forman parte de la base para la mayoría de los parámetros de validación que se muestran en la tabla 3. Solamente el exceso de la distancia

recorrida  $\Delta D$  (o diferencia de distancia) se basa en la comparación del flujo simulado y observado, definido por el perfil trazado del flujo observado.

Tipo de simulación	Nombre	Definición	Rango posible de los valores	Valor óptimo de resultados
Simple o monofásica	Exceso de la distancia recorrida ( $\Delta D$ )	$D_S - D_O$	$[-D_O, \infty]$	0.0
Simple o monofásica	Factor de conservadurismo ("FoC" por sus siglas en inglés)	$FoC = \frac{PP}{OP} = \frac{VP + FP}{VP + FN}$	$[0, \infty]$	1.0
Simple o monofásica	Índice de éxito crítico ("CSI" por sus siglas en inglés)	$CSI = \frac{VP}{VP + FP + FN}$	$[0, 1]$	1.0
Simple o monofásica	Distancia de clasificación perfecta ("D2PC" por sus siglas en inglés)	$D2PC = \sqrt{(1 - r_{VP})^2 + r_{FP}^2}, r_{VP} = \frac{VP}{PO}, r_{FP} = \frac{FP}{NO}$	$[0, 1]$	0.0
Múltiple o multifásica	Área bajo la curva ROC (AUROC)	Funcion de $r_{VP}$ y $r_{FP}$ para diferentes niveles de IID o III.	$[0, 1]$	1.0

Tabla N° 3: Validación de los criterios que se usan en r.avaflow para la validación. Los conceptos de CSI y D2PC son tomados de Formetta et al., (2016). Todos los parámetros de validación son calculados para un  $H_{max}$  (para un MRIO de referencia) y/o un  $H_c$  (para un MAD0 de referencia), dependiendo en la disponibilidad de información de referencia. Tomado y adaptado de Mergili et al., 2017.

Cabe mencionar que el recorrido o perfil trazado del flujo observado (dato de entrada "profile"), solo es necesario para efectos de validación mas no para definir el recorrido que el flujo a simular deberá tomar.

Valores de  $\Delta D > 0$  y FoC  $> 1$  significa un resultado conservativo (el área de deposición o de impacto simulado es mayor que el área de deposición o impacto observado), mientras que valores de  $\Delta D < 0$  y FoC  $< 1$  indica resultados no conservativos.

Los indicadores CSI, D2PC y AUROC no permiten concluir sobre el carácter conservador de los resultados.  $\Delta D$ , FoC, CSI y D2PC tienen como objetivo la validación de la altura máxima ( $H_{max}$ ) o altura calculada ( $H_c$ ) de una sola ejecución

del modelo. Cabe destacar que cuando un modelo incluye distintas fases (dato de entrada  $phase = m; s, s, f$ ) en su ejecución, los indicadores de validación se calculan por separado, permitiendo una interpretación más a detalle en función de los parámetros de entrada dados, esto con la intención de aceptarlos u optimizar.

Los parámetros óptimos que calibren un modelo en particular, siempre se refieren a un criterio en particular, ya que diferentes criterios pueden determinar diferentes valores que se ajusten mejor al modelo en evaluación.

Por otro lado, las curvas ROC (características operativas del receptor, por sus siglas en inglés), se utilizan para probar el rendimiento de la salida general de múltiples ejecuciones del modelo. Estas curvas se generan para el índice de indicador de impacto (III) utilizando el MRIO como referencia; y/o el índice indicador de depósitos (IID) utilizando el MADO como referencia, siendo: la tasa de verdaderos positivos (VP) se traza frente a la tasa de falsos positivos (FP) para varios niveles de III y IID.

El área bajo la curva que conecta los puntos resultantes, AUROC, se utiliza como el indicador del rendimiento del modelo ( $AUROC \approx 1$  indica un excelente desempeño de los parámetros utilizados para la calibración que se ajustan al modelo en evaluación).

## CAPITULO III: METODOLOGIA

### 3.1. Retro-análisis

Se realizó el análisis de los deslizamientos ocurridos en noviembre de 2009, en el volcán de San Vicente, producto de las intensas lluvias debido a la influencia en simultáneo del huracán Ida y el sistema de baja presión 96E sobre el país, con el objetivo de conocer los parámetros que produjeron este evento y simular eventos futuros.

Se utilizó el software r.avafLOW, un complemento que se instala dentro del sistema de información geográfico GRASS, y la paquetería de mapas del software R para la generación de los mapas de las simulaciones. También, se usó el software QGIS 3, para la preparación del ambiente de trabajo de las simulaciones que se llevaron a cabo.

Dentro del proceso para realizar las simulaciones se desarrolló a cabo en seis fases, siendo:

1. Investigación bibliográfica: recopilación del evento de 2009 (datos de lluvia del evento hidrometeorológico, imágenes satelitales de la zona de estudio post evento ocurridos, base de datos, etc.) y todo lo relacionado al evento en evaluación de informes, fotografías, artículos, trabajos de investigación, etc. que contenga información de lo ocurrido.
2. Análisis de los datos: discriminación de la información recopilada que fue útil para llevar a cabo la investigación y las simulaciones.
3. Construcción del ambiente de trabajo en un sistema de información geográfica: estos fueron construidos en QGIS, exportados a GRASS y se generó un ambiente de trabajo para cada quebrada del flanco norte que se activó en el evento de ocurrido en 2009. Para ello se utilizó la imagen satelital Formosat 2 con fecha del 11 de noviembre del 2009 para delimitar espacialmente las zonas de influencia de los flujos que recorrieron de la parte alta del volcán. También imágenes satelitales de Google Earth y de un informe de la USAID. Los archivos espaciales más importantes fueron áreas de origen, de depósito, de impacto y recorrido, en formato shape y

posteriormente rasterizados para generar los ambientes de trabajo en GRASS para simularse.

4. Simulaciones: calibración del modelo con los datos de entrada recolectados y analizados en los numerales 1 y 2, construidos según el numeral 3, del evento de 2009 con el método propuesto por Cepeda et al. (2010) y la integrada en el software de simulación r.avaflow. Los códigos utilizados para la simulación según los datos de entrada explicados en la sección 2.4.3, se encuentran en el anexo 3, para cada ambiente de trabajo simulado.
5. Análisis de las simulaciones: validación de resultados obtenidos a partir de las simulaciones realizadas. Esta validación se hizo en base a los 8 criterios propuestos por Cepeda et al. (2010) y que están descritos en la sección 3.2.
6. Presentación de los resultados obtenidos: elaboración de los mapas de amenaza de intensidad de flujo para los eventos simulados y calibrados, así como la generación de mapas de posibles escenarios futuros del conjunto de parámetros que se obtuvieron en el proceso de calibración del modelo. Por último, la elaboración de conclusiones correspondientes a la investigación. Esto puede encontrarse en el capítulo 4 a más detalle.

Dentro de la construcción del ambiente trabajo en el sistema de información geográfico QGIS para la exportación a GRASS, se desarrolló de la siguiente manera:

- a) Adquisición y georreferenciación de imágenes satelitales del evento en evaluación.
- b) Generación de archivos shape de las áreas de impacto, área de liberación, área de deposición y recorrido que afectaron los flujos ocurridos de los eventos en evaluación a partir de las imágenes satelitales.
- c) Con los shape de áreas de impacto, liberación y deposición, se crearon archivos ráster, útiles como datos de entrada.
- d) Elaboración un ambiente de trabajo (proyecto SIG en GRASS) para cada quebrada del flanco norte del volcán de San Vicente que produjeron flujos de escombros del evento de 2009 a partir de los archivos creados.

La metodología que se utilizó para la evaluación de las simulaciones fue la propuesta por (Cepeda et al., 2010) y la integrada en el software de simulación r.avaflow a través del análisis de curvas ROC (Fawcett, 2006). Por medio de las instancias de clases verdaderas (observaciones reales), se comparan las instancias de clase hipotetizadas (simulaciones). Las observaciones se clasifican en positivas o negativas, según indiquen la ocurrencia o no de un evento en evaluación. Al final de las simulaciones, los resultados fueron graficados en un gráfico de espacio ROC. Para cada ambiente simulado se calibraron los parámetros que mejor se ajustan a replicar su física respecto al evento observado.

El enfoque propuesto fue estimar clasificadores discretos (es decir, pares de tasas de verdaderos y falsos positivos) a partir de los resultados de las simulaciones generadas y las observaciones de campo, como se puede observar en la siguiente figura:

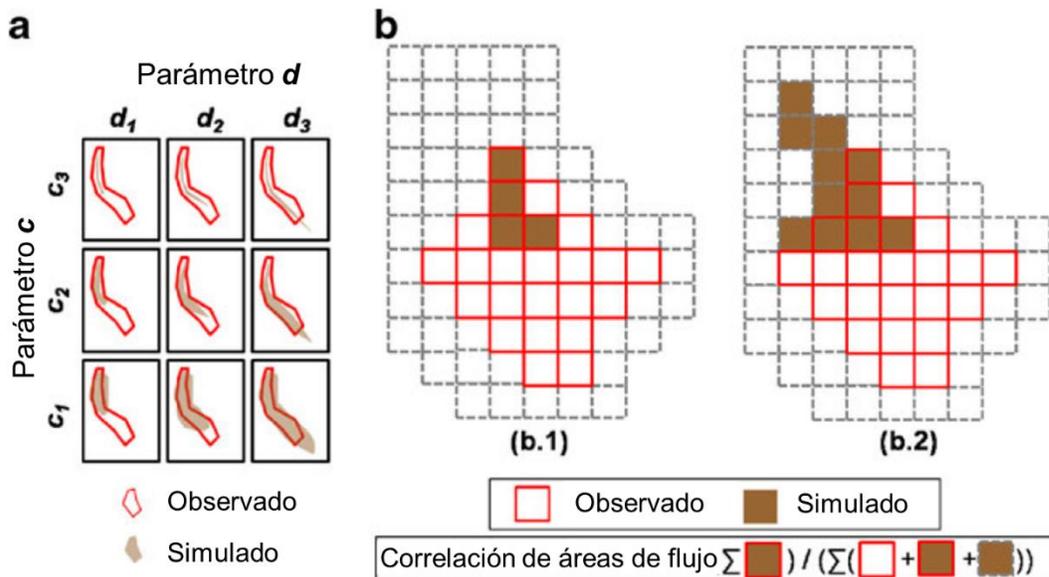


Figura N° 28: Método para la calibración de los parámetros del recorrido de la modelación. a) Matriz método para la calibración de dos parámetros independientes. b) Método de correlación de las áreas de inundación de flujo. Tomado y adaptado de Cepeda et al. (2010).

Para la realización de los escenarios simulados en r.avaflow, se han utilizado los que Cepeda et al., (2010) usó, con la modificación de utilizar más parámetros de turbulencia y variando el coeficiente de fricción con mayor diferencia entre cada escenario.

Por tanto, se plantean 20 escenarios con valores de coeficiente de turbulencia ( $\xi$ ) de 200, 500, 1000 y 1500; y valores de coeficiente de fricción ( $\mu$ ) de 0.01, 0.03, 0.05, 0.07 y 0.11. Los coeficientes de turbulencia y fricción fueron seleccionados con base a la lista de coeficientes utilizados por McDougall, (2006) y Revellino et al. (2004), para un retro-análisis del recorrido de flujos de escombros en ambientes de depósitos piroclásticos, que en comparativa, es similar al ambiente que se encuentra en el volcán de San Vicente. Cabe recalcar, que los coeficientes de fricción se definen como la tangente del ángulo de fricción interna. Estos ángulos fueron calculados en grados, siendo respectivamente: 0.57°, 1.71°, 2.86°, 4.0° y 6.28°. El valor de densidad asignado para el material simulado, fue de 1632.6 kg/m<sup>3</sup>, el cual es recomendado para tipos de material piroclásticos en estado suelto y saturado.

Estos fueron aplicados para cada ambiente de trabajo generado para las quebradas que se activaron, siendo uno para el sector del municipio de Guadalupe y el otro para las quebradas que drenan a los municipios de Verapaz y Tepetitán.

El nombre de los escenarios para cada ambiente simulados en función de la variación de sus parámetros de fricción y turbulencia es el siguiente:

<b>Guadalupe escenarios (<i>j</i>), volumen de liberación de 577,400 m<sup>3</sup>.</b>					
<i>Coeficiente de turbulencia</i>	<i>Coeficiente de fricción</i>				
	<b>0.01</b>	<b>0.03</b>	<b>0.05</b>	<b>0.07</b>	<b>0.11</b>
<b>200</b>	2a	3a	1a	5a	6a
<b>500</b>	2b	3b	4a	5b	6b
<b>1000</b>	2c	3c	1c	5c	6c
<b>1500</b>	2d	3d	4b	5d	6d

Tabla N° 4: Conjunto de parámetros utilizados para los 20 escenarios en el retro-análisis del evento de 2009, del conjunto de quebradas que drenan al municipio de Guadalupe en el flanco norte del volcán de San Vicente, El Salvador.

<b>Verapaz-Tepetitán (<i>j</i>), volumen de liberación de 500,000 m<sup>3</sup>.</b>					
<i>Coeficiente de turbulencia</i>	<i>Coeficiente de fricción</i>				
	<b>0.01</b>	<b>0.03</b>	<b>0.05</b>	<b>0.07</b>	<b>0.11</b>
<b>200</b>	1a2	5a2	1b2	6a2	1c2
<b>500</b>	2a2	5b2	2b2	6b2	2c2
<b>1000</b>	3a2	5c2	3b2	6c2	3d2
<b>1500</b>	4a2	5d2	4b2	6d2	4c2

Tabla N° 5: Conjunto de parámetros utilizados para los 20 escenarios en el retro-análisis del evento de 2009, del conjunto de quebradas que drenan a los municipios de Verapaz y Tepetitán en el flanco norte del volcán de San Vicente, El Salvador.

### 3.2. Criterios de comparación

Se utilizaron 8 criterios propuestos por (Cepeda et al., 2010), usando el modelo reológico de Voellmy, para la comparación de las simulaciones con las observaciones de campo del evento en evaluación, calculando clasificadores verdaderos positivos  $TPR_{ij}$  y verdaderos negativos  $FPR_{ij}$  siendo estos:

- *Criterio  $i = 1$ : Distancia máxima de recorrido.* Se refiere a la coordenada máxima que recorrió el flujo en evaluación. Este criterio tiene un peso de evaluación de  $w_1 = 2$ .
- *Criterio  $i = 2$ : Área de impacto.* Esta es el área en la que el flujo terminó depositándose según lo observado. Este criterio tiene un peso de evaluación de  $w_2 = 3$ .
- *Criterio  $i = 3$ : Área en sección transversal máxima (o área inundada) en el canal de la quebrada.* Se identifica un punto sobre la quebrada donde pasó el flujo y se calcula el área transversal. Este criterio tiene un peso de evaluación de  $w_3 = 1$ .
- *Criterio  $i = 4$  y  $i = 5$ : Profundidades de flujo finales y máximas en el depósito del deslizamiento.* A través de recopilación bibliográfica, se identificó en las zonas de deposición del flujo la profundidad final del flujo, así como la profundidad máxima del flujo en un punto en específico. Estos criterios tienen un peso de evaluación de  $w_4 = 1$  y  $w_5 = 1$  respectivamente.

- *Criterios  $i = 6$ ,  $i = 7$  y  $i = 8$ : Profundidad final y máxima del flujo, y velocidad máxima en punto de referencia.* Por medio de la recopilación bibliográfica y reconstrucción de fotografías del evento en la zona de deposición, se definieron las profundidades finales y máximas del flujo ocurrido en un punto en específico. La velocidad máxima se calcula midiendo la altura máxima de las marcas de salpicaduras de lodo en las paredes de una de las casas por donde recorrió el flujo. Estos criterios tienen un peso de evaluación de  $w_6 = 1$ ,  $w_7 = 1$  y  $w_8 = 1$  respectivamente.

Con los resultados de los  $TPR_{ij}$  y  $FPR_{ij}$  se procedió a calcular el  $TPR_{jtotal}$  y  $FPR_{jtotal}$  calculándose por medio de las siguientes fórmulas respectivamente:

$$TPR_{jtotal} = \sum_{i=1}^8 \frac{TPR_{ij}(w_i)}{w_i} \qquad FPR_{jtotal} = \sum_{i=1}^8 \frac{FPR_{ij}(w_i)}{w_i}$$

Los  $TPR_{jtotal}$  y  $FPR_{jtotal}$  se graficaron en un ambiente ROC en sus componentes  $y$  &  $x$  respectivamente, es decir, en un plano cartesiano del primer cuadrante en límites de 0 a 1 en cada eje. Siendo el punto (0, 1) el punto de clasificador perfecto. Para calcular el escenario que se acerca más al clasificador perfecto se utilizó la fórmula de la distancia de dos puntos, entre (0, 1) y  $(FPR_{jtotal}, TPR_{jtotal})$  de la siguiente manera:

$$Distancia\ al\ clasificador\ perfecto_j = \sqrt{(TPR_{jtotal} - 0)^2 + (1 - FPR_{jtotal})^2}$$

## CAPITULO IV: ANALISIS Y DISCUSION DE RESULTADOS

### 4.1. Evaluación de criterios de comparación

A continuación, se presentan los 8 criterios comparados para cada ambiente de trabajo utilizado en evaluación del evento de 2009 para el flanco norte del volcán de San Vicente.

Se tuvo en cuenta que para el conjunto de quebradas que drenan hacia aguas abajo del municipio de Guadalupe como un ambiente de trabajo para simular (quebradas El Muerto, El Paniagua, Las Lajas y El Manguito); y para Verapaz y Tepetitán se consideró en conjunto la simulación de las quebradas La Quebradona y Los Infiernillos, respectivamente, siendo este el segundo ambiente simulado.

Las consideraciones del segundo ambiente antes mencionado se deben a la quebrada La Quebradona y Los Infiernillos comparten área de origen, dado que el parte aguas de la cuenca, donde se libera el material deslizado, cae una porción en cada quebrada, contribuyendo en conjunto a la hora de simular el evento.

#### ***Guadalupe y quebradas El Muerto, El Paniagua, Las Lajas y El Manguito:***

- *Criterio 1: Distancia máxima de recorrido.*

La distancia máxima de recorrido calculada con la reconstrucción del evento y graficado en un sistema de información geográfico y, con base al sistema de coordenado proyectado utilizado para la emisión de todos los mapas (proyección cónica conformal de Lambert, datum NAD27), el valor es de  $uT_{1máx}=280584$  y como valor mínimo es  $uT_{1min}=274620$  en la coordenada  $y$ . En base a esto, la diferencia entre la coordenada máxima y mínima es de  $\Delta uT_1=5964$ , siendo este el valor unitario de la distancia de recorrido total observado. El resultado del criterio de cada escenario se conocerá como  $uT_{iRj}$ . El índice  $i$  variará según el número de criterio en evaluación y el índice  $j$  según el escenario simulado.

Para calcular cuánto fue el recorrido total positivo verdadero se calculó a partir de la siguiente formula:  $TPR_{1j} = |((uT_{1máx} - uT_{1Rj}) - \Delta uT_1)/\Delta uT_1|$ .

Si  $TPR_{1j} \leq 1$  entonces  $FPR_{1j} = 0$ ; si  $TPR_{1j} > 1$  entonces final será  $TPR_{1j} = 1$  y  $FPR_{1j} = TPR_{1j} - 1$ .

- *Criterio 2: Área de impacto.*

El área de impacto se refiere al área del depósito final que afectó en la quebrada en evaluación. Para el caso de Guadalupe el área calculada fue de  $uT_2 = 511,331.8 \text{ m}^2$ .

El polígono del área de impacto se comparó con el simulado para cada uno de los escenarios y, en función a este, se calcularon los clasificadores positivos y negativos.

Para el cálculo del  $TPR_{2j}$  y  $FPR_{2j}$  se calculó de la siguiente manera:  $uT_{2Rj}$  = resultado simulado, y se calculó el área interceptada entre  $uT_{2Rj}/uT_2$  para obtener el  $TPR_{2j}$ ; si existía área de  $uT_{2Rj}$  que quedaba fuera de esta intersección, el cálculo de esta sería el  $FPR_{2j}$ .

- *Criterio 3: Área en sección transversal máxima (o área inundada) en el canal de la quebrada.*

Para este caso, no podrá ser evaluado el criterio de la sección transversal de la quebrada puesto que no existen datos medidos previo al evento para comparar lo simulado con lo observado.

- *Criterio 4: Profundidad de flujo final en un punto del depósito del deslizamiento:*

A partir de la reconstrucción del evento con fotografías del lugar y su georreferenciación, se tomará el punto 22, de la figura 48, donde el depósito final en ese lugar fue de 1 metro ( $uT_4$ ). Para el cálculo del  $TPR_{4j}$  y  $FPR_{4j}$  se calculó de la siguiente manera:  $TPR_{4j} = uT_{4Rj}/uT_4$ . Si  $TPR_{4j} \leq 1$  entonces  $FPR_{4j} = 0$ ; si  $TPR_{4j} > 1$  entonces  $TPR_{4j} = 1$  y  $FPR_{4j} = uT_{4Rj}/uT_4 - 1$ .

- *Criterio 5: Profundidades de flujo máximas en un punto.*

Para evaluar este criterio, según el informe de Díaz et al., (2009), menciona que sobre la cota 800 msnm, a unos 400 metros aguas arriba de la ciudad de Guadalupe, se estima que la altura del caudal del flujo fue de aproximadamente 5 metros ( $uT_5$ ) en ese punto. Para el cálculo del  $TPR_{5j}$  y  $FPR_{5j}$  se calculó de la siguiente manera:  $TPR_{5j} = uT_{5Rj}/uT_5$ . Si  $TPR_{5j} \leq 1$  entonces  $FPR_{5j} = 0$ ; si  $TPR_{5j} > 1$  entonces  $TPR_{5j} = 1$  y  $FPR_{5j} = uT_{5Rj}/uT_5 - 1$ .

- *Criterio 6: Profundidad de flujo final en un punto del depósito del deslizamiento.*

A partir de la reconstrucción del evento con fotografías del lugar y su georreferenciación, se tomó el punto 23, de la figura 48, donde el depósito final en ese lugar fue de 1 metro. ( $uT_6$ ). Para el cálculo del  $TPR_{6j}$  y  $FPR_{6j}$  se calculó de la siguiente manera:  $TPR_{6j} = uT_{6Rj}/uT_6$ . Si  $TPR_{6j} \leq 1$  entonces  $FPR_{6j} = 0$ ; si  $TPR_{6j} > 1$  entonces  $TPR_{6j} = 1$  y  $FPR_{6j} = uT_{6Rj}/uT_6 - 1$ .

- *Criterio 7: Profundidades de flujo máximas en un punto.*

También, en el informe de Díaz et al., (2009), se toma la referencia de una imagen a la entrada de la ciudad de Guadalupe, donde yace el puente de acceso que fue destruido, donde su altura estimada desde la base de la quebrada hasta el puente, ronda los 4 metros ( $uT_7$ ). Por tanto, se toma este punto de medición para la evaluación de este criterio. Para el cálculo del  $TPR_{7j}$  y  $FPR_{7j}$  se calculó de la siguiente manera:  $TPR_{7j} = uT_{7Rj}/uT_7$ . Si  $TPR_{7j} \leq 1$  entonces  $FPR_{7j} = 0$ ; si  $TPR_{7j} > 1$  entonces  $TPR_{7j} = 1$  y  $FPR_{7j} = uT_{7Rj}/uT_7 - 1$ .

- *Criterio 8: Velocidad máxima en un punto.*

Para este caso, no podrá ser comparado una velocidad simulada con una observada, debido que no se cuentan con datos de campo calculados.

Un mapa de ubicaciones de los puntos donde se han evaluado los criterios se puede observar en la siguiente figura:

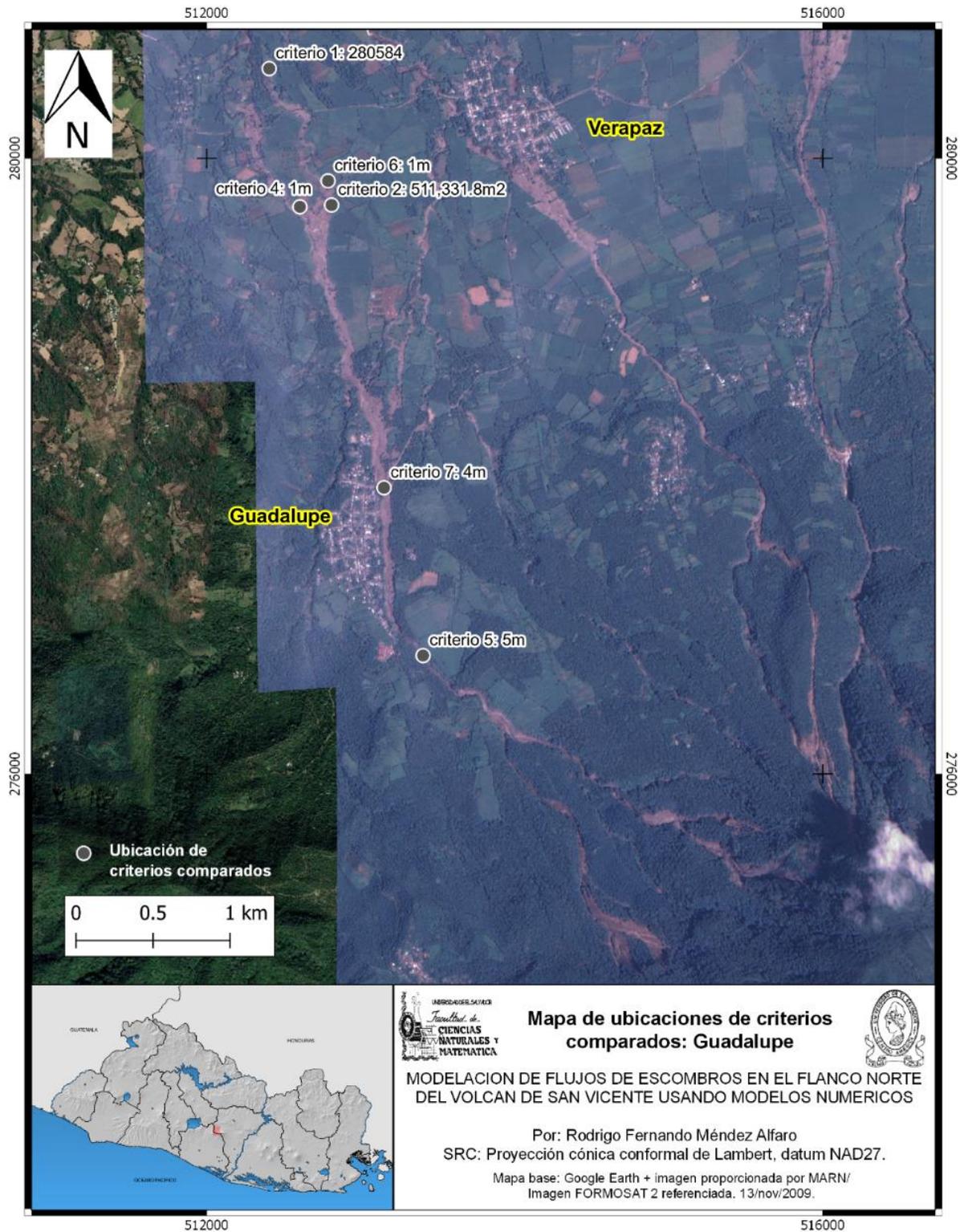


Figura N° 29: Mapa de ubicaciones de criterios evaluados, ambiente Guadalupe 2009

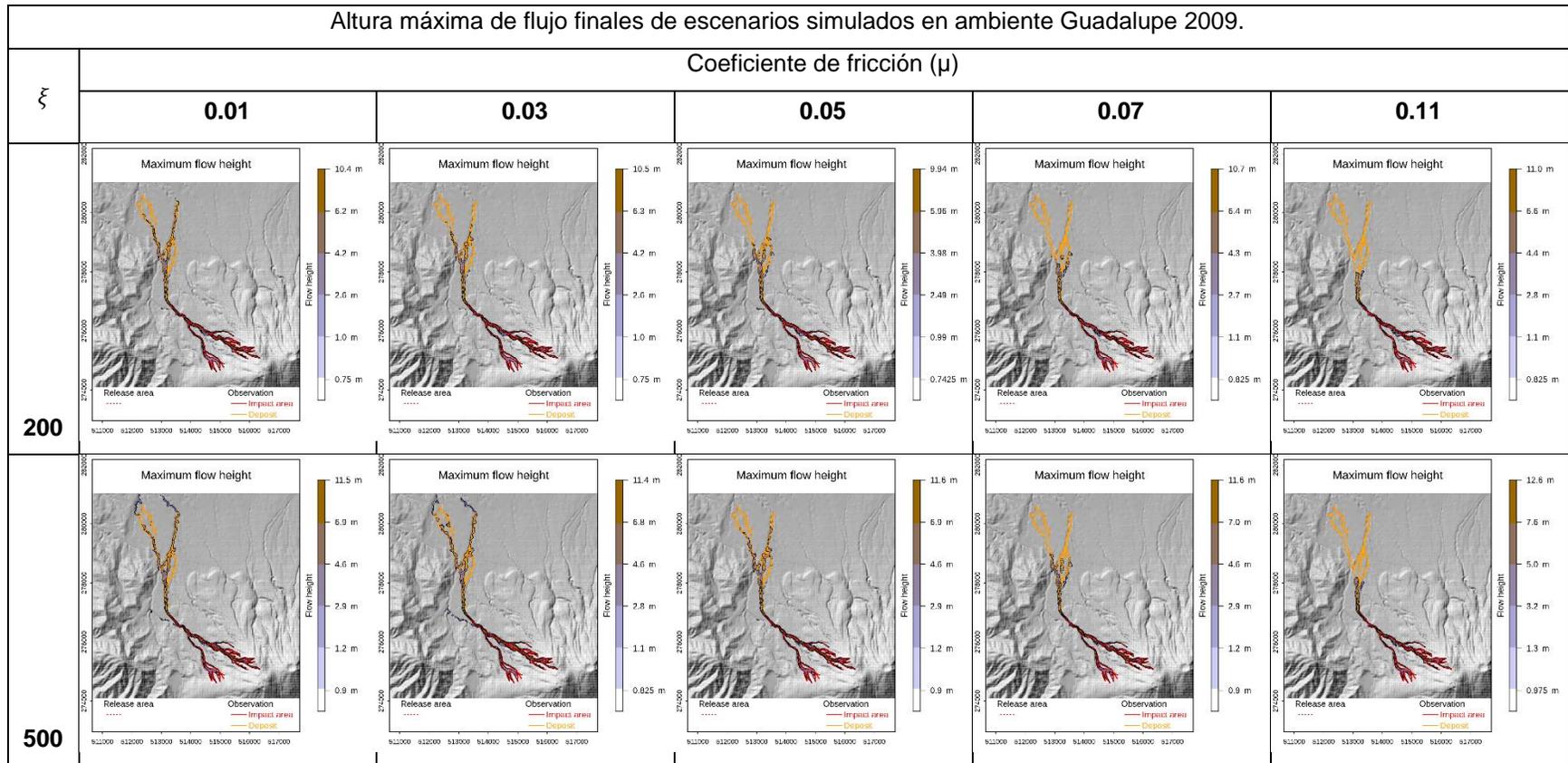
Con los resultados de los  $TPR_{ij}$  y  $FPR_{ij}$  se procedió a calcular el  $TPR_{jtotal}$  y  $FPR_{jtotal}$  cada criterio de los múltiples escenarios para la calibración del modelo en el sector de Guadalupe. Los resultados de los clasificadores discretos y mapas de las simulaciones de los escenarios se pueden visualizar en las siguientes tablas:

Tabla de validación de escenarios simulados de ambiente Guadalupe 2009																					
W <sub>i</sub> →	2			3			1			1			1			1			TPR <sub>Jtotal</sub>	FPR <sub>Jtotal</sub>	Distancia al clasificador perfecto
I Criterio →	1			2			4			5			6			7					
U <sub>T</sub> →	280584			511331.8 m <sup>2</sup>			1 metro			5 metros			1 metro			5 metros					
J (set de parámetros del modelo ↓)	TPR <sub>1j</sub>	FPR <sub>1j</sub>	Resultado	TPR <sub>2j</sub>	FPR <sub>2j</sub>	Resultado	TPR <sub>4j</sub>	FPR <sub>4j</sub>	Resultado	TPR <sub>5j</sub>	FPR <sub>5j</sub>	Resultado	TPR <sub>6j</sub>	FPR <sub>6j</sub>	Resultado	TPR <sub>7j</sub>	FPR <sub>7j</sub>	Resultado			
2a	0.99	0.00	280526	0.00	0.00	0	0.0	0.0	0	1.0	0.1	5.5	0.0	0.0	0.0	0.81	0.00	4.06	0.42	0.01	0.58
2b	1.00	0.07	281005	0.00	0.00	0	0.0	0.0	0	1.0	0.1	5.5	0.0	0.0	0.0	0.89	0.00	4.44	0.43	0.03	0.57
2c	1.00	0.07	281005	0.00	0.01	5866	0.0	0.0	0	0.9	0.0	4.6	0.0	0.0	0.0	0.79	0.00	3.96	0.41	0.02	0.59
2d	1.00	0.07	281005	0.00	0.01	5907	0.0	0.0	0	0.8	0.0	3.9	0.0	0.0	0.0	0.70	0.00	3.48	0.39	0.02	0.61
3a	0.86	0.00	279755	0.00	0.00	0	0.0	0.0	0	1.0	0.1	5.5	0.0	0.0	0.0	0.83	0.00	4.15	0.39	0.01	0.61
3b	1.00	0.05	280885	0.00	0.00	0	0.0	0.0	0	1.0	0.1	5.7	0.0	0.0	0.0	0.93	0.00	4.67	0.44	0.03	0.56
3c	1.00	0.07	280995	0.00	0.00	0	0.0	0.0	0	0.9	0.0	4.7	0.0	0.0	0.0	0.86	0.00	4.28	0.42	0.02	0.58
3d	1.00	0.07	280995	0.00	0.00	0	0.0	0.0	0	0.9	0.0	4.4	0.0	0.0	0.0	0.73	0.00	3.67	0.40	0.02	0.60
1a	0.70	0.00	278794	0.00	0.00	0	0.0	0.0	0	1.0	0.1	5.3	0.0	0.0	0.0	0.81	0.00	4.04	0.36	0.01	0.64
4a	0.93	0.00	280155	0.00	0.00	0	0.0	0.0	0	1.0	0.2	5.9	0.0	0.0	0.0	1.00	0.09	5.44	0.43	0.03	0.57
1c	1.00	0.00	280595	0.38	0.57	487798	0.9	0.0	0.9	0.9	0.0	4.5	0.2	0.0	0.2	0.91	0.00	4.55	<b>0.67</b>	<b>0.19</b>	<b>0.38</b>
4b	0.99	0.00	280525	0.38	0.49	446403	0.8	0.0	0.8	0.9	0.0	4.3	0.2	0.0	0.2	0.88	0.00	4.40	0.65	0.16	0.39
5a	0.71	0.00	278845	0.22	0.43	338279	0.0	0.0	0	1.0	0.1	5.6	0.0	0.0	0.0	0.87	0.00	4.36	0.44	0.15	0.58
5b	0.77	0.00	279224	0.36	0.73	560232	0.0	0.0	0	1.0	0.3	6.7	0.0	0.0	0.0	1.00	0.10	5.50	0.52	0.29	0.56
5c	0.78	0.00	279264	0.40	0.80	616767	0.0	0.0	0	1.0	0.1	5.5	0.0	0.0	0.0	1.00	0.15	5.73	0.53	0.29	0.56
5d	0.78	0.00	279285	0.40	0.77	599346	0.0	0.0	0	0.8	0.0	4.0	0.0	0.0	0.0	1.00	0.15	5.75	0.51	0.27	0.56
6a	0.59	0.00	278115	0.14	0.33	243235	0.0	0.0	0	1.0	0.3	6.7	0.0	0.0	0.0	0.50	0.00	2.48	0.34	0.14	0.67
6b	0.62	0.00	278285	0.20	0.48	350153	0.0	0.0	0	1.0	0.5	7.5	0.0	0.0	0.0	0.90	0.00	4.52	0.42	0.22	0.62
6c	0.61	0.00	278264	0.20	0.47	345864	0.0	0.0	0	1.0	0.6	7.8	0.0	0.0	0.0	0.94	0.00	4.70	0.42	0.22	0.62
6d	0.62	0.00	278315	0.21	0.47	347880	0.0	0.0	0	1.0	0.5	7.5	0.0	0.0	0.0	0.94	0.00	4.72	0.42	0.21	0.61

Tabla N° 6: Resultados de la estimación de los clasificadores discretos para el retro-análisis del flujo de escombros en el flanco norte del volcán de San Vicente de 2009, sector de Guadalupe.

En las tablas 7 y 10 se pueden apreciar visualmente los resultados del flujo simulado de los escenarios propuestos, para los ambientes Guadalupe y Verapaz-Tepetitán respectivamente. En el proceso de calibración se demuestra que a medida el coeficiente de fricción es más bajo, la distancia de recorrido del flujo es mayor. También, a medida el coeficiente de turbulencia es mayor, la distancia y velocidad máxima aumenta. Asimismo, en la tabla 8 y 11 se representan los depósitos

finales simulados en los escenarios propuestos y de sus respectivos ambientes. Donde no existen resultados, es porque todo el flujo recorrió más allá de la zona observada de depósito, por tanto no hay resultados para comparar lo observado con lo simulado.



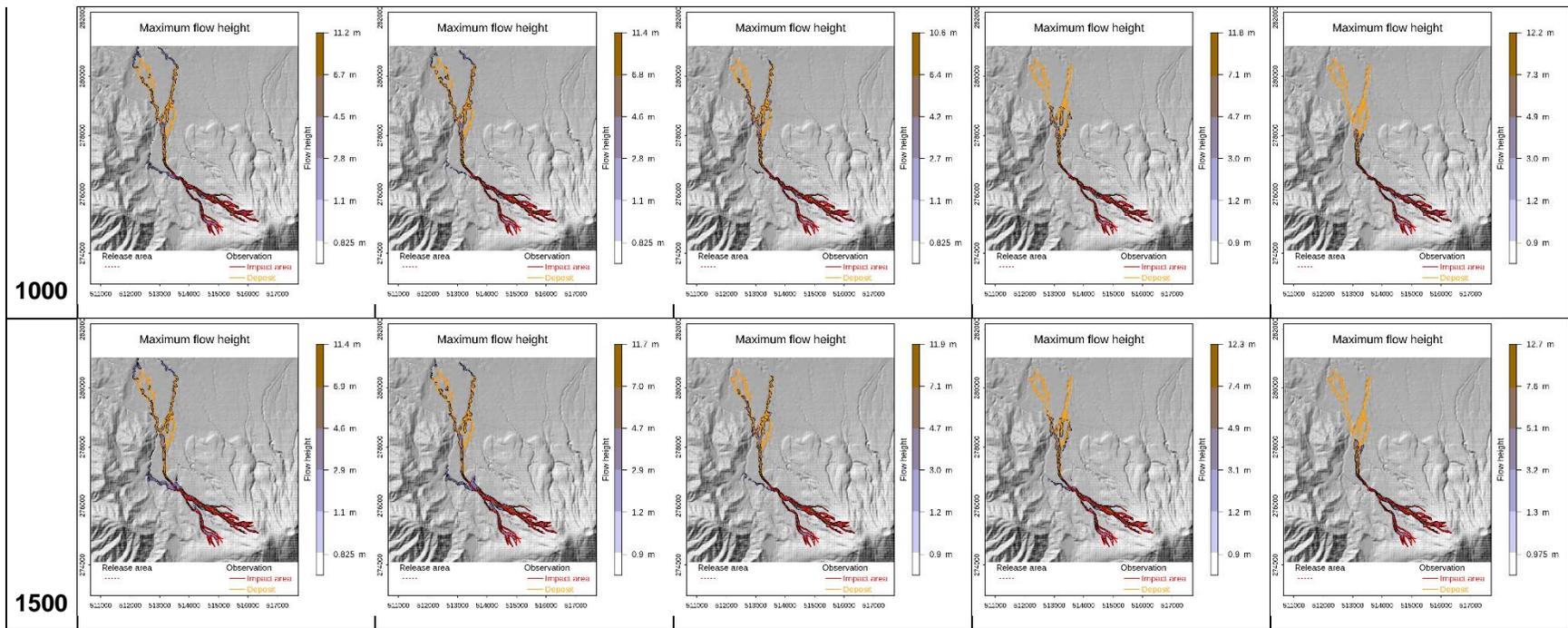


Tabla N° 7: Resultados de simulaciones de altura máxima de flujo de escenarios para el retro-análisis del flujo de escombros en el flanco norte del volcán de San Vicente de 2009, sector de Guadalupe.

Depósitos finales de escenarios simulados en ambiente Guadalupe 2009.

		Coeficiente de fricción ( $\mu$ )				
$\xi$		0.01	0.03	0.05	0.07	0.11
200	No data	No data	No data	No data		
500	No data	No data	No data	No data		

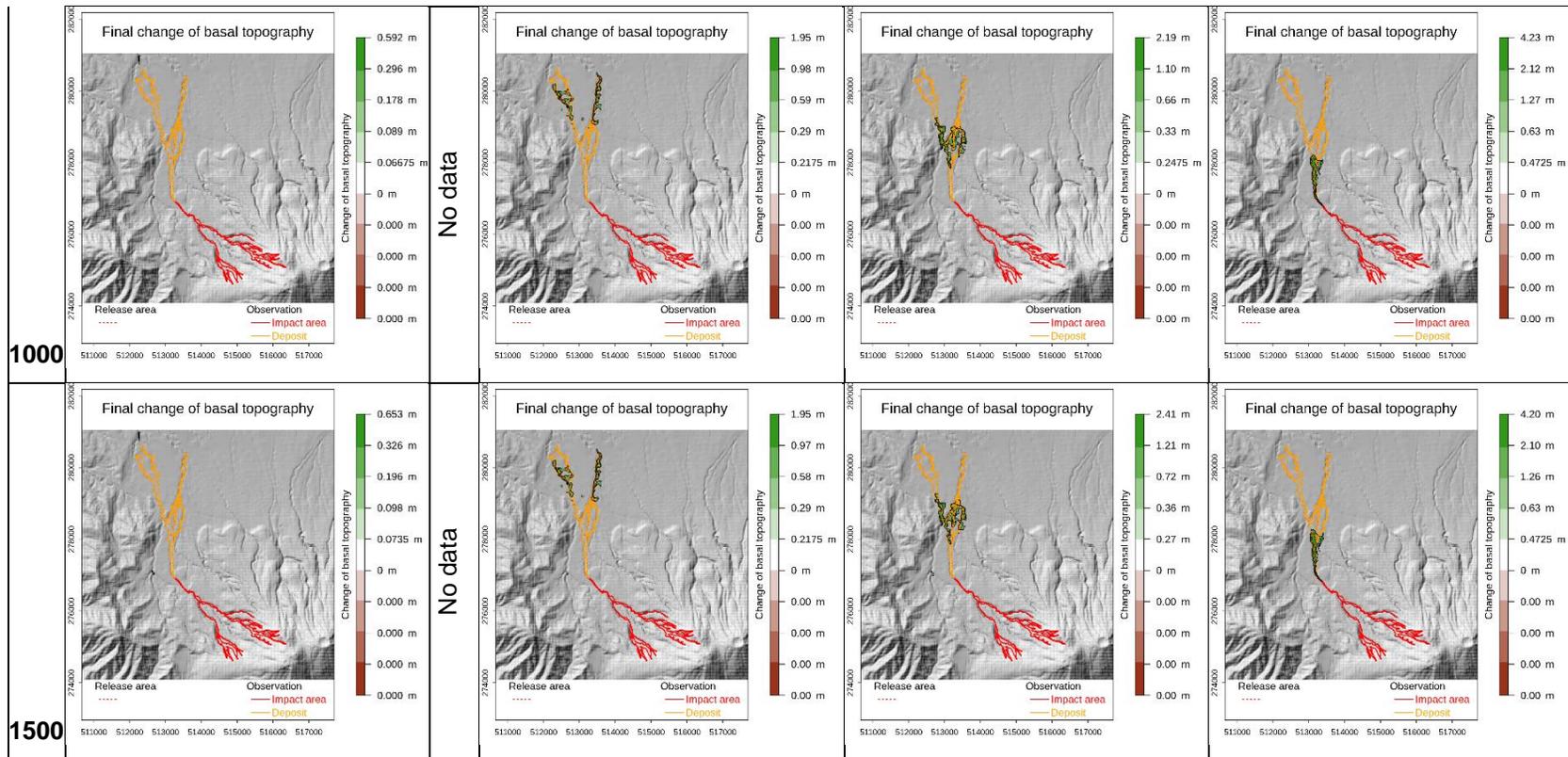


Tabla N° 8: Resultados de simulaciones de depósitos finales de escenarios para el retro-análisis del flujo de escombros en el flanco norte del volcán de San Vicente de 2009, sector de Guadalupe.

### **Verapaz-Tepetitán y quebradas La Quebradona y Los Infiernillos:**

La evaluación del sistema de quebradas que drenan a Verapaz y Tepetitán es un poco compleja debido a varios factores. El primero, es que el inicio de la quebrada La Quebradona y Los Infiernillos comparten un área de liberación en común, en el parte aguas que separa las cuencas de las quebradas antes mencionadas. Esto generó que en simulaciones preliminares sucedía que parte del material de origen de Verapaz, cayera en la quebrada Los Infiernillos y otra parte en La Quebradona. Mismo caso sucedía para el área de origen de Tepetitán, que parte del material liberado de la zona de origen, una vez iniciado el recorrido, cayera en ambas quebradas.

Debido a esto, se tomó la decisión de simular ambos sistemas de quebradas en conjunto y calibrar los parámetros al mismo momento. Según las fotografías observadas y las simulaciones realizadas, son congruentes los recorridos del material liberado de las zonas de origen en evaluación de este sistema de quebradas.

Los criterios a evaluados quedaron de la siguiente manera:

- *Criterio 1: Distancia máxima de recorrido.*

La distancia máxima de recorrido calculada, para la quebrada La Quebradona que llega a Verapaz, el valor es de  $uT_{1a\text{máx}} = 280371$  y como valor mínimo es  $uT_{1a\text{min}} = 275535$  en la coordenada  $y$ . En base a esto, la diferencia entre la coordenada máxima y mínima es  $\Delta uT_{1a} = 4836$ , siendo este el valor unitario de la distancia de recorrido total observado.

La distancia máxima de recorrido calculada, para la quebrada Los Infiernillos que llega a Tepetitán, el valor es de  $uT_{1b\text{máx}} = 281993$  y como valor mínimo es  $uT_{1b\text{min}} = 275370$  en la coordenada  $y$ . En base a esto, la diferencia entre la coordenada máxima y mínima es  $\Delta uT_{1b} = 6623$ , siendo este el valor unitario de la distancia de recorrido total observado.

El resultado del criterio de cada escenario se conocerá como  $uT_{iRaj}$  para eventos en Verapaz y  $uT_{iRbj}$  para Tepetitán. El índice  $i$  variará según el número de criterio en evaluación y el índice  $j$  según el escenario simulado.

Para este criterio se evaluó dos veces por cada escenario, siendo 1 para la distancia máxima en la quebrada La Quebradona y otro para Los Infiernillos. Esto fue válido para cada escenario simulado.

Para calcular cuánto fue el recorrido total positivo verdadero se calculó a partir de la siguiente fórmula:  $TPR_{1aj} = |((uT_{1amáx} - uT_{1Raj}) - \Delta uT_{1a}) / \Delta uT_{1a}|$ .

Si  $TPR_{1ja} \leq 1$  entonces  $FPR_{1ja} = 0$ ; si  $TPR_{1ja} > 1$  entonces  $TPR_{1ja} = 1$  y  $FPR_{1ja} = TPR_{1ja} - 1$ . Esto es válido para la quebrada de Verapaz, para Tepetitán se sustituye el subíndice “a” por “b”.

- *Criterio 2: Área de impacto.*

El área de impacto para el caso de Verapaz fue de  $uT_{2a} = 260,609.6 \text{ m}^2$  y para el depósito de Tepetitán fue de  $uT_{2b} = 335,184.6 \text{ m}^2$ .

El polígono del área de impacto se comparó con el simulado para cada uno de los escenarios y, en función a este, se calcularon los clasificadores positivos y negativos.

Para este criterio se calcularon clasificadores para las 2 áreas de inundación, por lo que este criterio se evalúa 2 veces para cada escenario.

Para el cálculo del  $TPR_{2aj}$  y  $FPR_{2aj}$  se calculó de la siguiente manera:  $uT_{2Raj}$  = resultado simulado, y se calculó el área interceptada entre  $uT_{2Raj}/uT_{2a}$  para obtener el  $TPR_{2aj}$ ; si existía área de  $uT_{2Raj}$  que quedaba fuera de esta intersección, el cálculo de esta sería el  $FPR_{2aj}$ . Esto es válido para la quebrada de Verapaz, para Tepetitán se sustituye el subíndice “a” por “b”.

- *Criterio 3: Área en sección transversal máxima (o área inundada) en el canal de la quebrada.*

En esta ocasión, no pudo ser evaluado el criterio de la sección transversal de la quebrada puesto que no existen datos medidos previo al evento para comparar lo simulado con lo observado.

- *Criterio 4: Profundidad de flujo final en un punto del depósito del deslizamiento:*

A partir de la reconstrucción del evento con fotografías del lugar y su georreferenciación, se tomó el punto 32, de la figura 47, donde el depósito final en ese lugar fue de 1 metro ( $uT_4$ ). Para el cálculo del  $TPR_{4j}$  y  $FPR_{4j}$  se calculó de la siguiente manera:  $TPR_{4j} = uT_{4Rj}/uT_4$ . Si  $TPR_{4j} \leq 1$  entonces  $FPR_{4j} = 0$ ; si  $TPR_{4j} > 1$  entonces  $TPR_{4j} = 1$  y  $FPR_{4j} = uT_{4Rj}/uT_4 - 1$ .

- *Criterio 5: Profundidades de flujo máximas en un punto.*

Para evaluar este criterio, según el informe de MARN, (2010) se menciona que a la altura del flujo en el cantón Agua Agria, cota 660 msnm, alcanzó aproximadamente los 5 metros ( $uT_5$ ) en ese punto, debido a que esa era la altura a la que se encontraba un puente sobre la quebrada. Para el cálculo del  $TPR_{5j}$  y  $FPR_{5j}$  se calculó de la siguiente manera:  $TPR_{5j} = uT_{5Rj}/uT_5$ . Si  $TPR_{5j} \leq 1$  entonces  $FPR_{5j} = 0$ ; si  $TPR_{5j} > 1$  entonces  $TPR_{5j} = 1$  y  $FPR_{5j} = uT_{5Rj}/uT_5 - 1$ .

- *Criterio 6: Profundidad de flujo final en un punto del depósito del deslizamiento.*

Según información de campo proporcionada por la Gerencia de Geología del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales, existe levantamiento de campo de espesores en el área de inundación de Tepetitán (también conocida como área de depósito Tepetitán 1 en la figura 21), y se tomó el punto 6, que tiene un espesor de 0.6 metros ( $uT_6$ ), mismo que se puede ver su ubicación en la figura 30. Este punto se tomó para realizar la validación de este criterio.

Para el cálculo del  $TPR_{6j}$  y  $FPR_{6j}$  se calculó de la siguiente manera:  $TPR_{6j} = uT_{6Rj}/uT_6$ . Si  $TPR_{6j} \leq 1$  entonces  $FPR_{6j} = 0$ ; si  $TPR_{6j} > 1$  entonces  $TPR_{6j} = 1$  y  $FPR_{6j} = uT_{6Rj}/uT_6 - 1$ .

- *Criterio 7: Profundidades de flujo máximas en un punto.*

Según el informe de Hernández et al., (2010) existe una comparativa del antes y después del paso del flujo en la quebrada Los Infiernillos, exactamente en la zona de fumarolas. Se estima que la altura según marcas de erosión en la zona, el flujo alcanzó los 5 metros de altura ( $uT_7$ ), por lo que este fue el valor utilizado para la validación de este criterio.

Para el cálculo del  $TPR_{7j}$  y  $FPR_{7j}$  se calculó de la siguiente manera:  $TPR_{7j} = uT_{7Rj}/uT_7$ . Si  $TPR_{7j} \leq 1$  entonces  $FPR_{7j} = 0$ ; si  $TPR_{7j} > 1$  entonces  $TPR_{7j} = 1$  y  $FPR_{7j} = uT_{7Rj}/uT_7 - 1$ .

- *Criterio 8: Velocidad máxima en un punto.*

En el anexo 4, la fila d y fotografía 2 se hace alusión a la altura de marcas de lodo que dejó el flujo en la entrada de la ciudad de Verapaz, desde el sector sur. Se estima que la altura (h) alcanzó los 1.6 metros de altura. Este valor permite medir la

velocidad del flujo ( $v = \sqrt{2 * 9.8 \frac{m}{s^2} * h}$ ) en ese punto, que fue de  $5.6 \frac{m}{s}$  ( $uT_8$ ), y

comparar lo observado con respecto a lo simulado. La medición de los datos de velocidad de los mapas ráster de salida de las simulaciones fue tomadas a 100 metros en dirección de la quebrada donde el flujo recorrió, dado que es el punto más cercano en el que las simulaciones representaban un valor de paso de flujo cercano al observado en campo.

Para el cálculo del  $TPR_{8j}$  y  $FPR_{8j}$  se calculó de la siguiente manera:  $TPR_{8j} = uT_{8Rj}/uT_8$ . Si  $TPR_{8j} \leq 1$  entonces  $FPR_{8j} = 0$ ; si  $TPR_{8j} > 1$  entonces  $TPR_{8j} = 1$  y  $FPR_{8j} = uT_{8Rj}/uT_8 - 1$ .

Un mapa de ubicaciones de los puntos donde se han evaluado los criterios se puede observar en la siguiente figura:

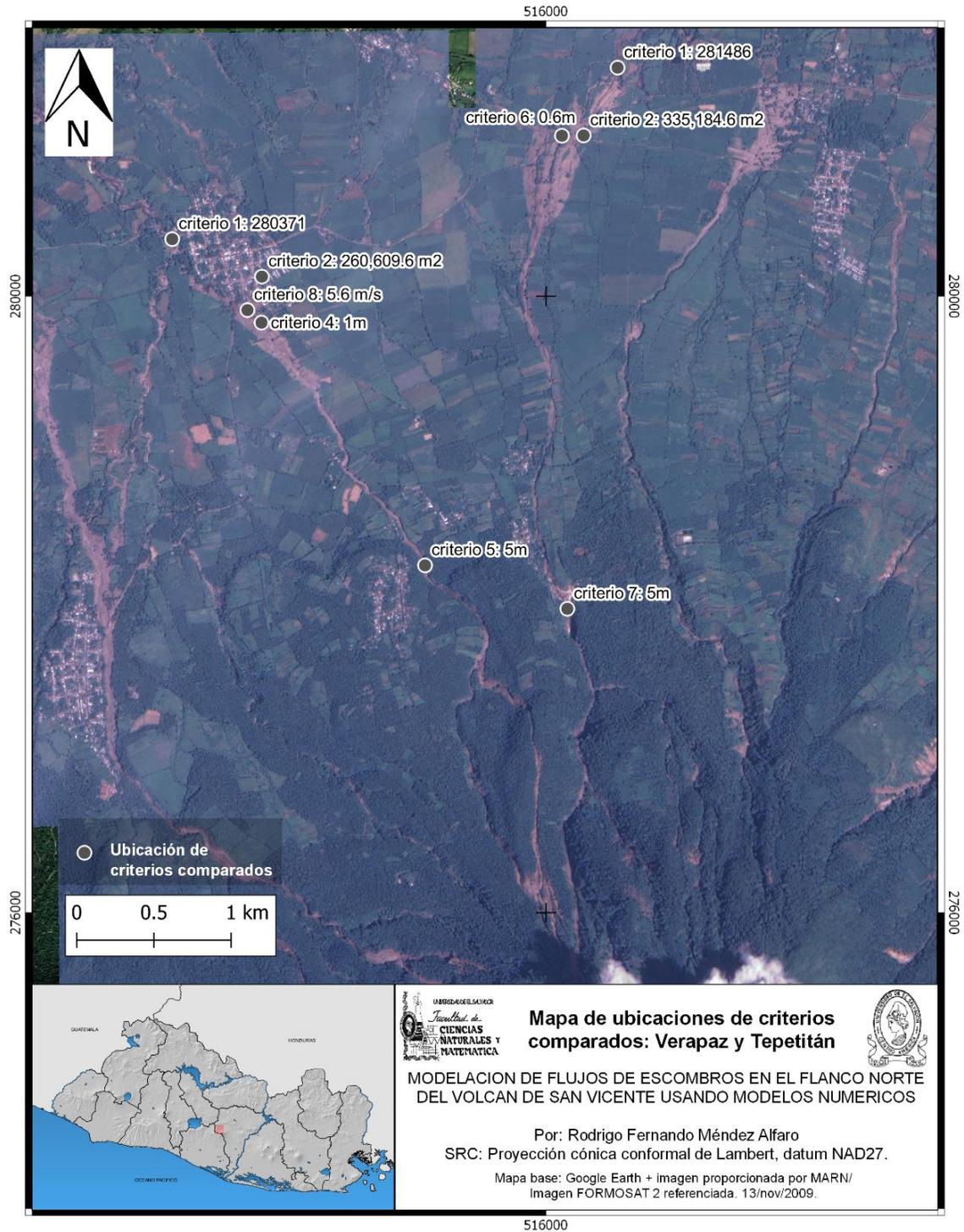


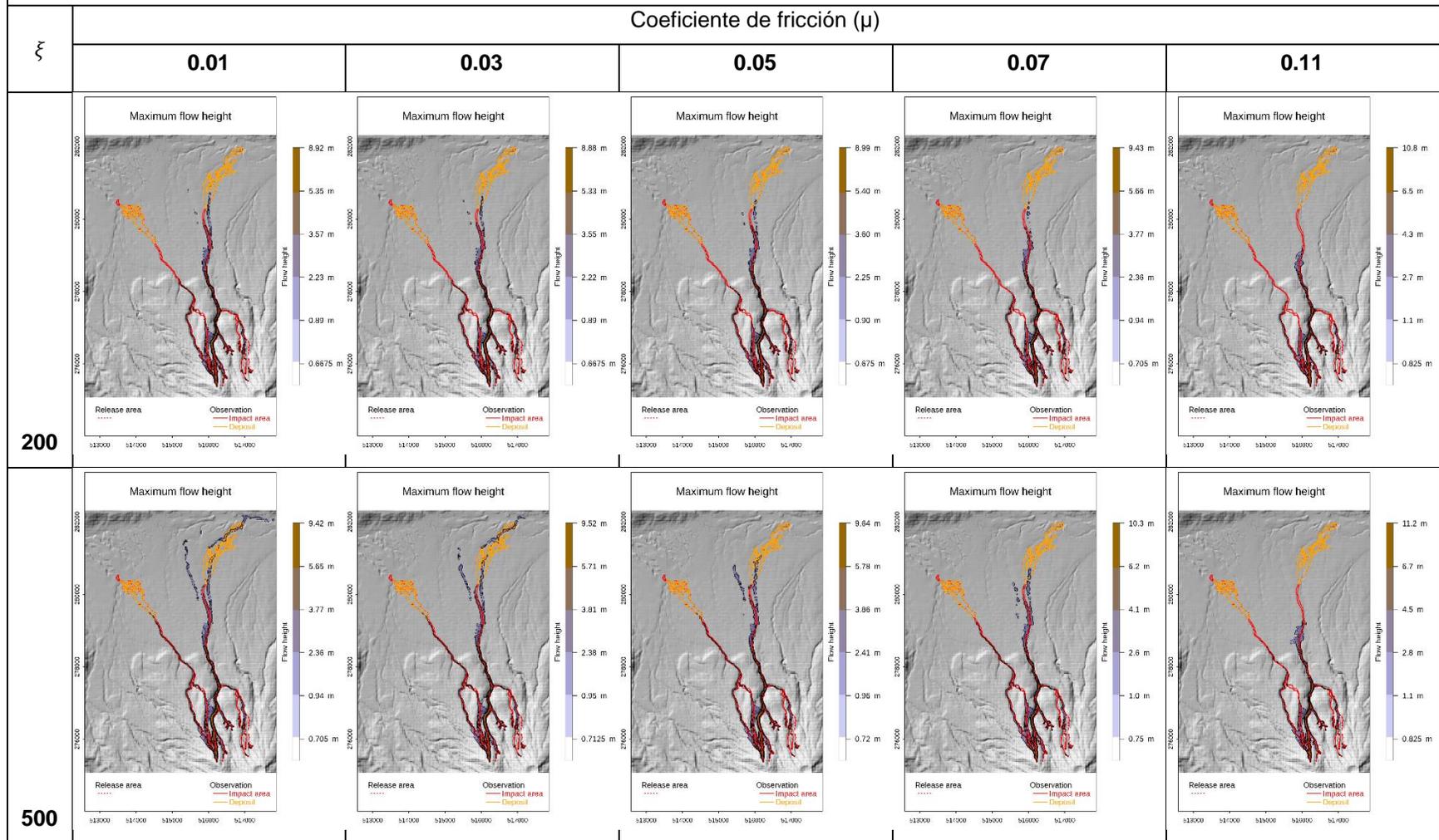
Figura N° 30: Mapa de ubicaciones de criterios evaluados, ambiente Verapaz-Tepetitán 2009.

Con los resultados de los  $TPR_{ij}$  y  $FPR_{ij}$  se procedió a calcular el  $TPR_{jtotal}$  y  $FPR_{jtotal}$  cada criterio de los múltiples escenarios para la calibración del modelo en el sector de Verapaz-Tepetitán. Los resultados se los clasificadores discretos y mapas de las simulaciones de los escenarios se pueden visualizar en las siguientes tablas:

Tabla de validación de escenarios simulados de ambiente Verapaz-Tepetitán 2009																														
Wi →	2			2			3			3			1			1			1			TPR <sub>Jtotal</sub>	FPR <sub>Jtotal</sub>	Distancia al clasificador perfecto						
i Criterio →	1a			1b			2a			2b			4			5			6						7			8		
UT <sub>i</sub> →	280371			281486			260609.6 m <sup>2</sup>			335184.6 m <sup>2</sup>			1 metro			5 metros			0.6 metros						5 metros			5.6 m/s		
J (set de parámetros)	TPR <sub>1aJ</sub>	FPR <sub>1aJ</sub>	Resultado	TPR <sub>1bJ</sub>	FPR <sub>1bJ</sub>	Resultado	TPR <sub>2aJ</sub>	FPR <sub>2aJ</sub>	Resultado	TPR <sub>2bJ</sub>	FPR <sub>2bJ</sub>	Resultado	TPR <sub>4J</sub>	FPR <sub>4J</sub>	Resultado	TPR <sub>5J</sub>	FPR <sub>5J</sub>	Resultado	TPR <sub>6J</sub>	FPR <sub>6J</sub>	Resultado	TPR <sub>7J</sub>	FPR <sub>7J</sub>	Resultado	TPR <sub>8J</sub>	FPR <sub>8J</sub>	Resultado			
1a2	0.61	0.00	278431	1.00	0.01	281530	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.15	0.00	0.73	0.0	0.0	0.0	0.96	0.00	4.80	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00	0.71
2a2	1.00	0.01	280421	1.00	0.11	282180	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.40	0.00	2.00	0.0	0.0	0.0	1.08	0.10	5.40	0.00	0.00	0.00	0.37	0.02	0.64
3a2	1.00	0.13	281031	1.00	0.12	282191	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.49	0.00	2.47	0.0	0.0	0.0	0.86	0.00	4.30	0.74	0.00	4.13	0.41	0.03	0.59
4a2	1.00	0.17	281211	1.00	0.12	282200	0.0	0.0	0	0.0	0.0	11768.0	0.0	0.0	0.0	0.56	0.00	2.82	0.0	0.0	0.0	0.84	0.00	4.20	1.00	0.03	5.78	0.43	0.05	0.58
5a2	0.59	0.00	278321	0.92	0.00	281001	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.14	0.00	0.70	0.0	0.0	0.0	0.92	0.00	4.60	0.00	0.00	0.00	0.27	0.00	0.73
5b2	0.91	0.00	279941	1.00	0.11	282161	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.40	0.00	2.00	0.0	0.0	0.0	1.04	0.00	5.20	0.00	0.00	0.00	0.35	0.01	0.65
5c2	1.00	0.06	280691	1.00	0.12	282192	0.0	0.0	5499	0.1	0.4	156941.0	0.0	0.0	0.0	0.52	0.00	2.60	0.0	0.0	0.0	0.92	0.00	4.60	0.69	0.00	3.87	0.42	0.11	0.59
5d2	1.00	0.11	280910	1.00	0.12	282191	0.0	0.1	15050	0.1	0.4	161669.0	0.0	0.0	0.0	0.54	0.00	2.70	0.0	0.0	0.0	0.80	0.00	4.00	0.81	0.00	4.53	0.42	0.12	0.59
1b2	0.57	0.00	278211	0.90	0.00	280881	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.0	0.0	0.0	0.86	0.00	4.30	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.75
2b2	0.90	0.00	279861	0.99	0.00	281412	0.0	0.0	0	0.5	0.3	241962.0	0.0	0.0	0.0	0.42	0.00	2.10	0.7	0.0	0.4	0.98	0.00	4.90	0.00	0.00	0.00	0.49	0.05	0.52
3b2	0.94	0.00	280061	1.00	0.00	281461	0.2	0.0	59489.4	0.5	0.8	443515.0	0.1	0.0	0.1	0.54	0.00	2.70	0.8	0.0	0.5	0.94	0.00	4.70	0.41	0.00	2.28	0.59	0.17	0.45
4b2	0.95	0.00	280131	1.00	0.01	281520	0.2	0.1	66078.0	0.6	0.8	457962.0	0.1	0.0	0.1	0.57	0.00	2.85	0.8	0.0	0.5	0.82	0.00	4.10	0.45	0.00	2.53	<b>0.59</b>	<b>0.17</b>	<b>0.44</b>
6a2	0.53	0.00	278031	0.84	0.00	280530	0.0	0.0	0	0.3	0.2	175859.0	0.0	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.0	0.0	0.0	0.86	0.00	4.30	0.00	0.00	0.00	0.30	0.04	0.70
6b2	0.82	0.00	279481	0.89	0.00	280791	0.0	0.0	6296	0.2	0.8	353413.0	0.0	0.0	0.0	0.40	0.00	2.00	0.0	0.0	0.0	0.84	0.00	4.20	0.00	0.00	0.00	0.35	0.17	0.67
6c2	0.88	0.00	279750	0.90	0.00	280871	0.1	0.1	51897	0.3	1.0	417596.0	0.0	0.0	0.0	0.54	0.00	2.70	0.0	0.0	0.0	0.90	0.00	4.50	0.00	0.00	0.00	0.42	0.21	0.62
6d2	0.88	0.00	279761	0.90	0.00	280871	0.2	0.1	69110	0.3	0.9	408599.0	0.0	0.0	0.0	0.57	0.00	2.84	0.0	0.0	0.0	0.90	0.00	4.50	0.00	0.00	0.00	0.42	0.21	0.61
1c2	0.48	0.00	277791	0.65	0.00	279341	0.0	0.0	0	0.0	0.9	286873.0	0.0	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.0	0.0	0.0	0.86	0.00	4.30	0.00	0.00	0.00	0.21	0.17	0.81
2c2	0.70	0.00	278861	0.66	0.00	279380	0.0	0.1	29277.7	0.0	1.0	324176.0	0.0	0.0	0.0	0.26	0.00	1.30	0.0	0.0	0.0	0.92	0.00	4.60	0.00	0.00	0.00	0.26	0.22	0.77
3d2	0.76	0.00	279151	0.66	0.00	279411	0.0	0.2	59753.4	0.0	1.0	348837.0	0.0	0.0	0.0	0.46	0.00	2.30	0.0	0.0	0.0	0.90	0.00	4.50	0.00	0.00	0.00	0.28	0.25	0.76
4c2	0.77	0.00	279210	0.66	0.00	279431	0.0	0.2	61838	0.0	1.0	348762.0	0.0	0.0	0.0	0.48	0.00	2.40	0.0	0.0	0.0	0.88	0.00	4.40	0.00	0.00	0.00	0.28	0.25	0.76

Tabla N° 9: Resultados de la estimación de los clasificadores discretos para el retro-análisis del flujo de escombros en el flanco norte del volcán de San Vicente de 2009, sector de Verapaz-Tepetitán.

Altura máxima de flujo finales de escenarios simulados en ambiente Verapaz-Tepetitán 2009.



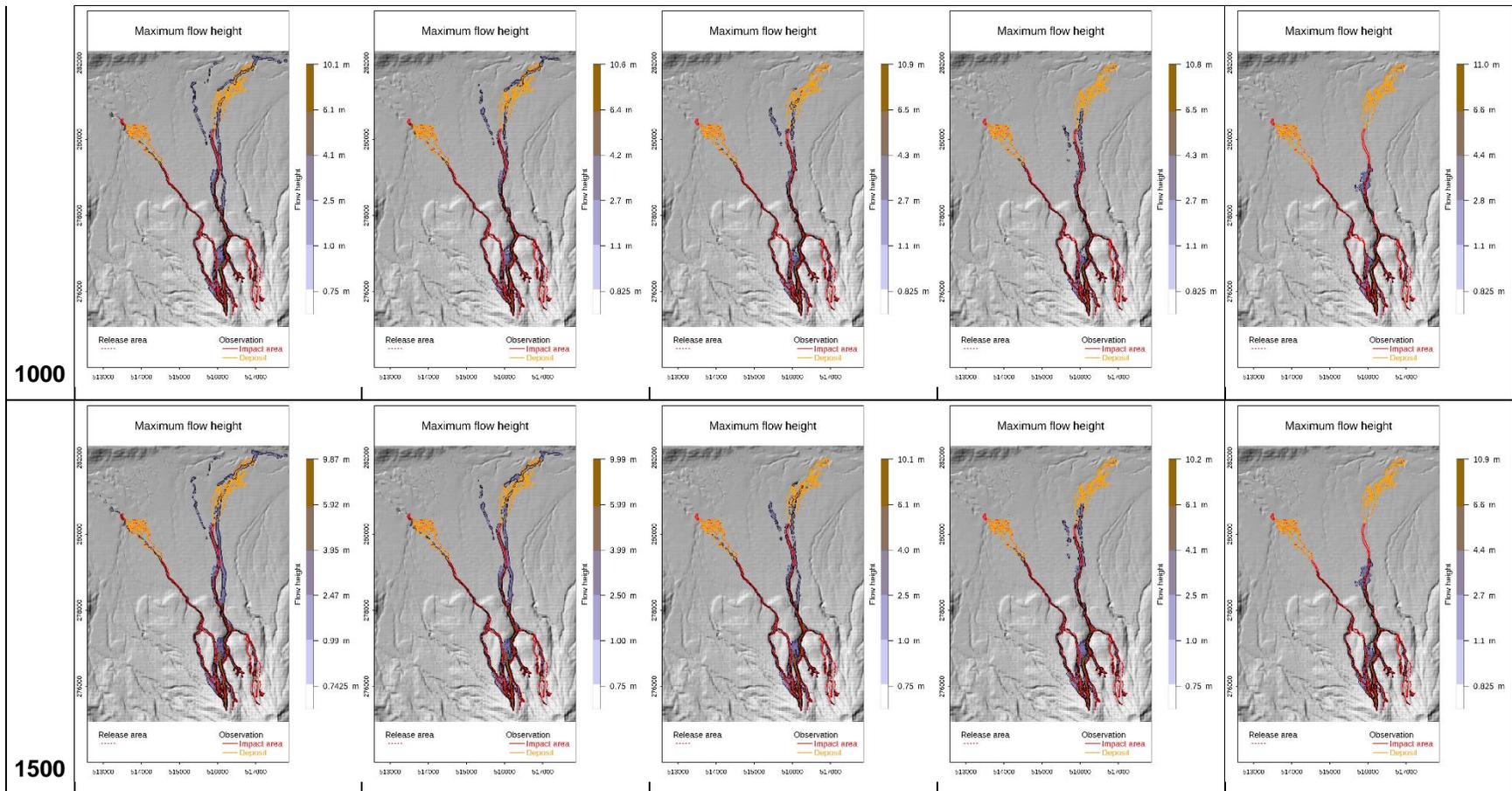


Tabla N° 10: Resultados de simulaciones de altura máxima de flujo de escenarios para el retro-análisis del flujo de escombros en el flanco norte del volcán de San Vicente de 2009, sector de Verapaz-Tepetitán.

Depósitos finales de escenarios simulados en ambiente Verapaz-Tepetitán 2009.

		Coeficiente de fricción ( $\mu$ )				
$\xi$		0.01	0.03	0.05	0.07	0.11
200						
	500					

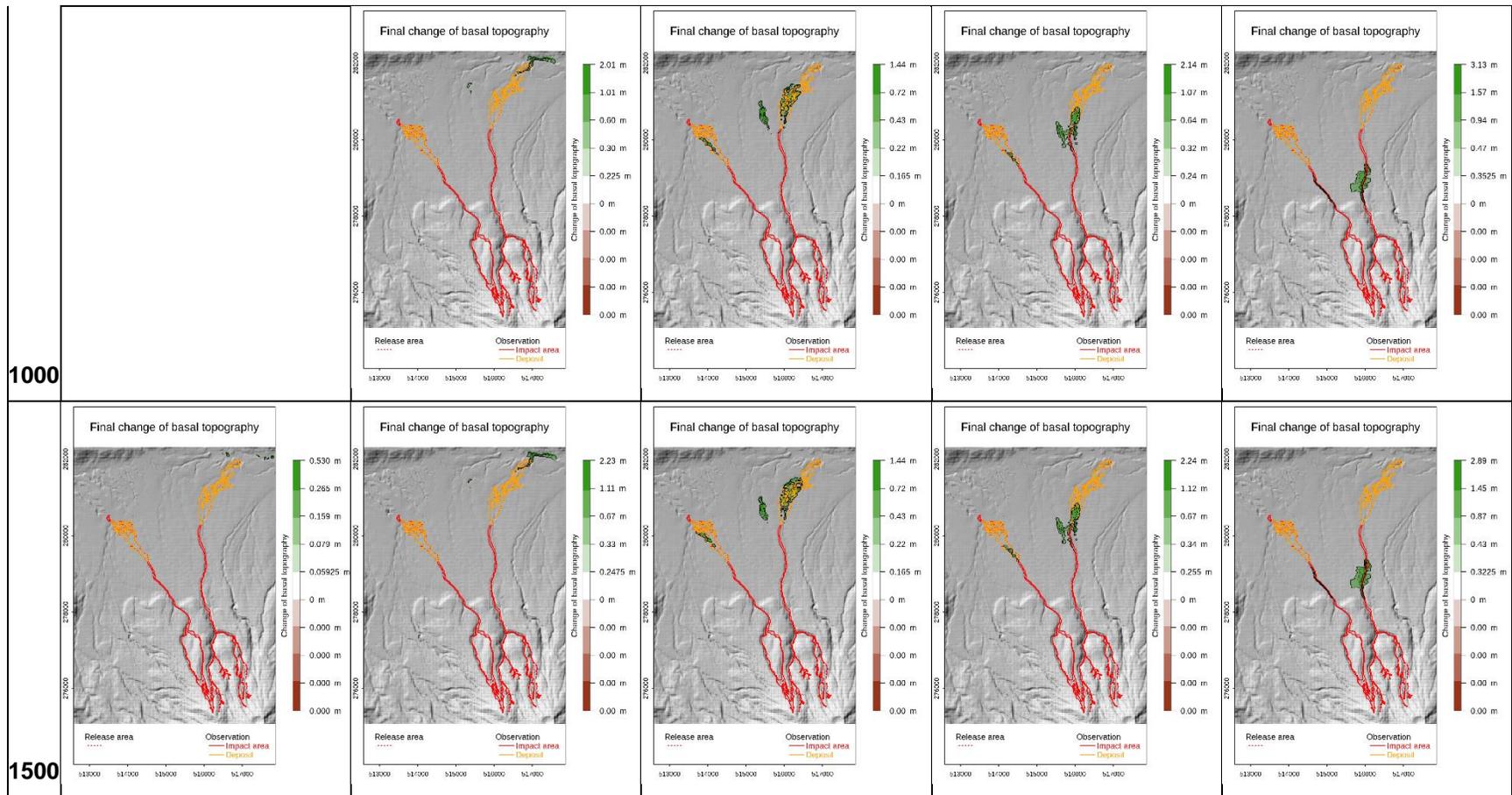


Tabla N° 11: Resultados de simulaciones de depósitos finales de escenarios para el retro-análisis del flujo de escombros en el flanco norte del volcán de San Vicente de 2009, sector de Verapaz-Tepetitán.

## 4.2. Ilustración del modelo ROC

El cálculo de los resultados TPR y FPR de cada escenario de cada ambiente de simulación, según las tablas 6 y 9, se puede ver reflejados en las figuras 32 y 33. Para el ambiente de Guadalupe se pudo calcular que el escenario simulado que tiene una menor distancia al clasificador perfecto es el **1c**, con parámetros de coeficiente de fricción y turbulencia de 0.05 y 1000 m/s<sup>2</sup>, respectivamente.

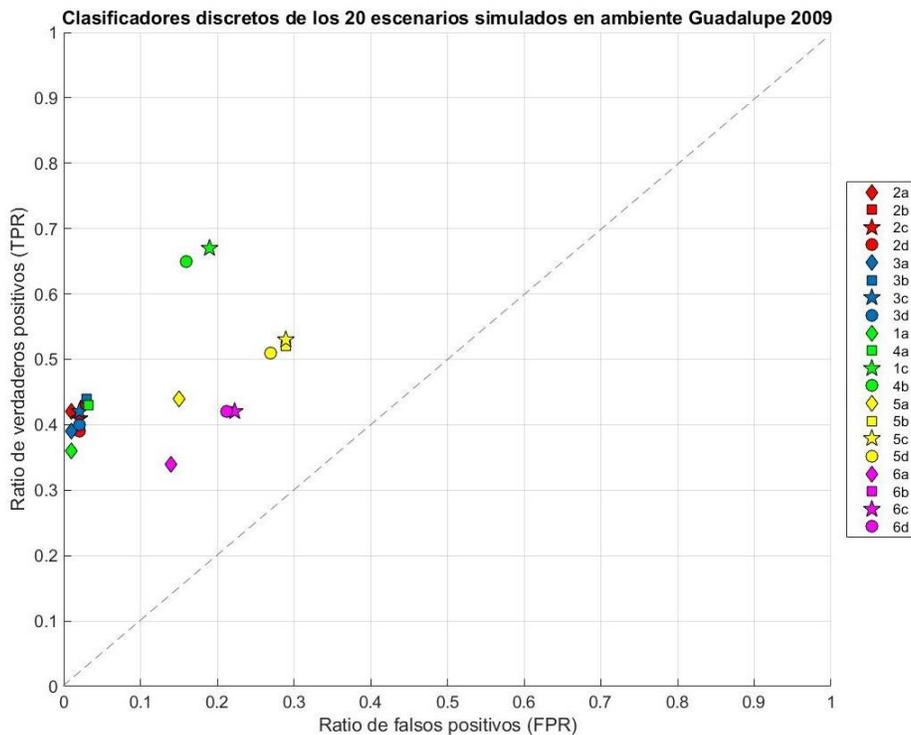


Figura N° 31: Clasificadores discretos de los 20 escenarios simulados del sector de Guadalupe con el modelo reológico de Voellmy graficados en un espacio ROC. Las marcas de color rojo, azul, verde, amarillo y magenta equivalen a un coeficiente de fricción de 0.01, 0.03, 0.05, 0.07 y 0.11 respectivamente. Las marcas con forma de rombo, cuadro, estrella y círculo equivalen a una turbulencia de 200, 500, 1000 y 1500 m/s<sup>2</sup> respectivamente.

Para el ambiente de Verapaz-Tepetitán se pudo calcular que el escenario simulado que tiene una menor distancia al clasificador perfecto es el **4b2**, con parámetros de coeficiente de fricción y turbulencia de 0.05 y 1500 m/s<sup>2</sup>, respectivamente.

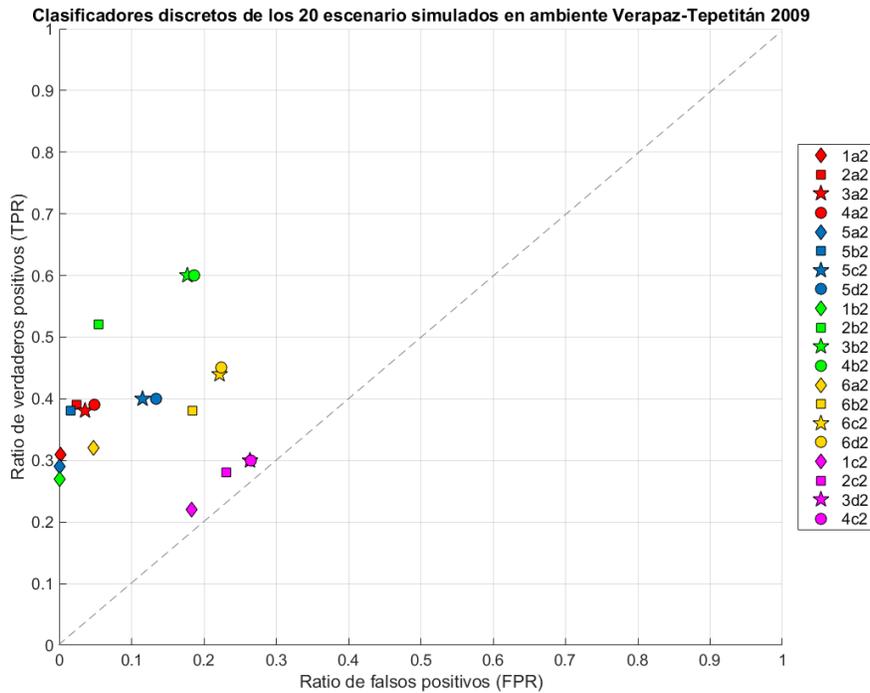


Figura N° 32; Clasificadores discretos de los 20 escenarios simulados del sector de Verapaz-Tepetitán con el modelo reológico de Voellmy graficados en un espacio ROC. Las marcas de color rojo, azul, verde, amarillo y magenta equivalen a un coeficiente de fricción de 0.01, 0.03, 0.05, 0.07 y 0.11 respectivamente. Las marcas con forma de rombo, cuadro, estrella y círculo equivalen a una turbulencia de 200, 500, 1000 y 1500 m/s<sup>2</sup> respectivamente.

Según los resultados de los escenarios simulados, los parámetros que mejor se ajustan, en conjunto los 3 sistemas de quebradas en evaluación, son: coeficiente de fricción de 0.05 y de turbulencia de 1500 m/s<sup>2</sup>. Esto debido a que preliminarmente el los coeficientes 0.05 y 1000 eran los que se ajustaban mejor para Verapaz-Tepetitán, pero no se había evaluado el criterio 8. Una vez evaluado, los parámetros para dicho ambiente se reajustaron a 0.05 y 1500. Esto se menciona debido a que en el ambiente de Guadalupe no se pudo evaluar el criterio 8 por falta de datos de campo, sin embargo, bajo estas comparativas, se estima que con datos de campo evaluando el criterio 8 el ambiente Guadalupe también se ajustarían a los parámetros de 0.05 y 1500 de fricción y turbulencia respectivamente.

Asimismo, haciendo la comparativa de los escenarios **4b** y **4b2** con los parámetros de 0.05 y 1500, visualmente se ajustan muy bien el recorrido y depósito de lo simulado con lo observado, esto se puede apreciar en las figuras 36 y 37. Con estos

parámetros se presentan los mapas finales simulados de los escenarios que mejor se ajustan al evento en observación a continuación:

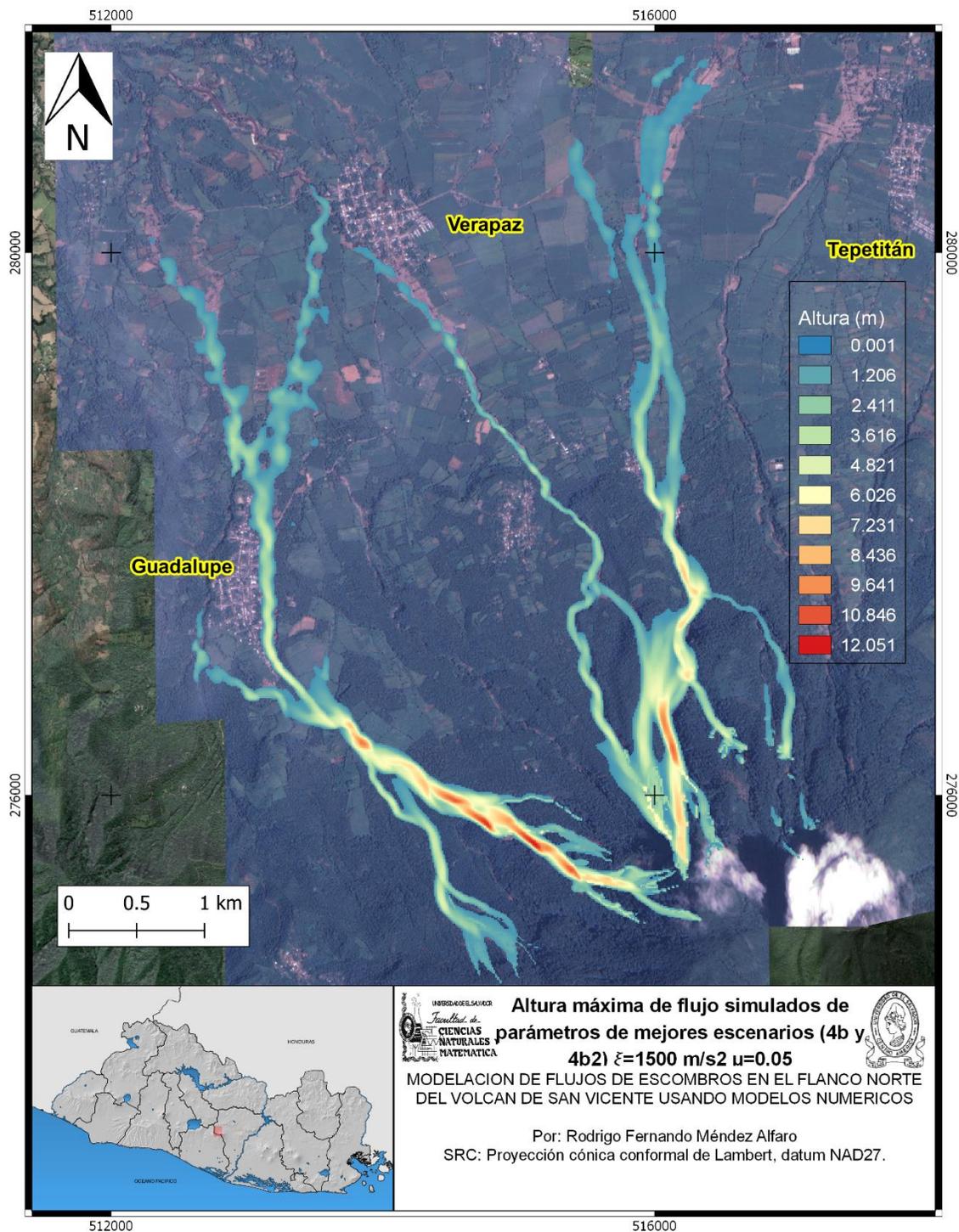


Figura N° 33: Mapa de altura máxima de flujo simulado para los sistemas de quebradas de Guadalupe, Verapaz y Tepetitán de mejores escenarios que representan lo simulado con lo observado.

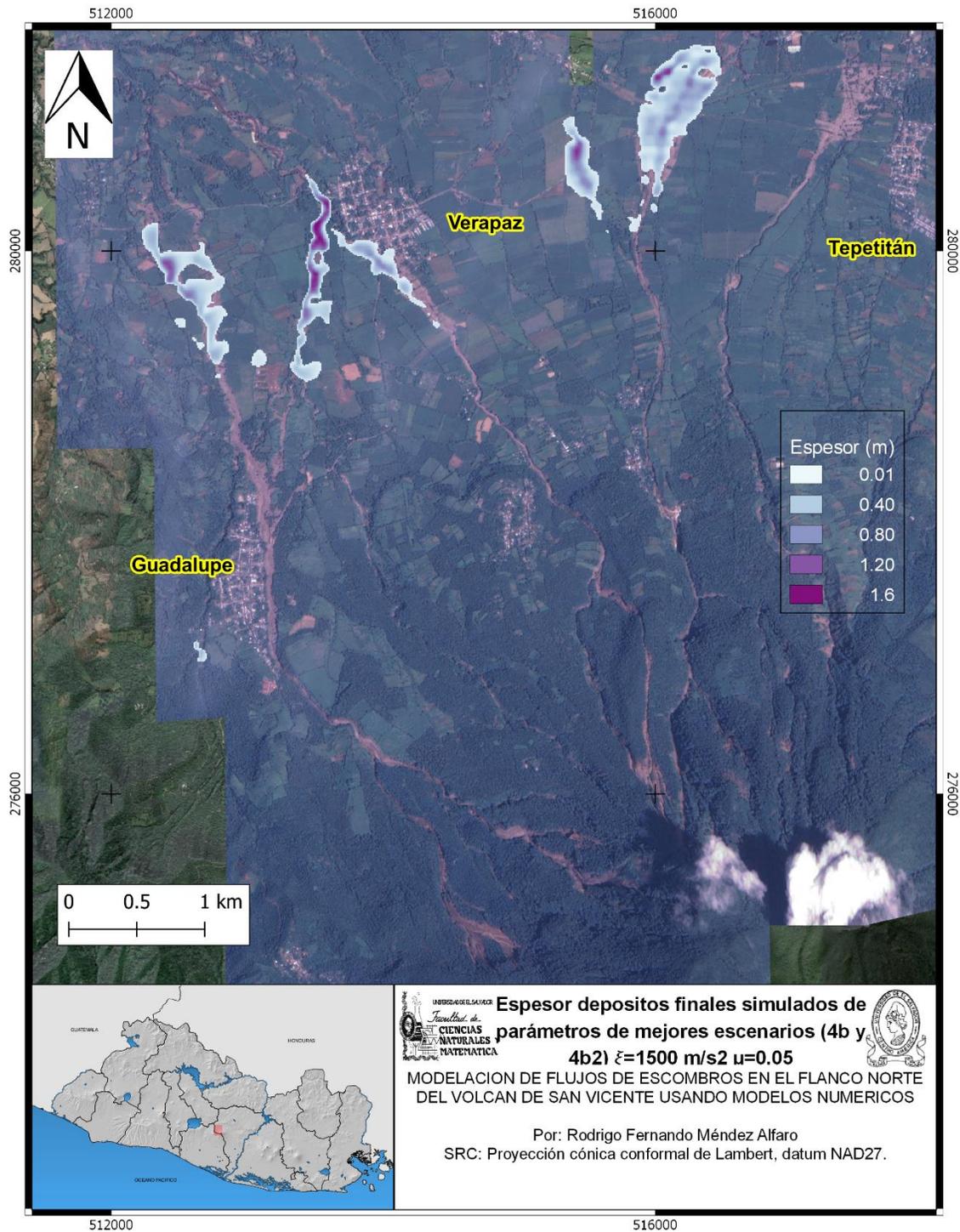


Figura N° 34: Mapa de depósitos de flujo simulado para los sistemas de quebradas de Guadalupe, Verapaz y Tepetitán de mejores escenarios que representan lo simulado con lo observado.

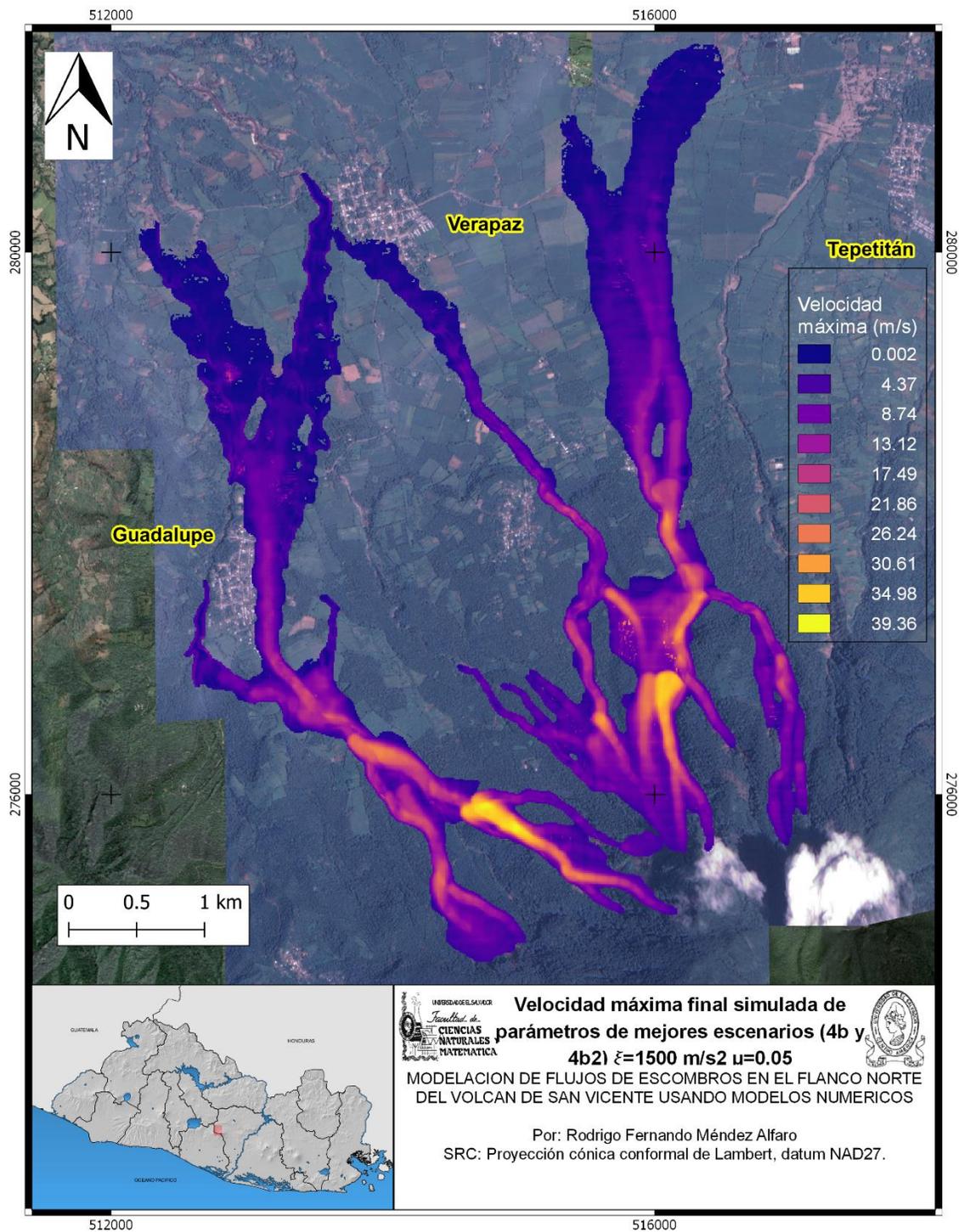


Figura N° 35: Mapa de velocidades máxima simulado para los sistemas de quebradas de Guadalupe, Verapaz y Tepetitán de mejores escenarios que representan lo simulado con lo observado.

Por tanto, los escenarios **4b** y **4b2** son los que mejor se ajustan al recorrido, distancia máxima y área de impacto en todo su trayecto, desde su origen hasta su deposición, así como en la distribución espacial de los depósitos simulados respecto de todos los demás escenarios simulados. Esta evaluación visual también permite comparar respecto a los criterios de evaluación de la metodología aplicada.

En cuanto a la figura 33 permite visualizar la distribución espacial total de la simulación realizada, de la altura máxima del flujo que alcanzó en todos los pasos de tiempo de la simulación de los escenarios 4b y 4b2. Se puede observar que los resultados de las simulaciones concuerdan mucho con la cicatriz total del flujo real que ocurrió en el evento en evaluación.

Caso muy similar en la figura 35, pero su representación es la velocidad máxima que el flujo alcanzó en un punto en específico durante la simulación.

Para la distribución final de los resultados de las simulaciones de los depósitos que se representan en la figura 34, en el caso de Guadalupe es bastante apegado a lo que ocurrió en la realidad, igualmente para Verapaz. Sin embargo, esta distribución podría mejorar si el volumen simulado fuese mayor, aunque debe ser justificado el origen total del volumen del material.

Por otro lado, en los depósitos de Tepetitán, se observan dos áreas de depósito que, como resultado, aunque solo 1 de ellas ocurrió en la realidad (deposito al este). Esto se puede deber a la resolución del modelo digital de elevación utilizado (10 metros), ya que al ser una zona donde las pendientes son bajas, y la altura máxima del flujo en la parte baja ronda desde 1-6 metros, al tener una ligera variación de altura del DEM, y llevar una velocidad considerable (ver figura 36) el flujo tiende a desbordarse de la quebrada, y se generan 2 zonas de depósitos simulado.

En relación con los depósitos en las quebradas, según diferentes autores se ha recopilado información de datos de análisis granulométricos en diferentes sectores del flanco norte del volcán de San Vicente. Estos datos son previos al evento de 2009, estos pueden ser consultados en el anexo 1 de este documento.

En cuanto a la información de los análisis granulométricos (Cepeda, 2005), según la muestra S 6-9, tomada en la quebrada El Derrumbo (ubicación se puede apreciar en la figura 47), de depósitos de flujos de escombros provenientes del ocurrido en septiembre de 2001, el porcentaje de granos finos es del 2.4 % y el de arenas de 87.3 %. En comparativa con otras muestras granulométricas depósitos de flujos de escombros son las de los eventos de El Picacho en 1982, en el complejo volcánico San Salvador y el ocurrido en la región de Campania, Italia en 1998, se tiene que en la primera el contenido de granos finos ronda <10 % de su peso total de muestra y el de arenas entre el 60 % y 70 %. En cuanto a las muestras de Campania (Revellino et al., 2004), el porcentaje de finos ronda entre el 13 % y 20 %, y el porcentaje de arenas el 56 % y 59 %. La distribución del tamaño de grano de las muestras antes mencionadas se observa en la figura 36.

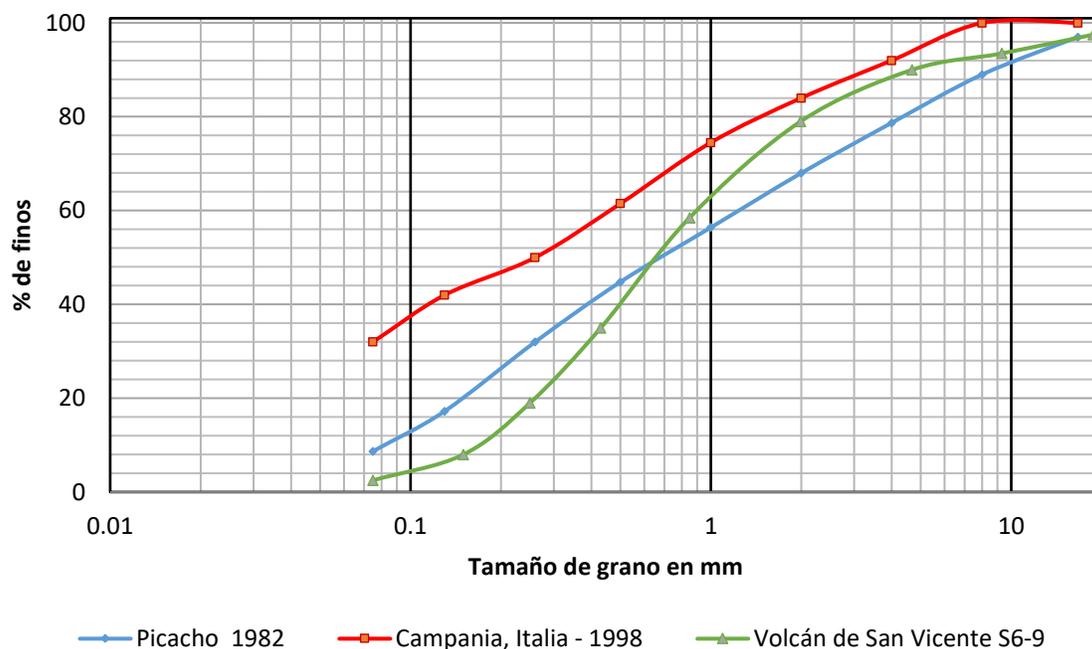


Figura N° 36: Distribución del tamaño de grano de muestras de depósitos de flujos de escombros en diferentes lugares de ocurrencia. Tomado y adaptado de Revellino et al., (2004); Cepeda, (2005); Cepeda et al. (2010).

Los escenarios 4b y 4b2 corresponden a un coeficiente de fricción de 0.05 y coeficiente de turbulencia de 1500 m/s<sup>2</sup>. Como comparativa, el set de parámetros calibrados por Handal et al. (2009), para el flujo de escombros de 1982 del cerro El Picacho en San Salvador, fue de 0.05 y 500 m/s<sup>2</sup> en los coeficientes de fricción y turbulencia respectivamente. Para la calibración realizada con base al evento de

Campania en Italia por Revellino et al., (2004) fue de 0.05 y 200 m/s<sup>2</sup> en los coeficientes de fricción y turbulencia respectivamente. La diferencia en los coeficientes de turbulencia para estos tres eventos en comparación se puede deber a la distribución del tamaño de grano del material, según muestras de sus depósitos. Es decir, que el coeficiente de turbulencia es inversamente proporcional al porcentaje de finos en su composición.

#### **4.3. Predicciones futuras**

Los parámetros seleccionados de la calibración del modelo en la sección anterior son usados para estimar predicciones futuras en escenarios probables que podrían suceder en base a los siguientes criterios:

- a. Área de origen: Se toman las zonas de interés de la parte alta de las quebradas que ya se han simulado y calibrado, siendo estas las quebradas El Manguito, Las Lajas, El Muerto, El Paniagua, La Quebradona y Los Infiernillos.
- b. Espesores de área de origen: Por lo general, los espesores de las áreas de liberación son superficiales y, según los eventos históricos en el volcán de San Vicente, los espesores han rondado entre 1 y los 3 metros y, en sectores muy puntuales, los 5 metros. Debido a esto los espesores para generar escenarios de flujos de escombros que puedan llegar a generarse serán con espesores de 1 y 3 metros.
- c. Clasificación de susceptibilidad a ocurrencia de flujos de escombros: Según el mapa de susceptibilidad de flujos de escombros (Mercurio et al., 2021), se tomaron las áreas clasificadas con niveles de susceptibilidad alta (0.47 - 0.70) y muy alta (0.71 - 1.0) a ocurrir en la parte alta de las cuencas de las quebradas antes mencionadas.

Así como se menciona en el estudio de Mercurio et al, 2021: los deslizamientos provocados por la Tormenta Tropical Ida y la baja presión 96E sobre El Salvador, específicamente en el volcán de San Vicente, fueron utilizados para calibrar modelos predictivos y generar un mapa de susceptibilidad. El modelo multivariante adaptativo de líneas de regresión (MARS, por sus siglas en inglés), fue aplicado

para modelar la relación entre un conjunto de variables ambientales y la ubicación de los flujos de escombros ocurridos.

El mapa final de susceptibilidad a deslizamientos del volcán de San Vicente se puede observar en la figura 39. Del cual se utilizaron dos rangos de clases clasificadoras de susceptibilidad para tomar como áreas de origen a simular para generar los posibles escenarios que puedan llegar a ocurrir, siendo las clases de susceptibilidad alta (0.47-0.70) y muy alta (0.71-1.0).

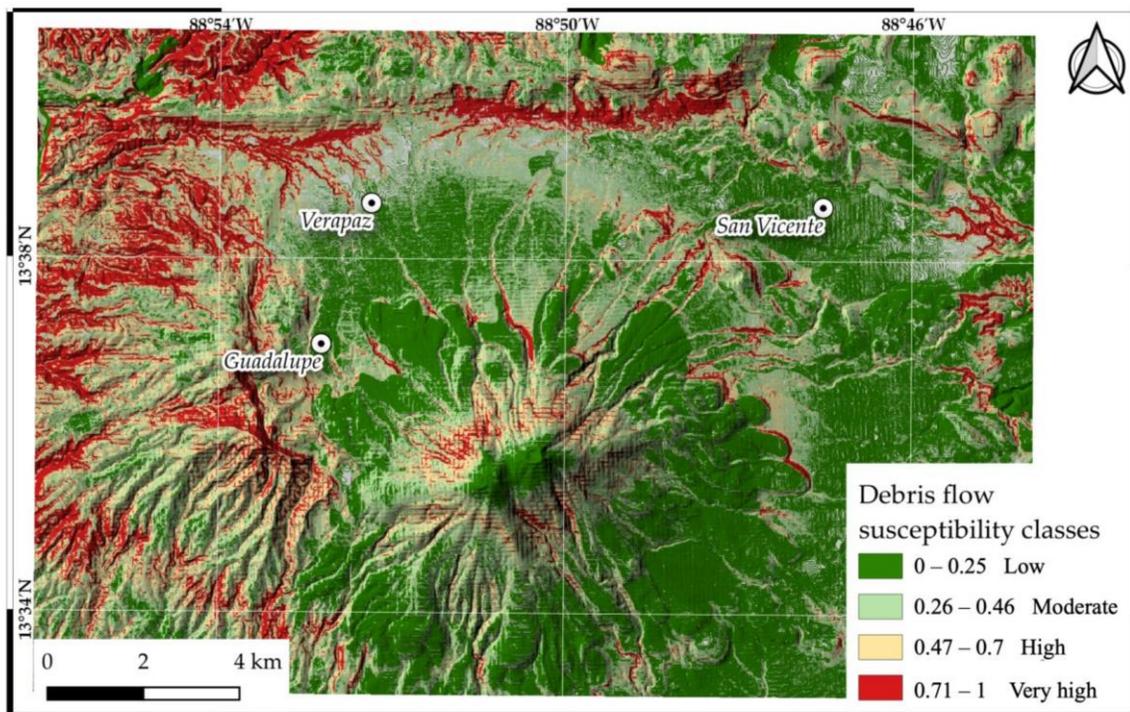


Figura N° 37: Mapa de susceptibilidad a flujos de escombros del volcán de San Vicente. Tomado de Mercurio et al., (2021).

Se tomaron las áreas que abarcan las clases alta y muy alta de susceptibilidad, en las quebradas ya simuladas y se generaron dos ambientes de trabajo con 2 escenarios para cada clase de susceptibilidad. Cabe destacar que para la clase de susceptibilidad alta se tomó desde los pixeles que tenían un valor de 60 a más como nivel de susceptibilidad y, para la muy alta, los pixeles con un valor de 0.71-1.0.

Asimismo, el modelo digital de elevación de utilizado para la simulación de los escenarios futuros fue el de LiDAR de 2015, con resolución de 5 metros y con las modificaciones post eventos de flujos de escombros ocurridos en el volcán. Esto

permite que con un DEM reciente que tiene condiciones topográficas actualizadas y con una buena resolución, que las simulaciones de los escenarios futuros se apeguen a las condiciones más actuales de la realidad en campo.

La tabla de los escenarios futuros con su respectivo volumen de liberación se presenta a continuación:

Nivel de susceptibilidad en porcentaje (%)	Espesor (metros)	
	1 m	3 m
Susceptibilidad +71 (muy alta)	<b>gvt1</b> (923,774 m <sup>3</sup> )	<b>gvt2</b> (2,757,921 m <sup>3</sup> )
Susceptibilidad +60 (alta)	<b>gvt3</b> (2,362,150 m <sup>3</sup> )	<b>gvt4</b> (7,078,632 m <sup>3</sup> )

Tabla N° 12: Escenario futuros simulados según su nivel de susceptibilidad a ocurrencia, espesor y volumen de áreas de liberación.

En la figura 41 se puede observar las áreas de liberación y su distribución espacial según su nivel de susceptibilidad de las quebradas de los escenarios futuros.

#### 4.3.1 Mapas de intensidad de deslizamientos.

La combinación de velocidad de flujo  $v$  y la altura  $h$  es una aproximación común para la estimación de niveles de intensidad de deslizamientos. Esto es basado en la dependencia de una constante de energía específica ( $v^2/2g + h$ ) y la fuerza de impacto (linealmente proporcional a  $v^2h$ ) (Cepeda et al., 2010).

Los mapas de intensidad de deslizamientos de los cuatro escenarios son presentados en las figuras 39-42.

	$v_{m\acute{a}x} < 1.5 \text{ m/s}$	$1.5 \text{ m/s} \leq v_{m\acute{a}x} < 3 \text{ m/s}$	$v_{m\acute{a}x} \geq 3.0 \text{ m/s}$
$h_{m\acute{a}x} \geq 3.0 \text{ m}$	Alta	Alta	Alta
$1 \text{ m} \leq h_{m\acute{a}x} < 3.0 \text{ m}$	Media	Media	Alta
$0.4 \text{ m} \leq h_{m\acute{a}x} < 1.0 \text{ m}$	Baja	Media	Media
$h_{m\acute{a}x} < 0.4 \text{ m}$	Baja	Baja	Baja

Tabla N° 13: Definición de intensidad de deslizamientos basado en las máximas velocidades y alturas máximas de flujo.

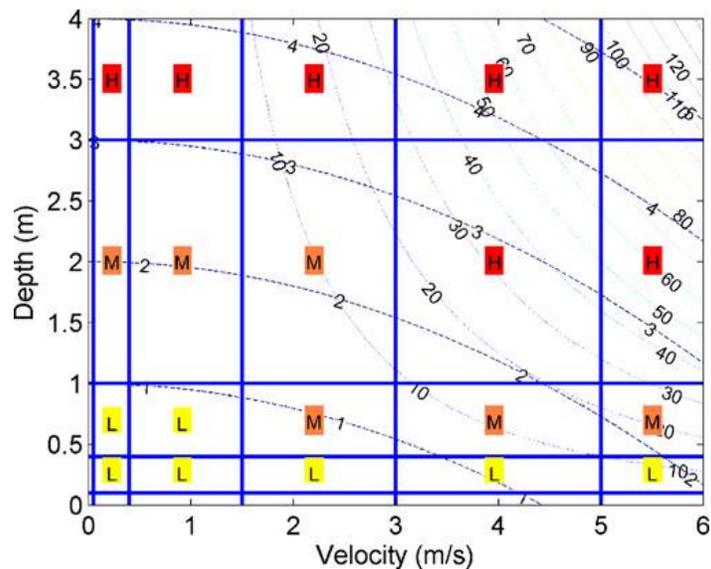


Figura N° 38 Definición de los niveles de intensidad como una combinación de la profundidad y velocidad de flujo. Como referencia, dos sets de curvas son mostradas: contornos de energía específica constante ( $v^2/2g + h$ ) en metros (curvas con concavidad hacia abajo) contornos de  $v^2h$  constante (i.e. linealmente proporcional a la fuerza de impacto) en metros cúbicos por segundo (curvas con concavidad hacia arriba). Líneas azules verticales y horizontales son la referencia o límites de valores de profundidad y velocidad definida por varios autores (ver tabla 14).

La altura de flujo simulado y las velocidades que resultaron de los 4 escenarios propuestos en la tabla 12 fueron procesados usando algebra de ráster para obtener los niveles de intensidad acordes a los criterios presentados en la figura 37 y tabla 14.

Las tablas 15 y 16 muestran los resultados de los escenarios simulados de la altura de flujo máximo y velocidad máxima simulado. La tabla 13 y la figura 37 muestran la clasificación de los niveles de intensidad de deslizamientos que son utilizados en este estudio.

	Valores de corte	Valores de frontera
Espesor de flujo (m)	0.1 (valore de corte aproximado; Bureau of Reclamation, (1988); FLO-2D, (2004))	0.4, 1 (Rickenmann, (2005))
		1, 3 (KWL Ltd, (2003))
Velocidad de flujo (m/s)	0.05 (límite entre deslizamientos rápidos y muy rápidos; Cruden & Varnes, (1996))	0.4, 1.5 (Rickenmann, (2005))
		3 (KWL Ltd, (2003))
		5 (Cruden & Varnes, (1996))

Tabla N° 14: Valores de corte y frontera de altura de flujo y velocidades. Tomado y adaptado de Cepeda, (2010).

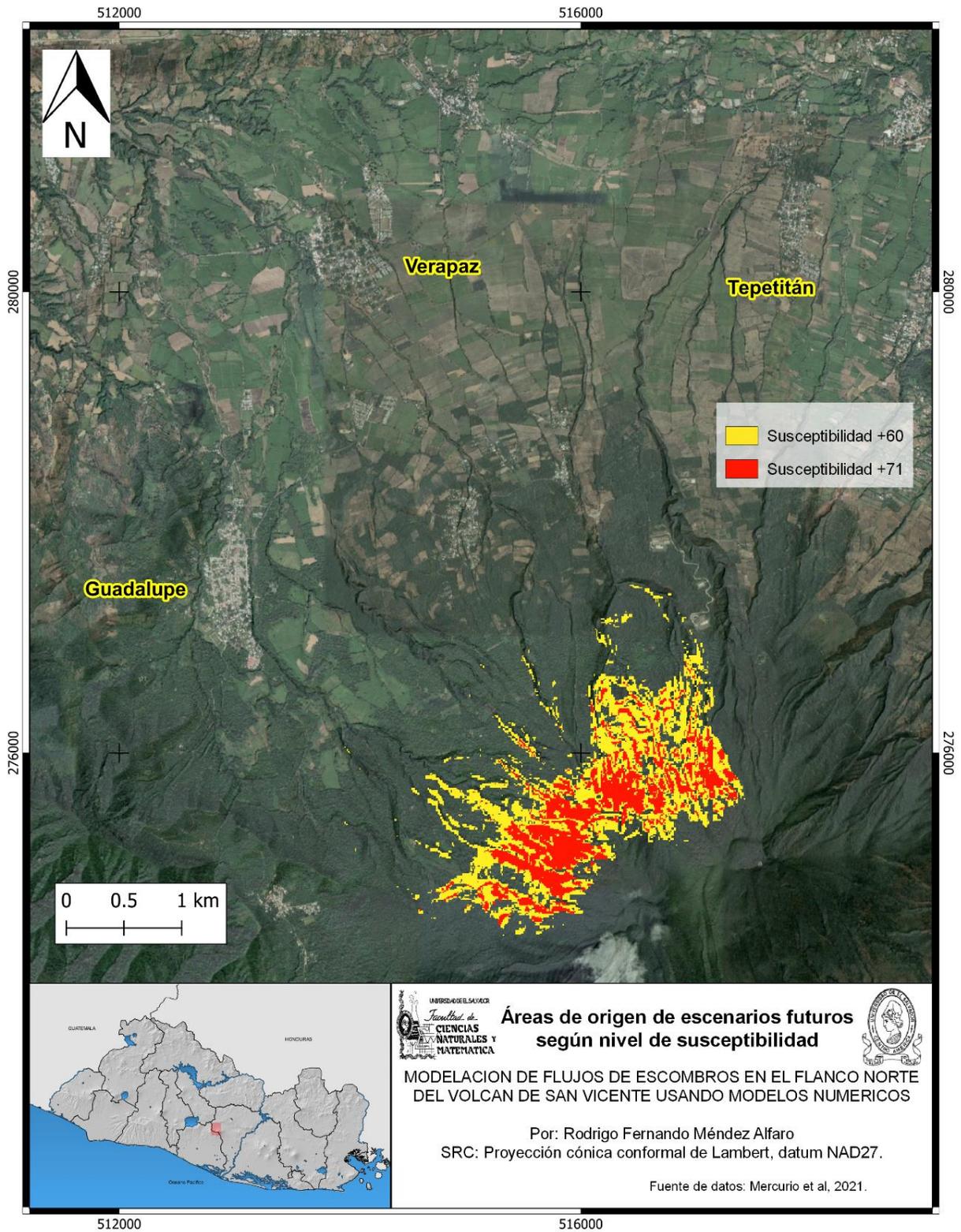


Figura N° 39: Áreas de origen en quebradas para escenarios futuros.

A continuación, se presentan los resultados de las simulaciones de los escenarios propuestos (tablas 15 y 16). Cabe destacar que visualmente se representa altura y velocidad de flujo según los valores de corte representados en la tabla 14:

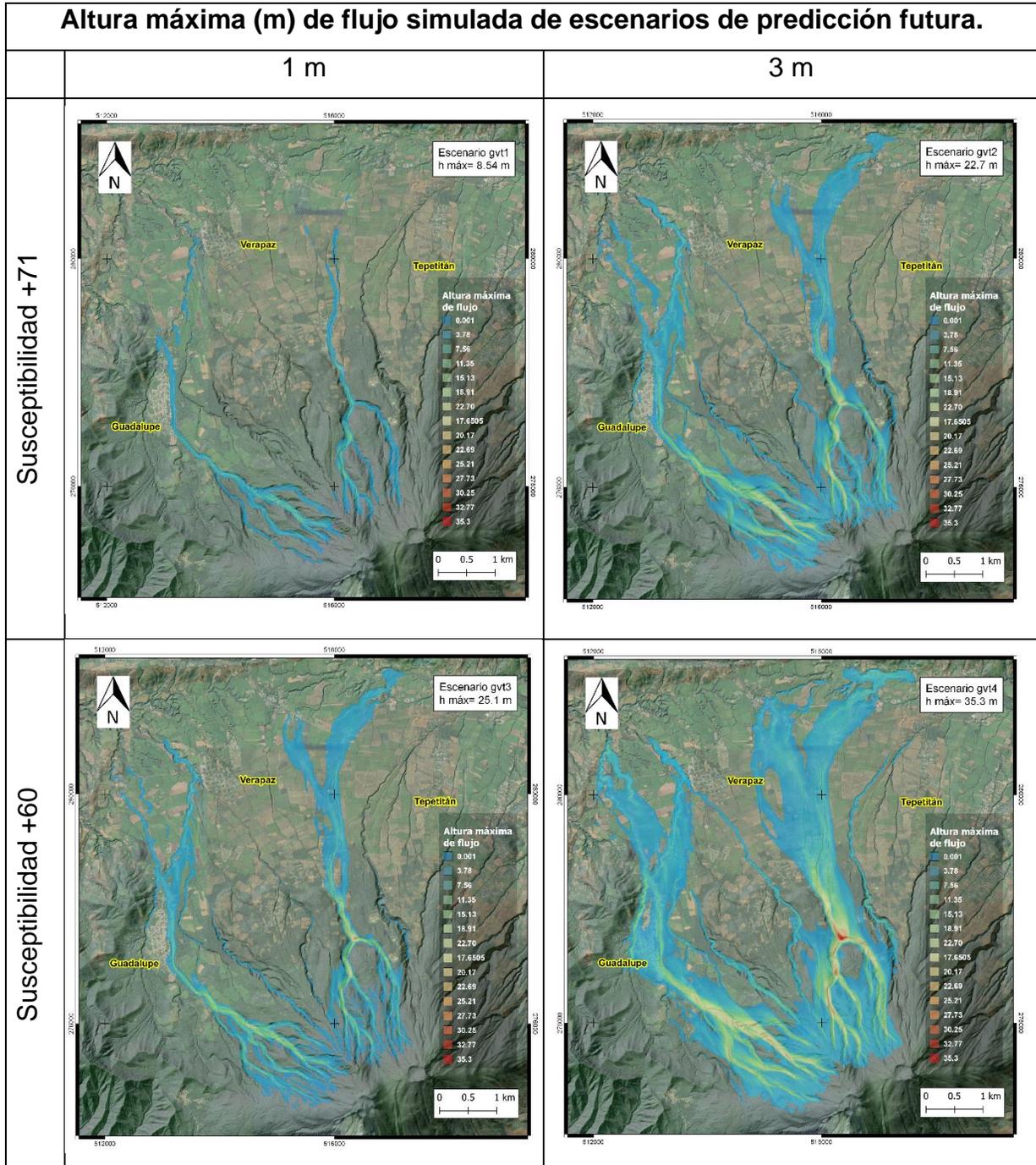


Tabla N° 15: Altura máxima de flujo de escenarios futuros propuestos.

**Velocidad máxima (m/s) de flujo simulada de escenarios de predicción futura.**

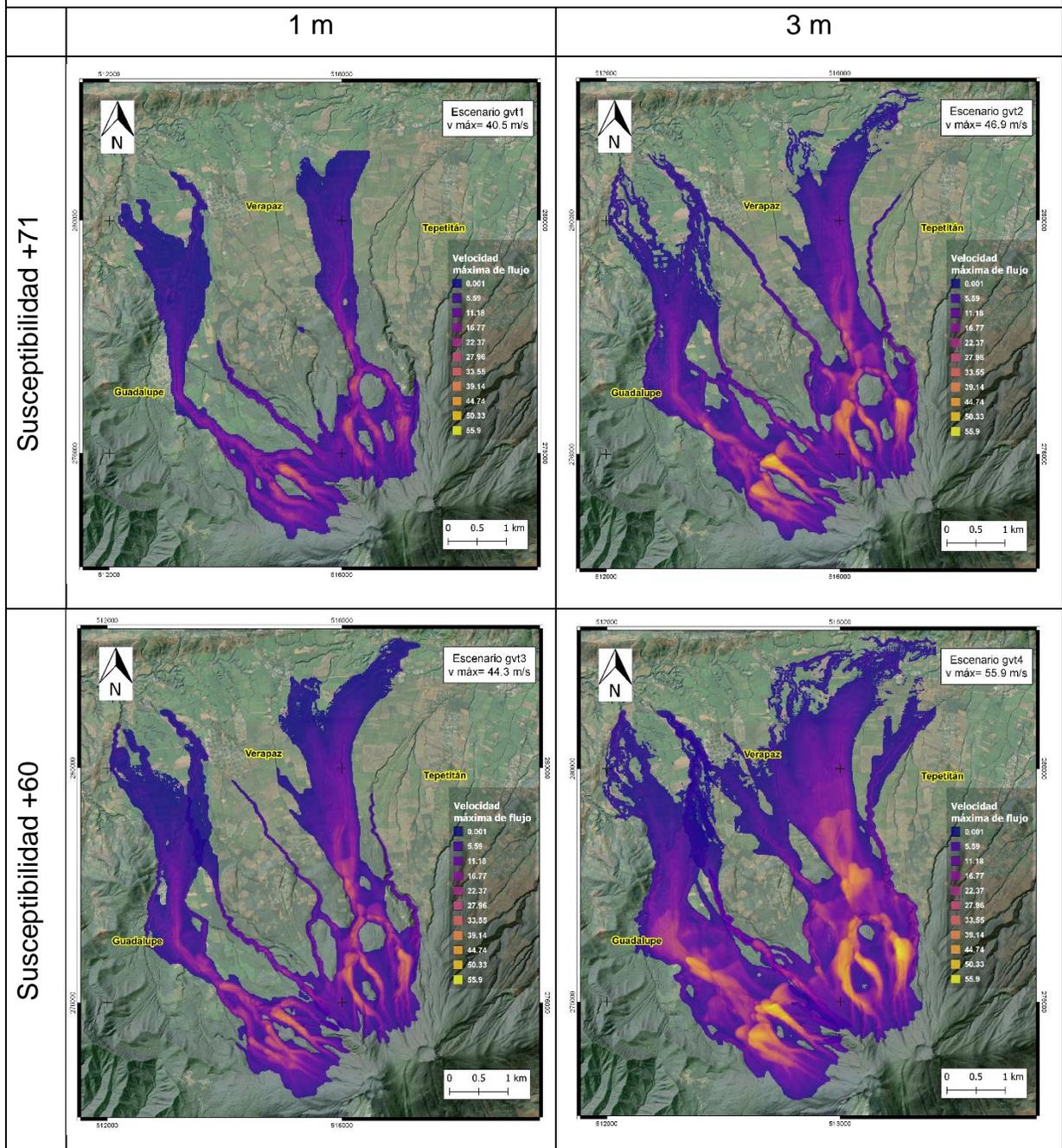


Tabla N° 16: Velocidad máxima de flujo de escenarios futuros propuestos.

Asimismo, se presentan en las figuras 39-42 los mapas de intensidad de cada escenario propuesto según la tabla 12 a continuación:

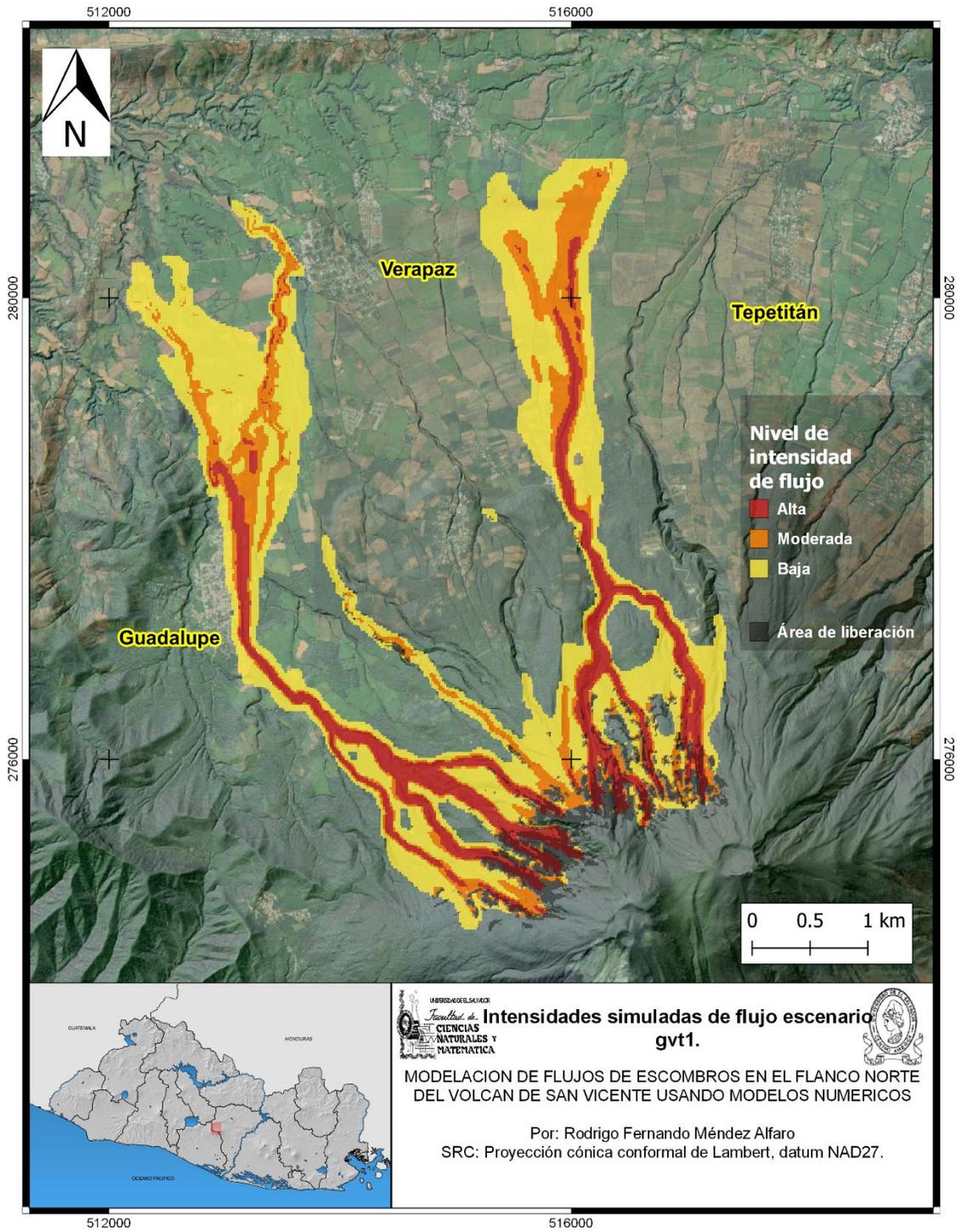


Figura N° 40: Mapa de intensidades de flujo de escombros de escenario gvt1 en flanco norte del volcán de San Vicente para un volumen de liberación total de 2,757,921 m<sup>3</sup>.

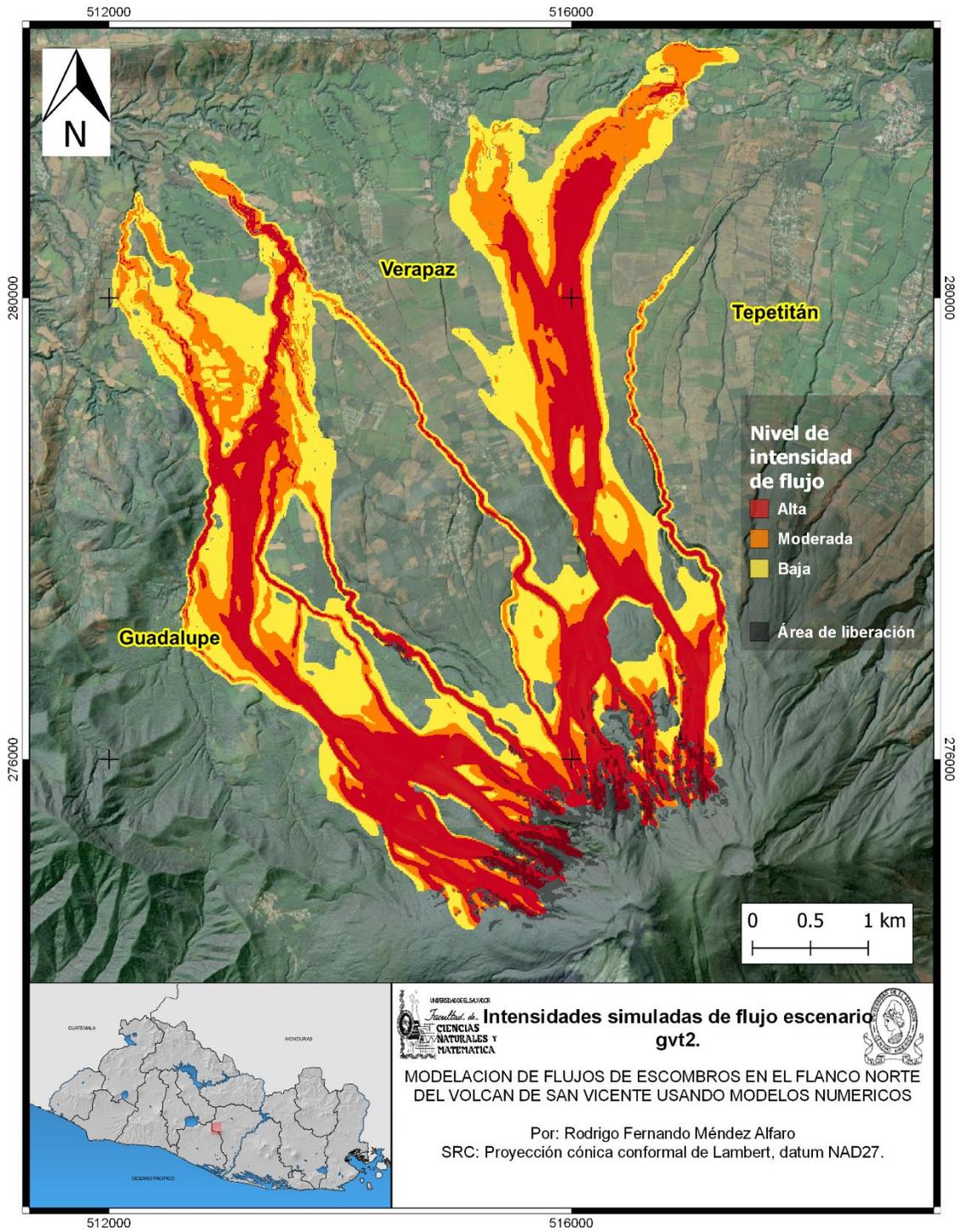


Figura N° 41: Mapa de intensidades de flujo de escombros de escenario gvt2 en flanco norte del volcán de San Vicente para un volumen de liberación total de 2,757,921 m<sup>3</sup>.

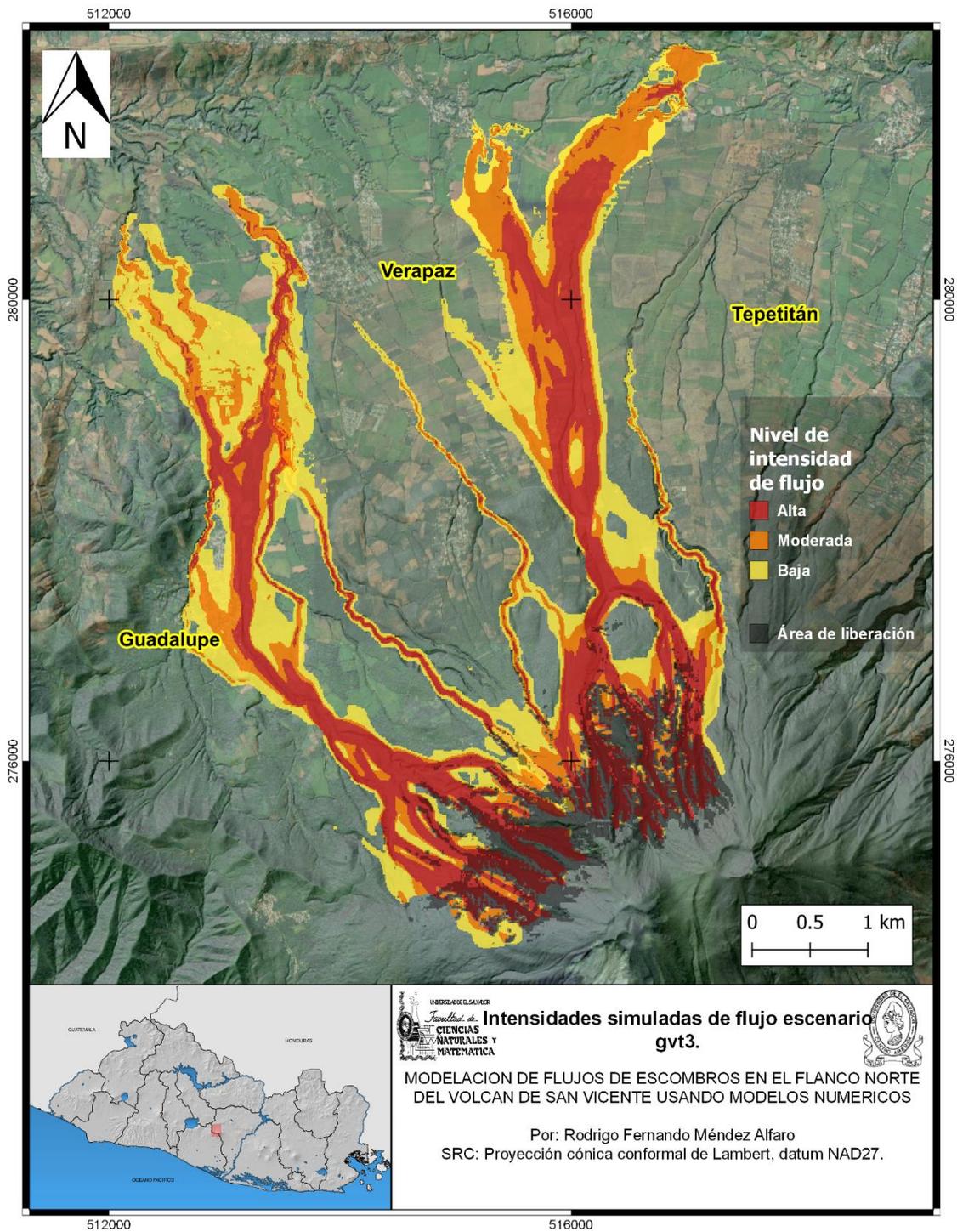


Figura N° 42: Mapa de intensidades de flujo de escombros de escenario gvt3 en flanco norte del volcán de San Vicente para un volumen de liberación total de 2,362,150 m<sup>3</sup>.

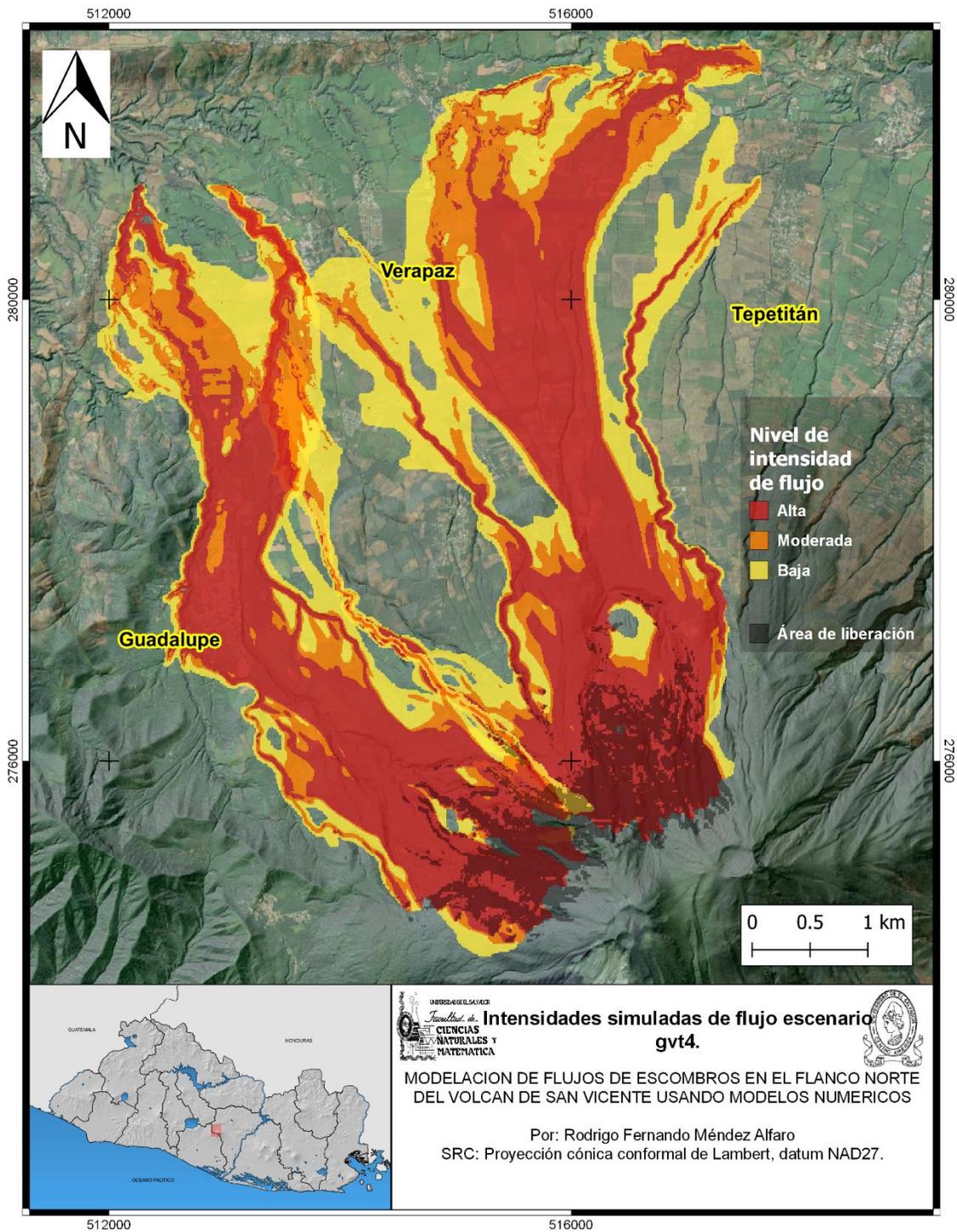


Figura N° 43: Mapa de intensidades de flujo de escombros de escenario gvt4 en flanco norte del volcán de San Vicente para un volumen de liberación total de 7,078,632 m<sup>3</sup>.

En las figuras 39-42 se aprecian los resultados de las simulaciones de los escenarios propuestos donde se categorizan en 3 tipos de intensidades según sus espesores y velocidades de flujo explicadas en la tabla 12.

El escenario gvt1 de 923,774 m<sup>3</sup> es, parcialmente el escenario que se asemeja en volumen total de liberación comparado al evento de 2009, dado que el de 2009 se tuvo un volumen estimado total de 1,078,400 m<sup>3</sup> y, visualmente, las intensidades de flujo moderadas y altas son las que representan fielmente el área de impacto final del evento de 2009. A pesar que no existe impacto en Verapaz para este escenario, se debe a la diferencia del área de liberación de la quebrada La Quebradona con respecto al evento de 2009. Para este escenario el área de liberación inicia en la cota 1420 msnm y la mayor parte del flujo cae sobre la quebrada Los Infiernillos. En el evento de 2009 el área de liberación inició en la cota 1270 msnm y, la mayor parte de su volumen si continuó su cauce sobre la quebrada La Quebradona, generando impacto en Verapaz.

Para el escenario gvt2 y gvt3, de volúmenes 2,757,921 m<sup>3</sup> y 2,362,150 m<sup>3</sup> respectivamente, representan escenarios desfavorables para los cascos urbanos de Guadalupe y Tepetitán ya que, estos serían grandemente afectados por el flujo que podría les podría impactar si llegara a ocurrir.

El escenario gvt4, de volumen 7,078,632 m<sup>3</sup> es el caso más desfavorable para los tres cascos urbanos de las quebradas que drenan el área de liberación de origen (Guadalupe, Verapaz y Tepetitán). Siendo un escenario que podría generar muchas pérdidas humanas y de infraestructura de las zonas de impacto. Sin embargo, para que las condiciones de activación de un volumen tan grande (espesor y de área). Este escenario al ser un volumen y área de liberación más gran (comparado a escenarios gvt1 y gvt2), el flujo recorre más distancia, abarca un área de impacto mayor y las velocidades y alturas de flujo simulado son mayores también.

## CAPITULO V: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### **Conclusiones:**

- Las características geomorfológicas e históricas que se tienen en las quebradas del flanco norte del volcán son susceptibles a la ocurrencia de deslizamientos, desprendimientos y flujos de escombros inducidos por actividad sísmica o eventos extremos hidrometeorológicos sean intensos o de larga duración como los eventos más recientes, ocurridos en los años 2001 y 2009.
- Los deslizamientos provocados por el terremoto del 13 de febrero de 2001 en el volcán y la lluvia del 15 de septiembre del mismo año generaron la acumulación de mucho material en las quebradas y provocó que, para el evento de 2009, el volumen final depositado sea reconsiderado en su origen, ya que su volumen total podría ser parte del que fue originado en 2009 más lo depositado del 2001. Esto último se comprueba en la quebrada El Amate Blanco donde, el área de origen del flujo es muy leve, así como su volumen estimado de origen con respecto al volumen final depositado durante el evento de 2009. Sin embargo, los deslizamientos provocados por el 2001 en la misma quebrada sí son significativos y pudo haber.
- El volumen final depositado en las quebradas de El Derrumbo, La Quebradona, Los Infiernillos y El Amate Blanco se estima que podría ser más grande que el mencionado en informes y el recalculado propio. Este podría rondar en el orden 750 mil m<sup>3</sup>, para El Derrumbo y medio millón para La Quebradona, Los Infiernillos y Amate Blanco, respectivamente. Esto debido que no se puede calcular con exactitud el volumen total de depósito que se transportó aguas abajo y que continuó por las quebradas. Tampoco se conoce el volumen de material erosionado y arrastrado de las paredes de las quebradas que aportó en el volumen del flujo transportado y que impacto aguas abajo. Asimismo, se desconoce el volumen que se transportó más allá de los cascos urbanos de los municipios de Guadalupe, Verapaz y Tepetitán por sus quebradas, que pudo haber sido transportado como un flujo hiperconcentrado.

- En la entrada de Verapaz, la quebrada La Quebradona el material del flujo de 2009 se depositó en esa sección que, posteriormente la quebrada no tuvo la capacidad hidráulica para que el flujo siguiera el trayecto de la quebrada. Se estima que la acumulación de material en esta sección provocó que el flujo que seguía descendiendo por esta, se desbordara en dirección al casco urbano. En las simulaciones realizadas, el flujo en este sector no logró introducirse al pueblo como en la realidad sucedió, a excepción del escenario 4b2. No obstante, no fue de la magnitud como sucedió en el evento de 2009. Esto se pudo deber a la limitante de la resolución del modelo digital de elevación utilizado, el volumen real de flujo y/o que el modelo numérico no logró representar lo sucedido.
- El modelo numérico r.avaflow funciona bien para simular flujos de escombros para modelos de 1 fase. Esto permitió la utilización de una herramienta de uso libre para realizar el retro-análisis del evento de 2009 y escenarios futuros a partir de los parámetros calibrados y que puedan servir como herramientas de planificación para las autoridades pertinentes de la zona de estudio en cuestión. Por otro lado, este modelo también presenta limitantes en la versión 2.3 utilizada para esta investigación, como lo es los archivos ráster de salida de los mapas de velocidades máximos, dado que se deben calcular de manera manual; en ese sentido r.avaflow presenta limitantes en la representación de los resultados de las velocidades de flujo de los escenarios simulados. Asimismo, los archivos ráster de salida de los mapas de los depósitos no siempre eran almacenados una vez finalizada la simulación, y era necesario ejecutar nuevamente la simulación para que sean guardados.
- Los escenarios simulados durante el proceso de calibración del modelo para ambos ambientes de simulación, el flujo simulado recorre muy bien el trayecto que el flujo recorrió producto de sus múltiples zonas de origen que se liberaron, incluso cuando los sistemas de quebradas son complejos, teniendo múltiples

quebradas que convergen en un mismo punto y zonas de origen de liberación de material.

- Los parámetros del modelo que mejor se ajustan al evento de 2009 en el volcán de San Vicente fueron los de los escenarios 4b y 4b2, siendo coeficientes de fricción y turbulencia de 0.05 y 1500 m/s<sup>2</sup>. En comparativa con los eventos de ocurridos en el cerro El Picacho en el complejo volcánico San Salvador en 1982 y el de la región de Campania, en Italia en 1998, sus coeficientes de fricción fueron similares, siendo ambos de 0.05, sin embargo, el coeficiente de turbulencia fue de 1000 m/s<sup>2</sup> y 200 m/s<sup>2</sup> respectivamente (Handal et al, 2009; Revellino et al., 2004), a pesar de tratarse de ambientes donde los flujos ocurridos eran de materiales de origen piroclásticos. Su variación se debió a la distribución del tamaño de grano en cada uno de estos, teniendo en el volcán de San Vicente una composición de granos finos que rondaba el 2%, El Picacho con <10 % y Campania el 32%. Significando que el coeficiente de turbulencia del flujo ocurrido es inversamente proporcional al porcentaje de granos fino en su composición, así como Cepeda et al., (2010) mencionó en su momento en su estudio.
- El modelo digital de elevación utilizado en el proceso de calibración del modelo fue el creado por los cuadrantes topográficos de los años 80's. Esto debido que se necesita un DEM reciente previo del evento en evaluación. A pesar que el DEM no contaba con las modificaciones provocadas por el evento de 2001, se pudo calibrar más o menos bien el modelo que reproduce el evento de 2009. Lo ideal hubiera sido tener un DEM reciente al evento de 2009, que tuviera las últimas modificaciones que sufrió el volcán, previo al evento de 2009, como fueron las provocadas por los eventos de 2001. Los escenarios futuros sí fueron reproducidos en un modelo digital de elevación reciente y de mejor resolución (LiDAR de 2014), esto para que las simulaciones fueran más acorde a la realidad en campo que se tiene actualmente.

- La quebrada Piedra Pacha (ver figura 20), al este del casco urbano, tiene capacidad hidráulica para soportar un caudal similar que pueda suceder al evento de 2009, tal como se puede ver en el escenario gvt1 y gvt2, Sin embargo, en ambos escenarios podrían generar daños en el puente de acceso al puente (calle que de Verapaz va a Guadalupe) y puente sobre quebrada La Mora, inaugurada en 2022.
- La metodología de Cepeda cuenta con la ventaja que los resultados de las simulaciones son evaluados cuantitativamente según criterios establecidos y no cualitativamente de la distribución del flujo simulado, como otras lo hacen. Sin embargo, cae en la desventaja que el proceso de calibración de los parámetros que mejor reproduce un evento en evaluación, sea uno de prueba y error, hasta encontrar los que mejor se ajustan lo simulado con lo observado y esto consume mucho tiempo en el proceso de calibración del modelo.

***Recomendaciones:***

- Calibrar el evento de 2009 con otro modelo numérico, usando los resultados de esta investigación como punto de partida para verificar y comparar resultados que se puedan presentar.
- Las limitantes y consumo de tiempo de la prueba y error de la calibración del modelo en la metodología de Cepeda et al., (2010) podría mejorarse con los dos métodos que se propone en Aaron et al., (2019), donde primero utiliza un el algoritmo de optimización para determinar de manera eficiente un conjunto de parámetros de modelo calibrados de mejor ajuste. El segundo utiliza un análisis posterior para cuantificar los errores asociados con la calibración de parámetros, que luego se puede utilizar para el análisis prospectivo probabilístico.
- Simular y calibrar el evento de 1995 con r.avaflow para conocer los parámetros que mejor se ajustan al modelo al flanco sur del volcán de San Vicente.

- Simular más quebradas del volcán de San Vicente, con las zonas de origen extraídos del mapa de susceptibilidad de la figura 39 y con los niveles de susceptibilidad y espesores propuestos en la tabla 12.
- Verificación visual del estado de las quebradas El Derrumbo, La Quebradona, Los Infiernillos y Amate Blanco en el sentido si existe material depositado a lo largo de los cauces que pueda ser removilizado o cicatrices de deslizamientos que pudieran reactivarse en un evento sísmico o hidrometeorológico futuro para la evaluación de las condiciones actuales de amenaza de la zona por parte de las autoridades locales.
- Exponer a las comisiones municipales de protección Civil de Verapaz, Guadalupe y Tepetitlán esta investigación para conozcan la problemática histórica de los deslizamientos en la zona y los escenarios futuros simulados para el conocimiento de la amenaza por flujos de escombros.
- Utilizar los mapas de intensidad gvt1 y gvt2 como guía de planificación territorial de los municipios involucrados por parte de las autoridades locales, como zonas no habitables ni de construcción por ser los escenarios más propensos a que puedan ocurrir ante un evento parecido al de 2009.
- Se recomienda realizar un estudio de factibilidad de un sistema de alerta para la quebrada El Derrumbo en Guadalupe; La Quebradona en Verapaz y; El Amate Blanco y los Infiernillos en Tepetitán. Esto ante la ocurrencia de futuros flujos de escombros que puedan ocurrir de la parte alta de las laderas del volcán.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Aaron, J., McDougall, S., & Nolde, N. (2019). Two methodologies to calibrate landslide runout models. *Landslides*, 16, 907-920.

Aiuppa., A., Rotolo, S. G., & Villa, I. M. (1999). Stratigraphy, geochemistry and geochronology of a Quaternary pyroclastic sequence of the Chichontepec volcano, El Salvador. *Revista Geológica de América Central*, 22. <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i22.8588>

Armanini, A., Larcher, M., & Fraccarollo, L. (2005). Debris Flow. 142. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, 14.

Baxter, S. (1984). *Léxico estratigráfico de El Salvador*.

Benito, B., García, M., Fábrega, J., Jiménez, M., Domingo, A., Pastor, J., García, R., Barrera, P., Díez, A., & Aguirre, A. (2007). *Riesgo sísmico y peligro de deslizamiento de laderas en El Salvador III* (p. 45). Universidad Politécnica de Madrid.

Blanco, F., Burgos, E., & Mejía, M. (2002). *Estudio de amenazas por lahar en El Salvador: Revisión de casos históricos y calibración de herramientas para la evaluación de amenaza*. Universidad Centroamericana «José Simeón Cañas».

Bureau of Reclamation. (1988). *Downstream hazard classification guidelines* (Acer Technical Memorandum N.º 11).

Calligaris, C., & Zini, L. (2012). Debris Flow Phenomena: A Short Overview? *Earth Sciences*, 20. <https://doi.org/10.5772/29786>

Cepeda, J. (2005). *Selection of case studies of debris flows in El Salvador: Report of field work* (p. 32). International Centre of Geohazards.

Cepeda, J. (2009). *Characterisation and risk management of rainfall-induced landslides*. University of Oslo.

Cepeda, J., Chávez, J. A., & Cruz Martínez, C. (2010). Procedure for the selection of runout model parameters from landslide back-analyses: Application to the

Metropolitan Area of San Salvador, El Salvador. *Landslides*, 7(2), 105-116. <https://doi.org/10.1007/s10346-010-0197-9>

Cruden, D., & Varnes, D. (1996). Landslide types and processes. *Turner AK, Schuster RL, Landslides: investigation and mitigation*(Transportation Research Board, National Research Council), 36-75.

Cruz Cárcamo, J. S., Moreno Ferrufino, J. N., & Segovia Alfaro, T. E. (2019). *MODELACIÓN DE FLUJOS DE ESCOMBROS CON DAN3D EN QUEBRADAS SUSCEPTIBLES DEL SECTOR NORTE DEL AMSS*. Universidad de El Salvador.

Devoli, G., De Blasio, F. V., Elverhøi, A., & Høeg, K. (2009). Statistical Analysis of Landslide Events in Central America and their Run-out Distance. *Geotechnical and Geological Engineering*, 27(1), 23-42. <https://doi.org/10.1007/s10706-008-9209-0>

Díaz, M., Escobar, D., Gutiérrez, E., Hernández, D., Torres, R., Hernández, W., Montalvo, F., Tobler, S., & Sandersen, F. (2009). *Informe de los flujos de escombros (deslaves) en las ciudades de Verapaz, Guadalupe y alrededores de Tepetitán, departamento de San Vicente*. (p. 20). Servicio Nacional de Estudios Territoriales.

DIGESTYC. (2021). *El Salvador Estimaciones y Proyecciones Nacionales de Población*. Ministerio de Economía.

Fawcett, T. (2006). An introduction to ROC analysis. *Pattern Recognition Letters*.

FLO-2D. (2004). *FLO-2D users manual* (version 2004.10) [FLO-2D Software, Inc.].

Formetta, G., Capparelli, G., & Versace, P. (2016). Evaluating performance of simplified physically based models for shallow landslide susceptibility. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20, 4585-4603. <https://doi.org/10.5194/hess-20-4585-2016>

Gariano, S. L., & Guzzetti, F. (2016). Landslides in a changing climate. *Earth-Science Reviews*, 162, 227-252. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.08.011>

GIPEA. (2002). *Informe final proyecto «Medidas preventivas y control de laderas inestables»: Sistema de vigilancia, alerta anticipada y alarma* (p. 136).

Handal, J., López, V., & Mixco, L. (2009). *Simulación de flujos de escombros utilizando el modelo numérico-dinámico DAN-3D sobre el flanco este de El Picacho*. Universidad Centroamericana «José Simeón Cañas».

Hernández, W., Mixco, L., Ayala, P., & Montalvo, F. (2010). *Flujos de escombros de la quebrada Los Infiernillos en noviembre de 2009, Tepetitán, San Vicente: El retrato de un pasado histórico* (p. 16). Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

Highland, L., & Bobrowsky, P. (2008). *Manual de derrumbes: Una guía para entender todo sobre derrumbes* (Team Chief Scientist, USGS Geologic Hazards).

Hungr, O., & Evans, S. (1996). Rock avalanche runout prediction using a dynamic model. En *Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides* (pp. 233-238).

Hungr, O., Evans, S., Bovis, M., & Hutchinson, J. (2001). Review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7, 221-238. <https://doi.org/10.2113/gseegeosci.7.3.221>

Iverson, R. (1997). The Physics of Debris Flows. *Reviews of Geophysics*, 35(3), 245-296.

Jakob, M., & Hungr, O. (2005). *Debris-flow Hazards and Related Phenomena* (Dr. Philippe Blondel). Springer-Praxis.

Jibson, R. W., Crone, A. J., Harp, E. L., Baum, R. L., Major, J. J., Pullinger, C. R., Escobar, C. D., Martínez, M., & Smith, M. E. (2004). Landslides triggered by the 13 January and 13 February 2001 earthquakes in El Salvador. En W. I. Rose, J. J. Bommer, D. L. López, M. J. Carr, & J. J. Major, *Natural Hazards in El Salvador*. Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2375-2.69>

Johnson, A. (1984). Debris flow. En *Slope Instability* (D Brunnsden and D.B. Prior, pp. 257-361).

KWL Ltd. (2003). *Debris flow study and risk mitigation alternatives for Percy Creek and Vapour Creek (Final Report, December)*.

Major, J., Schilling, C., Pullinger, C., Escobar, C., & Howell, M. (2001). Volcano-Hazard Zonation for San Vicente Volcano, El Salvador. *U.S. Geological Survey, Open-File Report 01-367*, 21.

MARN. (2009). *Informe técnico de la baja presión en el Pacífico y tormenta tropical IDA y su impacto en el medioambiente* (p. 25). Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

MARN. (2010). *Síntesis de los informes de evaluación técnica de las lluvias del 7 y 8 de noviembre 2009 en El Salvador: Análisis del impacto físico natural y vulnerabilidad socio ambiental* (p. 44). Comisión Técnico Científica: Coordina el Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

MARN. (2015). *Arco Volcánico Salvadoreño*. <https://www.marn.gob.sv/wp-content/uploads/Tri%CC%81ptico-Arco-volca%CC%81nico.pdf>

MARN. (2017). *Informe Nacional del Estado de los Riesgos y Vulnerabilidades* (p. 164). Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

McDougall, S. (2006). *A new continuum dynamic model for the analysis of extremely rapid landslide motion across complex 3D terrain*. University of British Columbia, Vancouver.

McDougall, S. (2017). 2014 Canadian Geotechnical Colloquium: Landslide runout analysis — current practice and challenges. *Canadian Geotechnical Journal*, 54(5), 605-620. <https://doi.org/10.1139/cgj-2016-0104>

Méndez, R., & Reyes, M. (2021). *Mapeo de flujos de escombros* (p. 32). Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

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>

Mergili, M. (2014, 2020). The mass flow simulation tool. *r.avaflow 2.3 User manual*. <https://www.avaflow.org/manual.php>

Mergili, M., Fischer, J.-T., Krenn, J., & Pudasaini, S. P. (2017). R.avaflow v1, an advanced open-source computational framework for the propagation and interaction of two-phase mass flows. *Geoscientific Model Development*, 10(2), 553-569. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-553-2017>

Mitchell, J. (1976). *Fundamentals of Soil Behavior* (John Wiley).

Nessyahu, H., & Tadmor, E. (1990). Non-oscillatory central differencing for hyperbolic conservation laws. En *Comput. Phys* (pp. 87, 408-463).

Pierson, T. (1986). Flow behavior of channelized debris flows, Mount St. Helens, Washington. En *Hillslope Processes* (A. D. Abrahams, pp. 269-296).

Pierson, T., Janda, R., Thouret, J., & Borrero, C. (1990). Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization flow, and deposition of lahars. *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 41, 17-66.

Pradhan, S., Vishal, V., & Singh, T. (2019). Landslides: Theory, Practice and Modelling. *Advances in Natural and Technological Hazards Research*. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-77377-3>

Pudasaini, S. P. (2012). A general two-phase debris flow model: A GENERAL TWO-PHASE DEBRIS FLOW MODEL. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F3), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JF002186>

Pudasaini, S. P., & Mergili, M. (2019). A Multi-Phase Mass Flow Model. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124(12), 2920-2942. <https://doi.org/10.1029/2019JF005204>

Remaitre, A., Malet, J., & Maquaire, O. (2003). Study of a debris flow event by coupling a geomorphological and rheological investigation, example of the Faucon stream (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Debris flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, 375-385. <https://doi.org/ISBN 978-90-77017-78-4>

Revellino, P., Hungr, O., Guadagno, F., & Evans, S. (2004). Velocity and runout simulation of destructive debris flows and debris avalanches in pyroclastic deposits, Campania region, Italy. *Environ Geol*, 45(3):295-311.

Rickenmann, D. (2005). *Hangmuren und Gefahrenbeurteilung*. Universität für Bodenkultur.

Smith, D. M., Oommen, T., Bowman, L. J., Gierke, J. S., & Vitton, S. J. (2015). Hazard assessment of rainfall-induced landslides: A case study of San Vicente volcano in central El Salvador. *Natural Hazards*, 75(3), 2291-2310. <https://doi.org/10.1007/s11069-014-1422-y>

SNET. (2004). *Ficha técnica del deslizamiento en ladera sur del volcán de San Vicente*. San Salvador, El Salvador, C.A.

Takahashi, T. (1981). Debris flow. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 13, 57-77.

Takahashi, T. (1991). Debris Flow. *Journal of Fluid Mechanics*, 195. <https://doi.org/10.1017/S0022112092230287>

Tobler, S. (2009). *Evaluación rápida de amenazas potenciales y residuales por inundaciones y flujos de detritos en los terrenos previstos para la reubicación en las municipalidades de San Vicente, Verapaz, Tepetitán y Guadalupe, Departamento de San Salvador*. Agencia Suiza para el Desarrollo y la Cooperación (COSUDE).

Varnes, D. (1958). Landslides types and processes. En *Landslides and Engineering Practice* (Eckel E. B., pp. 29, 20-47).

Zelaya, R., Aguilar, A., & Cruz, N. (2016). *Aplicación de fotogrametría aérea en levantamientos topográficos mediante el uso de vehículos aéreos no tripulados*. Universidad de El Salvador.

## APÉNDICES O ANEXOS

### Anexo N°1: Curvas granulométricas volcán de San Vicente.

Datos estimados de curvas granulométricas obtenidas de recopilación bibliográfica de la parte media y alta del volcán de San Vicente. Los datos que a continuación se presentan son una adaptación a los datos que se presentan en las fuentes consultadas pero que, representan de manera muy aproximada los datos reales que se tabularon, puesto que no se lograron obtener los datos reales calculados.

- Tierra Blanca erosionada.

Diámetro (mm)	Sample-1: West Cone	Sample-10: East Cone
0.075	13	10.5
0.148	23	18.2
0.25	39	31.5
0.5	59	51
1.18	74.25	73
2.35	81.5	85.5
4.75	85.8	90
9.5	92	93
12.25	96.8	95.8

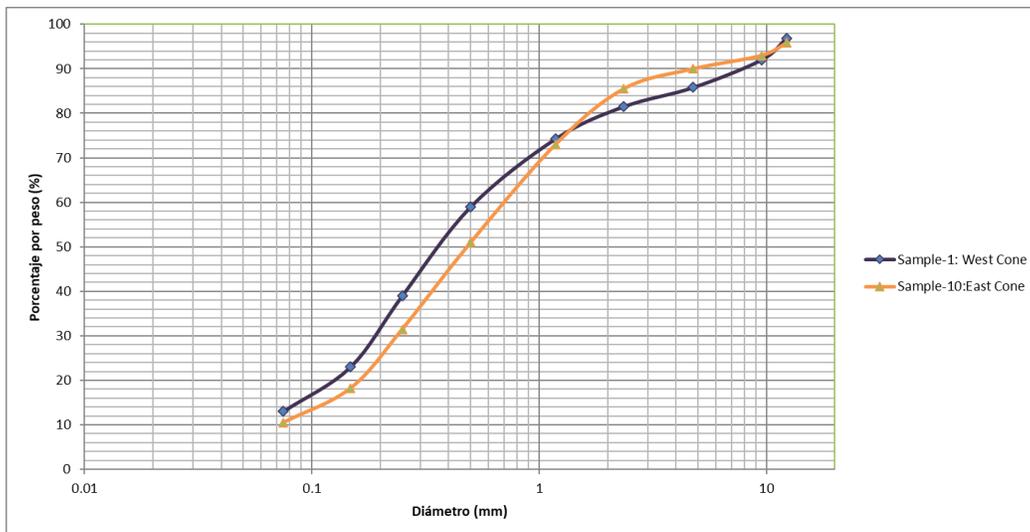


Figura N° 44: Distribución de tamaño de grano de muestras de Tierra Blanca erosionada en volcán de San Vicente. Tomado y adaptado de Smith et al., 2015.

- Tierra Blanca Joven.

Diámetro (mm)	Sample 12: East Cone	Sample 9: West Cone
0.075	15	19
0.15	25.5	28.2
0.25	50	41
0.5	71	57
1.2	91	73
2.4	97	83
4.75	99	88
9.5	100	91
12.5	100	92

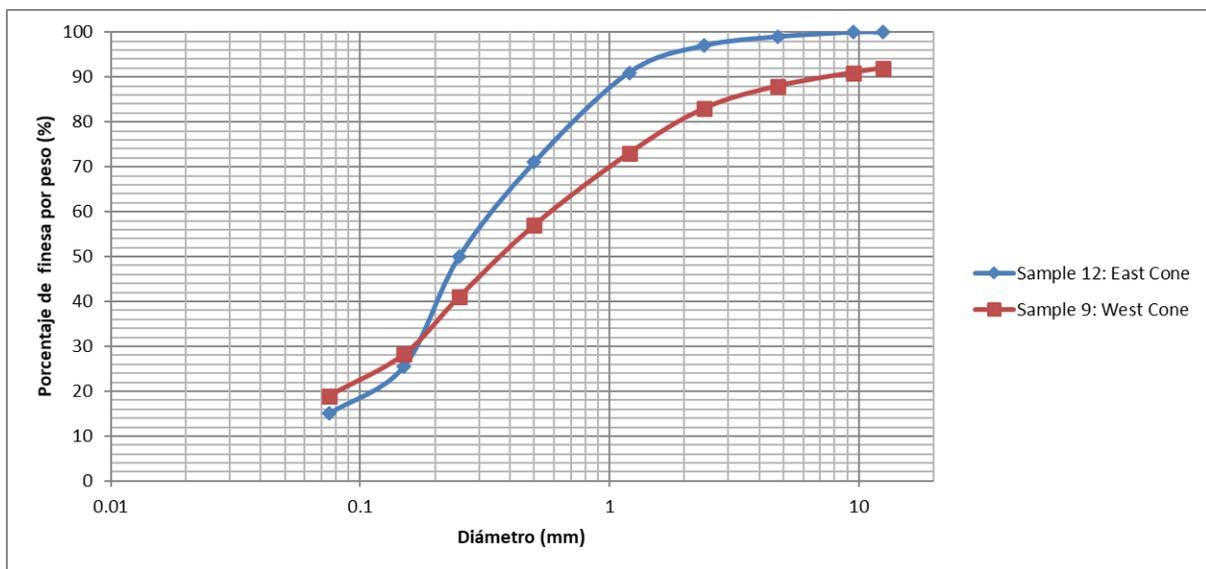


Figura N° 45: Distribución de tamaño de grano de muestras de Tierra Blanca Joven en volcán de San Vicente. Tomado y adaptado de Smith et al., 2015.

- Muestras tomadas sobre quebrada El Derrumbo.

Diámetro (mm)	S 6-9	S 10-11
0.075	2.5	13
0.15	8	31
0.25	19	45.5
0.43	35	57
0.85	58.5	67

1.99	79	75.5
4.68	90	83
9.31	93.5	88.5
18.75	97.5	96

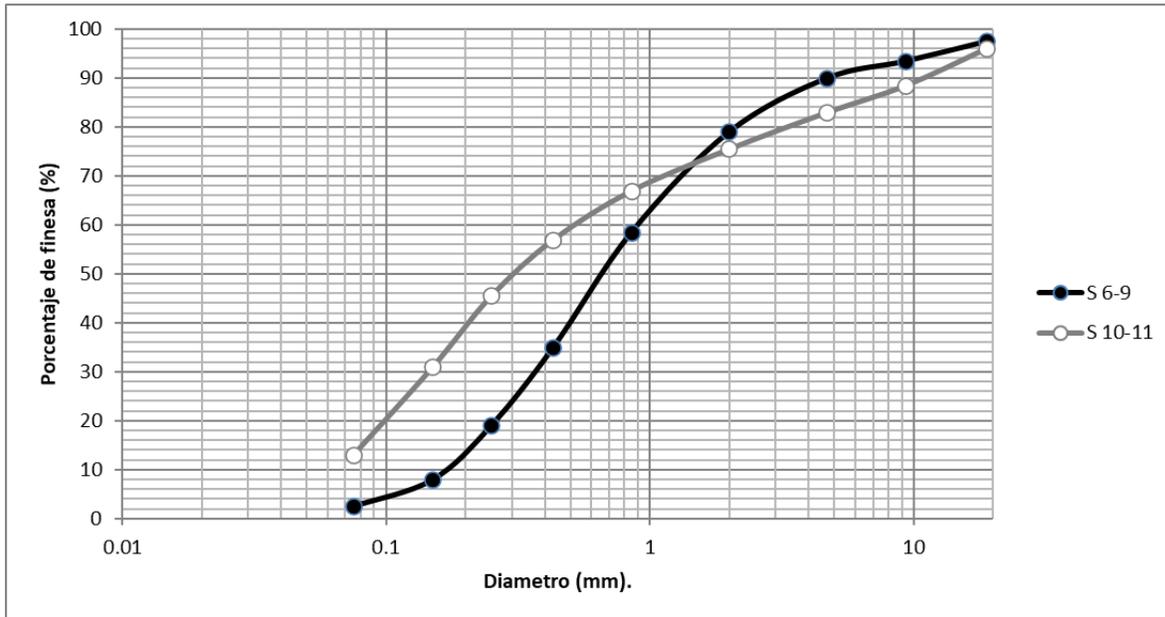


Figura N° 46: Distribución de tamaño de grano de muestras colectadas de depósitos sobre la quebrada “El Derrumbo” en el volcán de San Vicente. Tomado y adaptado de Cepeda, 2009 y Cepeda, (2005).

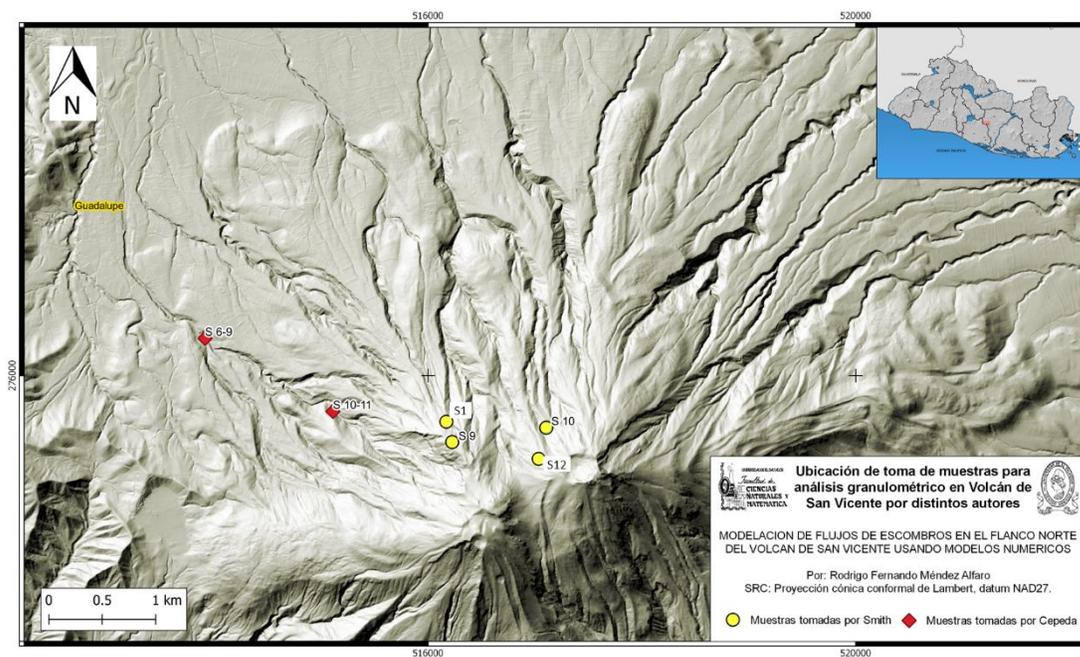
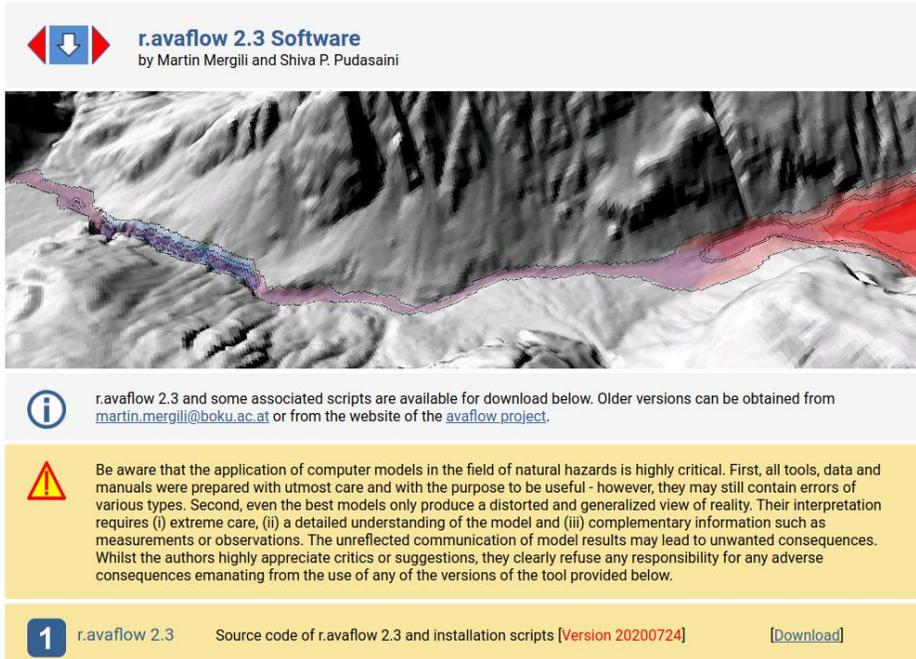


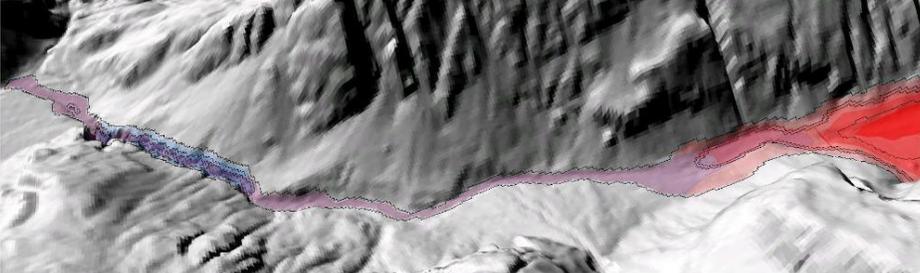
Figura N° 47: Ubicación de muestras granulométricas según autores.

## Anexo N° 2: Instalación de r.avaflow

1. Descargar de [www.avaflow.org/software.php](http://www.avaflow.org/software.php) la carpeta zip que contiene los scripts e instaladores de r.avaflow. Este debe ser realizado desde el sistema operativo de Ubuntu 18.04 LTS.



 **r.avaflow 2.3 Software**  
by Martin Mergili and Shiva P. Pudasaini

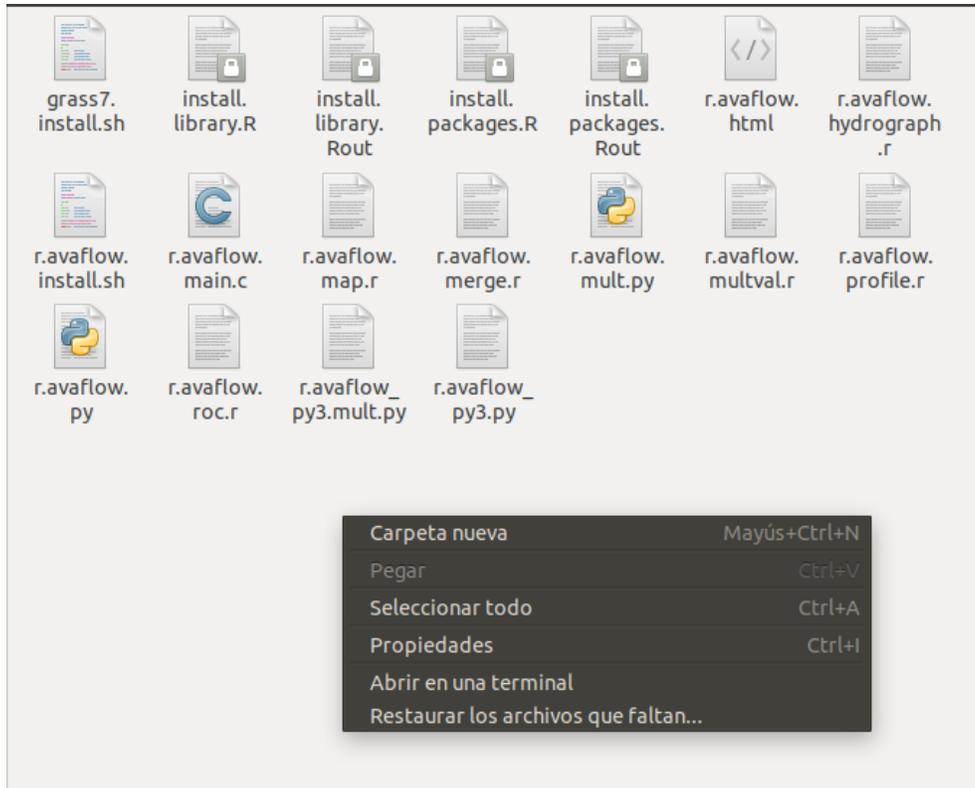


 r.avaflow 2.3 and some associated scripts are available for download below. Older versions can be obtained from [martin.mergili@boku.ac.at](mailto:martin.mergili@boku.ac.at) or from the website of the [avaflow project](http://avaflow.org).

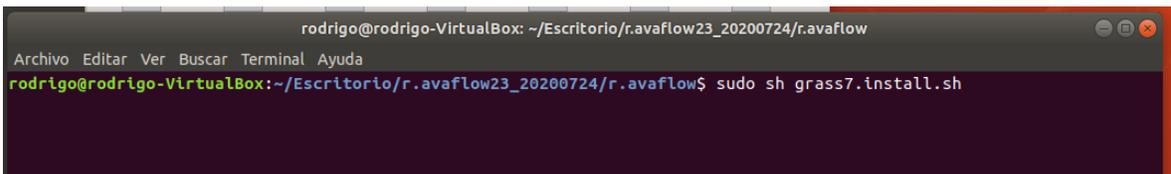
 Be aware that the application of computer models in the field of natural hazards is highly critical. First, all tools, data and manuals were prepared with utmost care and with the purpose to be useful - however, they may still contain errors of various types. Second, even the best models only produce a distorted and generalized view of reality. Their interpretation requires (i) extreme care, (ii) a detailed understanding of the model and (iii) complementary information such as measurements or observations. The unreflected communication of model results may lead to unwanted consequences. Whilst the authors highly appreciate critics or suggestions, they clearly refuse any responsibility for any adverse consequences emanating from the use of any of the versions of the tool provided below.

**1** r.avaflow 2.3    Source code of r.avaflow 2.3 and installation scripts [Version 20200724]    [\[Download\]](#)

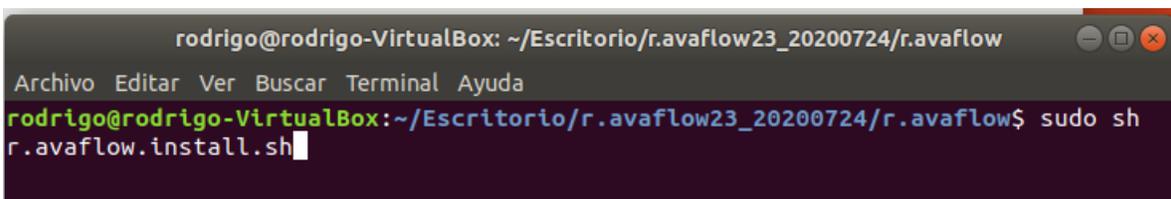
2. Extraer la carpeta zip descargada. Abrir una ventana de terminal dando clic derecho dentro de la carpeta descargada.



3. Usar el comando `sudo sh grass7.install.sh` (esto instalará python3, R y GRASS GIS).



4. Una vez finalizado, ingresar el comando `sudo sh r.avafLOW.install.sh`. y pulsar enter. Se llena la información solicitada especificando qué versión de Python y GRASS GIS se cuenta instalado en el sistema operativo.



5. Una vez terminado el proceso, debe mostrar este mensaje:

```
Installation completed. Please check for possible error messages.  
Press ENTER for exit.
```

6. Así se cuenta ya con GRASS GIS, R y el módulo de ráster r.avafLOW instalado en el sistema operativo.

### Anexo N°3: Código de simulaciones en r.avafLOW de eventos.

#### #Simulación final para ambiente Guadalupe 2009.

```
r.avafLOW -a prefix=guada_4b cores=6 cellsize=10 phases=x elevation=guadalupe_area  
hrelease=guadalupe_origen hdeposit=guadalupe_depositos impactarea=guadalupe_impacto  
density=1632.6 friction=30,2.86,3.3 ambient=-7.0,0.11 controls=0,0,0,0,1,0  
thresholds=1.0,100000,100000,0.01 time=30,3800 profile=guadalupe_recorrido
```

#### # Simulación final para ambiente Verapaz-Tepetitán 2009.

```
r.avafLOW -a prefix=vsvvt_4b2 cores=6 cellsize=10 phases=x  
aoicoords=282302,275080,512600,517856 elevation=vsv2009_areavt hrelease=vsv2009_origenvt  
hdeposit=vsv2009_depositosvt impactarea=vsv2009_impactovt density=1632.6 friction=30,2.86,3.3  
ambient=-7.0,0.11 controls=0,0,0,0,1,0 thresholds=1.0,100000,100000,0.01 time=30,3800  
profile=vsv2009_recorridovt
```

\*Letras en rojo = nombre de escenario.

\*\*Letras en verde = coeficiente de fricción.

\*\*\*Letras en violeta= coeficiente de turbulencia.

#### #Simulación final para escenario de predicción gvt1.

```
r.mapcalc --overwrite "suscep60_origenr = suscep60_origen*3"
```

```
r.mapcalc --overwrite "suscep71_origenr = suscep71_origen*3"
```

```
r.avafLOW -a prefix=prediccion_gvt1 cellsize=10 phases=x  
aoicoords=282612,272687,510335,522245 elevation=prediccion_arealidar  
hrelease=suscep60_origen density=1632.6 friction=30,2.86,3.3 ambient=-7.0,0.11  
controls=0,0,0,0,1,0 thresholds=1.0,100000,100000,0.01 time=30,3800
```

```
#g.region -d
```

**#Simulación final para escenario de predicción gvt2.**

```
r.avaflow      -a      prefix=prediccion_gvt2      cellsize=10      phases=x
aoicoords=281036,274100,510677,517682      elevation=prediccion_arealidar
hrelease=suscep60_origenr      density=1632.6      friction=30,2.86,3.3      ambient=-7.0,0.11
controls=0,0,0,0,1,0 thresholds=1.0,100000,100000,0.01 time=30,3800

g.region -d
```

**#Simulación final para escenario de predicción gvt3.**

```
r.avaflow      -a      prefix=prediccion_gvt3      cellsize=10      phases=x
aoicoords=281036,274100,510677,517682      elevation=prediccion_arealidar
hrelease=suscep71_origen      density=1632.6      friction=30,2.86,3.3      ambient=-7.0,0.11
controls=0,0,0,0,1,0 thresholds=1.0,100000,100000,0.01 time=30,3800

g.region -d
```

**#Simulación final para escenario de predicción gvt4.**

```
r.avaflow      -a      prefix=prediccion_gvt4      cellsize=10      phases=x
aoicoords=282302,275080,512600,517682      elevation=prediccion_arealidar
hrelease=suscep71_origenr      density=1632.6      friction=30,2.86,3.3      ambient=-7.0,0.11
controls=0,0,0,0,1,0 thresholds=1.0,100000,100000,0.01 time=30,3800

g.region -d
```

**Anexo N°4: Descripción de levantamiento de campo y análisis de la información recopilada del evento de 2009:**

	Fotografía	Descripción
Verapaz y quebrada La Quebradona		

a)		<p>De acuerdo a la reconstrucción y análisis de datos a través de sistemas de información geográfico, se determinó que el inicio del flujo se dio alrededor de la cota 1800.</p>
b)		<p>En las zonas de origen de la liberación del flujo, se estiman espesores entre 1.5 y 3 metros y, en sectores muy puntuales de hasta 6 metros, para la quebrada La Quebradona (fotografía de la derecha). A medida el flujo fue descendiendo, fue arrastrando material de las quebradas, entre tierra, detritos y árboles, ensanchando en algunos sectores la quebrada de como originalmente estaba antes del evento.</p>

<p>c)</p>		<p>Después que el flujo recorriera un kilómetro aguas debajo de este puente, a una altitud de 660 msnm, se encontró con un cambio en la topografía del terreno y con ello disminuyó su altura a unos 5 metros. De manera que a una distancia de aproximadamente 1 km de Verapaz, al reducirse la pendiente del terreno, el flujo inicia la descarga de material sólido, depositando rocas, arena y troncos de árboles (MARN, 2010) . Conocido como el punto 29 en la figura 50.</p>
<p>d)</p>		<p>Daños en la ciudad. Casa de la 4° Calle Oriente inundada por lodo y bloques. La medida que se muestra en la foto es de 1 m, por lo que el espesor del material es de 1.20 m, siendo la altura de piso a techo de 2.20 m.</p> <p>La segunda fotografía hace alusión a una ubicación 5 metros al sur del punto 27 de la figura 47. La altura de flujo que este alcanzó fue de 1.6 metros de altura según sus marcas de lodo.</p>



La ubicación de los depósitos de las fotografías es conocida como el punto el criterio 8 de la figura 30 y punto 26 de la figura 47.





e)

Una muestra de los daños generados producto del flujo que llegó al casco urbano de Verapaz. Varias calles inundadas de bloques de gran tamaño rondando los 30 cm hasta en algunos casos de 2 metros, acompañados de arenas y otros materiales arrastrados. Las imágenes corresponden a los puntos 27, 35 y 28 de la figura 47.

e)		<p>Se muestra distribución de materiales en zona de depósito de la quebrada La Quebradona, al costado oeste del casco urbano de Verapaz, donde se aprecia en la parte baja una matriz de arenas y arriba de bloques de dimensiones 30 cm a 1 metro de diámetro y otros muy puntuales de diámetros de 2 a 4 metros.</p>
f)		<p>El flujo entra a meandro, casi llegando a Verapaz y este se sale del cauce llegando al pueblo. Naturalmente el cauce pasa a la orilla del pueblo, en el costado oeste, pero se estima que mucho de los materiales depositados en la quebrada permitieron que paulatinamente el flujo no recorriera por su camino natural y que en algún momento, este desbordó en el meandro y desvió su camino hacia el casco urbano. Parte de los materiales se encontraron bloques de hasta 3m de diámetro. Y el promedio de los espesores del depósito fue de 1 a 1.5 metros.</p>

**Guadalupe y quebradas Las Lajas, El Muerto, El Paniagua y El Manguito.**

g)

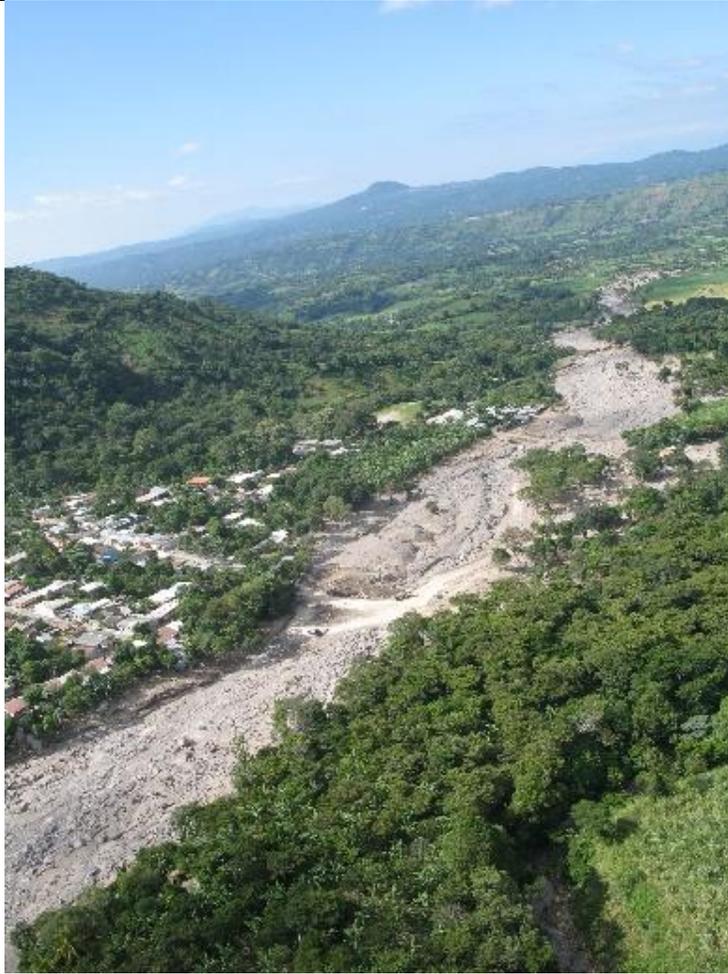


La quebrada Las Lajas y El Paniagua se activaron alrededor de la cota 1900 y 1400 respectivamente. Los espesores rondaron de manera estimada entre los 1.5 y 5 metros y en lugares muy puntuales hasta los 7 metros para la quebrada Las Lajas. En la quebrada El Paniagua los espesores rondaron entre 1 y 2 metros.

h)



A través de la reconstrucción de las imágenes de campo y el álgebra de mapas en un sistema de información geográfico, se estimó un volumen de 577,400 m<sup>3</sup> de liberación que se depositó a lo largo de toda la quebrada que pasa adyacente al casco urbano de Guadalupe. Como se puede apreciar en la fotografía de la izquierda, mucho material fue depositado al costado este, ensanchando la quebrada y destruyendo la calle y puente de acceso que viene de Verapaz a Guadalupe.



En esta zona los espesores depositados rondaron en promedio los 1 a 2 metros, con sectores más puntuales de 3 y 6 metros y se distribuyeron a lo largo de 4 km de quebrada.



i)

Se aprecia un mega bloque de dimensiones 7 (largo) x 5 (ancho) x 4 (alto) metros, depositado en el cauce de la quebrada El Derrumbo, en las cercanías de la ciudad de Guadalupe (MARN, 2010)

j)		<p>Se aprecia como quedó inhabilitado el acceso al casco urbano de Guadalupe debido a los depósitos que destruyeron parte de la infraestructura vial en la zona.</p>
k)		<p>Vista desde la parte alta de la quebrada Las Lajas hacia el cerro El Cimarrón y el depósito que recorrió a un costado de Guadalupe y llegó hasta aguas abajo.</p>
l)		<p>Imágenes de los depósitos que bajaron del sector de las quebradas de Guadalupe. Se aprecian bloques de entre 30 y 1 metro de diámetro. En términos generales se tiene una matriz de arenas en la parte baja del estrato y arriba una capa de detritos. Los espesores en la zona de depósito rondaron los 1 y 2 metros en la cota más baja de la quebrada.</p>

**Tepetitán y quebrada Los Infiernillos.**

m)



En la fotografía se observa la zona de liberación de la quebrada Los Infiernillos, que inició su recorrido en la cota 1820. Se estimaron espesores que rondan los 3 metros en promedio, y en zonas muy puntuales se alcanzan hasta los 6 metros.

n)



Sectores de la quebrada los infiernillos se aprecia su estado posterior al flujo que bajo a través de ella.

o)



El depósito del flujo de escombros está constituido por sedimentos de tamaños variados, desde material fino, hasta bloques de 30 cm a 5 m de largo, restos de troncos y árboles. La parte más fina formada por abundantes arenas con gravas, constituyen la matriz que permitió el transporte de la parte más gruesa compuesta por los bloques de rocas. Además se encuentra importante cantidad de materiales con alteración hidrotermal que fueron transportados desde el sitio de Los Infiernillos de Agua Agria (MARN, 2010).

p)



Los espesores de manera general rondaron entre 1 y 3.5 metros distribuidos gradualmente en forma de abanico aluvial, donde el espesor mayor se tuvo en la cota más alta del depósito.



q)



Todo el material se depositó a lo largo de casi 2 km de longitud y es donde se tiene más información a detalle de los espesores medidos en campo.

**Tepetitan y quebrada El Amate Blanco**

r)



El flujo de escombros que bajó por la quebrada El Amate Blanco, se originó a nivel de la cota 1800 msnm.

s)



Hubo afectaciones en las viviendas ubicadas a la orilla de la quebrada El Amate Blanco.

t)		<p>Inundando parcialmente de material las calles y limitando el acceso y desplazamiento dentro de Tepetitán. Sin embargo, los impactos no fueron tan extremos como los registrados en Verapaz.</p>
u)		<p>En la parte baja, la zona de depósito, se ve la destrucción parcial o total de los cultivos en la zona. También de la interrupción de las calles principales que conectan los municipios de Tepetitán y San Vicente.</p>
v)		<p>El abanico aluvial o zona de depósito, inició aproximadamente en la cota 630 m y se desplazó 1.5 km a partir de este punto, observándose bloques de hasta 4 metros por lado.</p>
<p><i>*Todas las fotografías comprendidas en este anexo y en anexo 5 fueron proporcionadas por la Gerencia de Geología del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales de la República de El Salvador.*</i></p>		

**Anexo N°5: Fotografías georreferenciadas de levantamiento de campo del evento de 2009 en los municipios de Verapaz, Guadalupe y Tepetitán:**

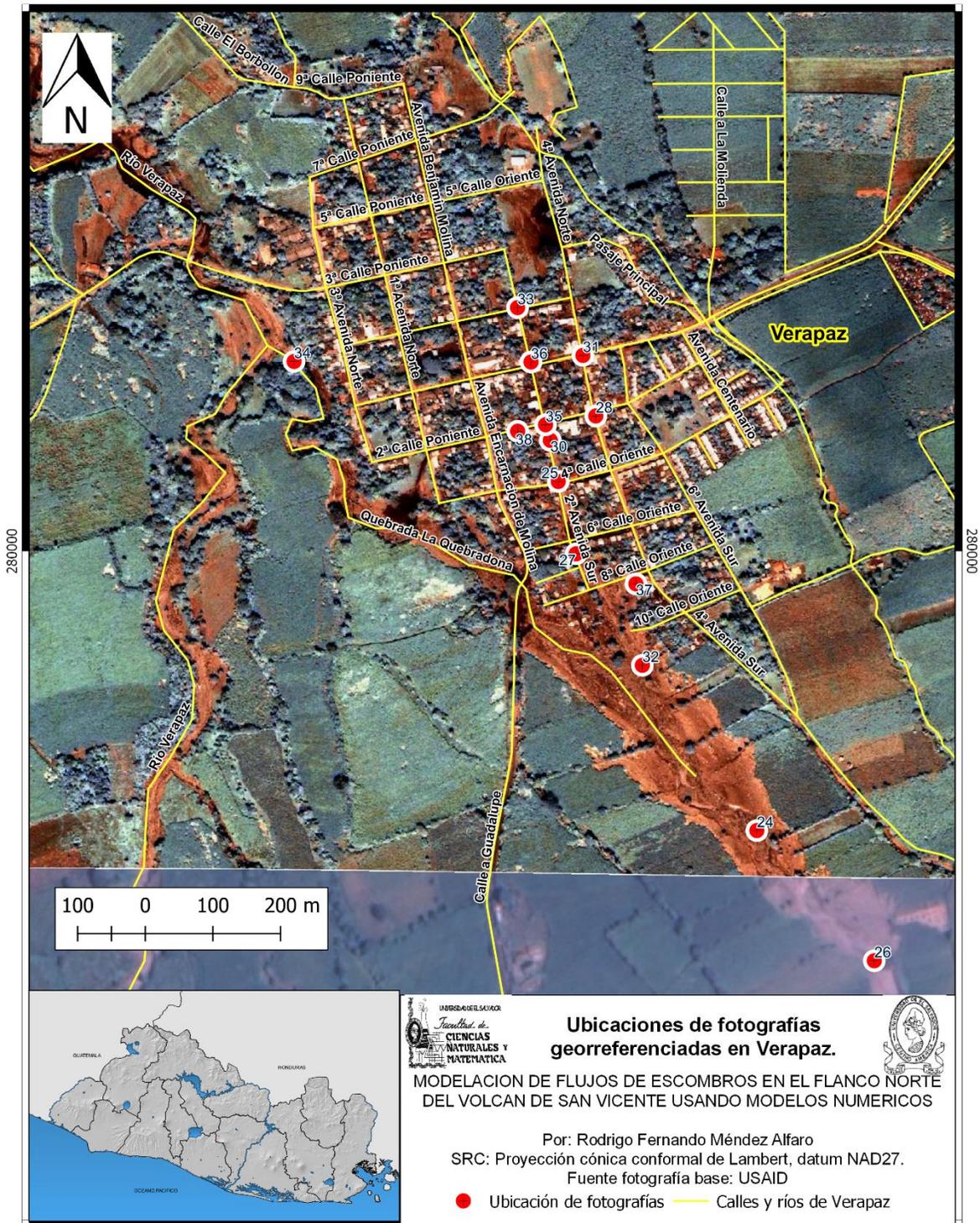


Figura N° 48: Distribución espacial de fotografías de campo georreferenciadas del evento de 2009. Casco urbano de Verapaz y aledaños. Elaboración propia.

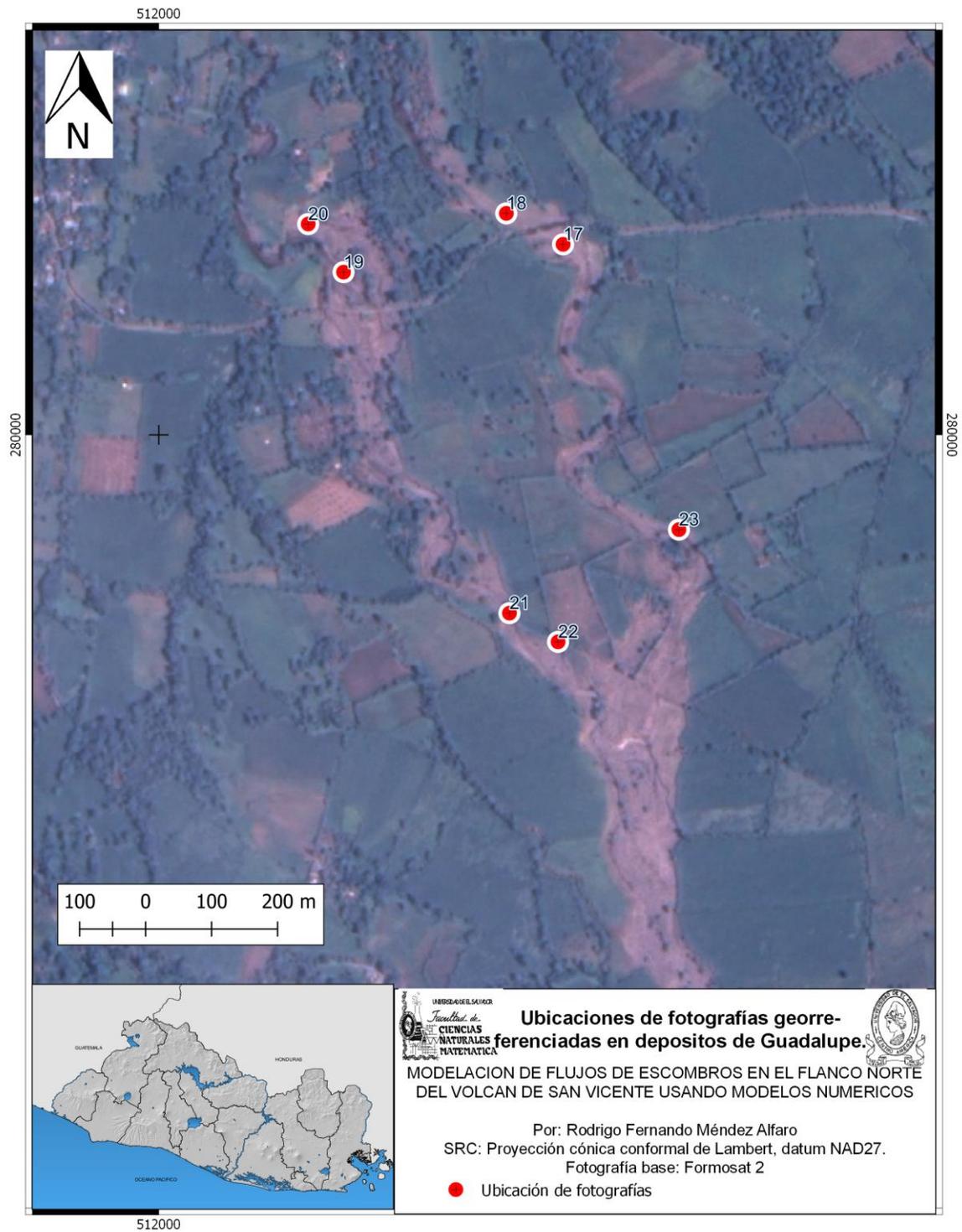


Figura N° 49: Distribución espacial de fotografías de campo georreferenciadas del evento de 2009. Zona de deposición en sector norte de Guadalupe. Elaboración propia.

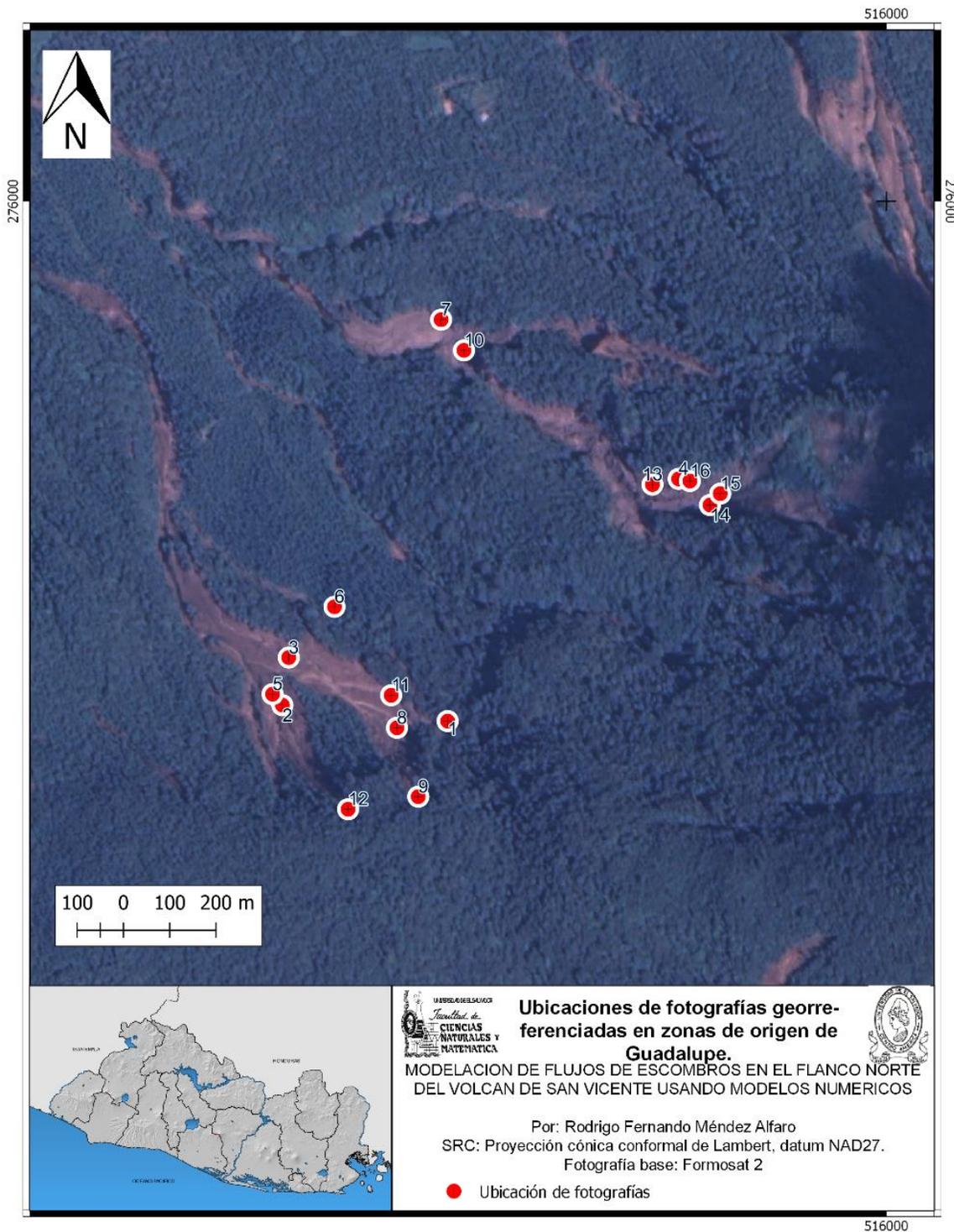


Figura N° 50: Distribución espacial de fotografías de campo georeferenciadas del evento de 2009. Quebradas activadas del sector de Guadalupe. Elaboración propia.

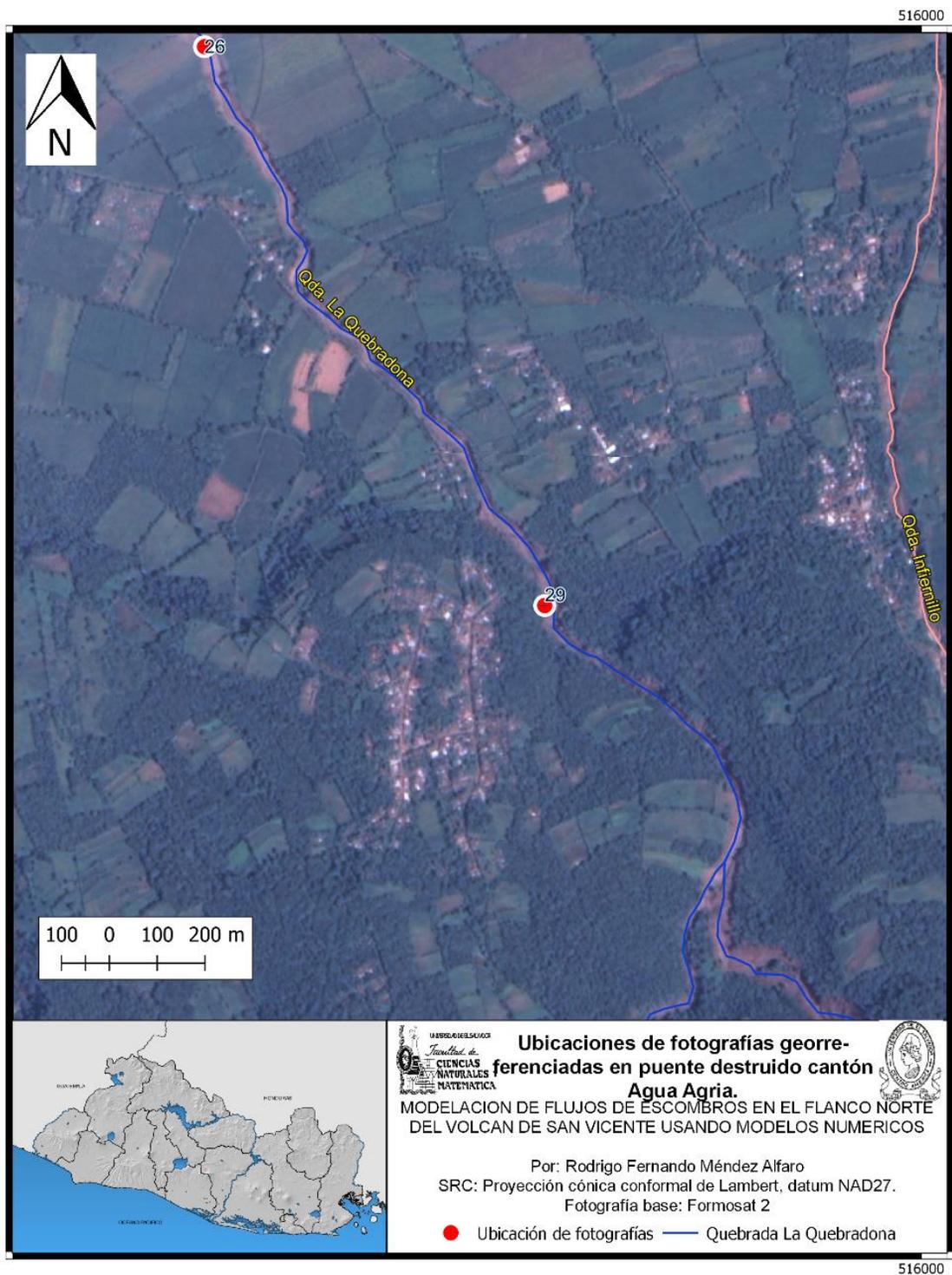
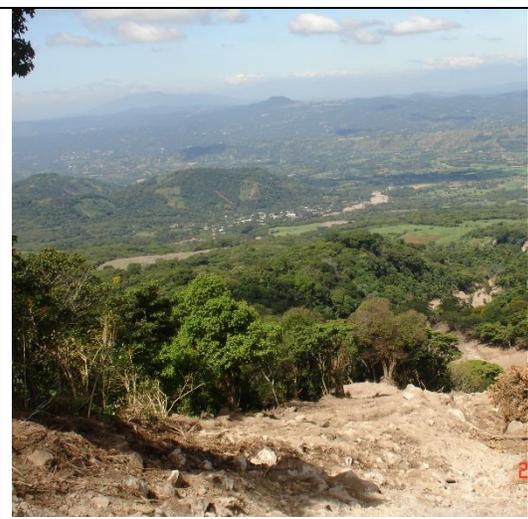


Figura N° 51: Distribución espacial de fotografías de campo georeferenciadas del evento de 2009. Puente destruido en cantón Agua Agria. Elaboración propia.

A continuación, se muestran las fotografías en los puntos georreferenciados según los mapas anteriores que comprenden de las figuras 47-50.

Fotografías referenciadas según figuras 47-50.		
	1	2
		
	3	4
		

	5	6	
	7	8	
	9	10	

	<p>1 1</p>	<p>1 2</p>	
	<p>1 3</p>	<p>1 4</p>	
	<p>1 5</p>	<p>1 6</p>	

	<p>1 7</p>	<p>1 8</p>	
	<p>1 9</p>	<p>2 0</p>	

	<p>2 1</p>	<p>2 2</p>	
	<p>2 3</p>	<p>2 4</p>	

	<p>2 5</p>	<p>2 6</p>	
	<p>2 7</p>	<p>2 8</p>	
	<p>2 9</p>	<p>3 0</p>	

	<p>3 1</p>	<p>3 2</p>	
	<p>3 3</p>	<p>3 4</p>	
	<p>3 5</p>	<p>3 6</p>	



3  
7

3  
8

