



UNIVERSIDAD
NACIONAL
AUTÓNOMA DE
NICARAGUA,
MANAGUA
UNAN-MANAGUA

**Facultad de Ciencias e Ingenierías
Departamento de Tecnología**

***“Simulaciones numéricas de las condiciones iniciales de la erupción de 1971
del volcán Cerro Negro”***

**Tesis Monográfica presentada como requisito final para optar al título de
Ingeniero Geólogo**

Elaborado por: Br. Solieth Maykaling Ramírez Cortéz

Tutor: PhD. José Armando Saballos Pérez

Asesor: MSc. Gema de los Ángeles Velásquez Espinoza

Asesor metodológico: MSc. Karen Acevedo

Managua, julio 2021

DEDICATORIA

A mi hermano Jerry (QEPD), a mis hijos Jordan y Genever.

AGRADECIMIENTOS

Quiero dar gracias infinitas primeramente a **Dios** por haberme dado la fuerza, sabiduría y sobre todo la perseverancia de verme hoy convertida en una profesional. A mi abuelita **María Josefa Pérez Flores** a quien le debo todo lo que soy en la vida, a mi mamá **Cristhian Cortéz** y mi tía **Griselda Cortéz** por su apoyo incondicional y por sus palabras de motivación, confianza y apoyo brindado en cada momento difícil de mi vida.

Agradezco de manera muy especial a mi tutor **PhD. José Armando Saballos Pérez** y a mi asesora **MSc. Gema de los Ángeles Velásquez Espinoza** por sus correcciones, contribuciones y ayuda en la evaluación continua durante el desarrollo de este trabajo.

Al **Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER)**, por darme la oportunidad de llevar a cabo mi trabajo de tesis en sus instalaciones, con la disponibilidad de la información.

Así mismo quiero dar las gracias al equipo técnico y profesional del área de Vulcanología y Sismología del **INETER** por el apoyo brindado durante la elaboración de este trabajo y de manera muy especial a la **Ing. Teresita Olivares** por su apoyo brindado durante la fase de campo, así como por los consejos que me brindo.

Tengo mucho que agradecer a cada uno de los docentes que ayudaron a formar la profesional que soy, especialmente al **Ing. Alberto Luis Pilato (Q.E.P.D)**, **Ing. Mario Chávez (Q.E.P.D)**, **MSc. Gema Velásquez**, **MSc. Horacio Ulloa**, **MSc. Xochilt Zambrana**, **MSc. Lener Sequeira**, **MSc. Angélica Muñoz**. **MSC. Francisco Espinoza**, **Ing. Edmundo Aguirre**, **PhD. Armando Saballos**, a mis compañeros de clase por la amistad y el compañerismo.

Gracias a todas aquellas personas que de una u otra forma hicieron posible que hoy este alcanzando mi meta.



INETER

Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y GEOFÍSICA

Managua 02 de junio, 2021

MSc. Elim Campos Pérez
Director del Departamento de Tecnología
Facultad de Ciencias e Ingeniería
UNAN-Managua

Estimado MSc. Campos,

En un placer dirigirme a usted para comunicarle que en calidad de tutor de la tesis monográfica titulada "**SIMULACIONES NUMERICAS DE LAS CONDICIONES INICIALES DE LA ERUPCION DE 1971 DEL VOLCAN CERRO NEGRO**", elaborada por la Br. Solieth Maykaling Ramírez Cortéz, con numero de carnet **05043199** está lista para que sea revisada por el jurado designado por su departamento.

No dude en contactarme si tiene preguntas al respecto.

Saludos cordiales

Atte.

Dr. José Armando Saballos Pérez
Asesor en Vulcanología
Dirección General de Geología y Geofísica
INETER
8599-3801

RESUMEN

El volcán Cerro Negro es el más joven de Nicaragua, sin embargo, uno de los más activos y, por lo tanto, uno de los más peligrosos. La mayor amenaza de este volcán consiste en la emisión de tefra volcánica sobre los poblados aledaños e inclusive, sobre la ciudad de León, exponiendo a más de 360,000 habitantes.

En el año de 1971, este volcán hizo una erupción clasificada como Estromboliana (según datos del Smithsonian Institution), la cual depositó gran cantidad de ceniza volcánica en varias comunidades y en la misma ciudad de León. Esto hace de suma importancia conocer las condiciones iniciales de las erupciones del volcán Cerro Negro para poder reconstruir erupciones pasadas y también construir nuevos escenarios de peligro y riesgo volcánico.

En la presente tesis monográfica, se realizó trabajo de campo para elaborar isopacas e isopletras del depósito volcánico de la erupción de 1971 del Cerro Negro, datos que posteriormente fueron utilizados para estimar el volumen de la erupción, su índice de explosividad volcánica, y diferentes condiciones iniciales, a partir de simulaciones numéricas.

Los resultados de este estudio permitieron elaborar un mapa de peligro por caída de tefra volcánica del Cerro Negro, el cual es de vital importancia para la gestión del riesgo ante desastres por erupción volcánica, e inclusive la planificación territorial y agrícola.

INDICE

CAPITULO I	1
1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	2
1.1.3 JUSTIFICACIÓN	3
1.1.4 OBJETIVOS	4
1.1.5 Objetivo general	4
1.1.6 Objetivos específicos	4
CAPITULO II	5
2.1 MARCO REFERENCIAL	5
2.1.1 Antecedentes	5
2.1.2 Localización y generalidades del área de estudio	7
2.1.3 Ubicación	7
2.1.4 Vías de acceso	8
2.1.5 Clima	9
2.1.6 Relieve	9
2.2 Marco teórico	11
2.2.1 Simulaciones numéricas	11
2.2.2 Definición	11
2.2.3 Tipos de depósitos de piroclastos	11
2.2.4 Características de los depósitos	11
2.2.5 Depósitos piroclásticos de caída	11
2.2.6 Depósitos de coladas piroclásticas	12
2.2.7 Depósitos de oleadas piroclásticas	12
2.2.8 Mecanismos eruptivos	12
2.2.9 Peligros volcánicos	14
2.2.10 Amenaza por caída de tefra	15
2.3 Geología local	15
2.3.1 Geología del volcán Cerro Negro	15
2.3.2 Geología estructural	17
2.3.4 Sistema de fallas	17
2.3.5 Flujos de lavas	18

2.4.1 Tectónica de América Central.....	22
2.4.2 Geología de Nicaragua.....	23
2.4.3 Tectónica de Nicaragua.....	26
2.4.4 Vulcanismo Cuaternario en Nicaragua.....	27
2.5 HIPÓTESIS.....	30
CAPITULO III.....	31
3.1 DISEÑO METODOLOGICO.....	31
3.1.1 Tipo de estudio.....	31
3.1.2 Área de estudio.....	31
3.1.3 Universo y muestra.....	31
3.1.4 Métodos, técnicas e instrumentos de recolección de datos.....	33
3.1.5 Etapa de gabinete.....	33
3.1.6 Fotointerpretación.....	33
3.1.7 Etapa de campo.....	33
3.1.8 Datos de campo.....	34
3.1.9 Excavaciones en el área.....	36
3.2 Plan de análisis y procesamiento de datos e información.....	37
3.2.1 Elaboración de mapas.....	37
3.2.2 Procesamiento e interpretación de los datos.....	39
3.3 Fundamentos teóricos.....	41
3.3.1 Volumen de los depósitos de caída por métodos matemáticos.....	41
3.3.2 Clasificación de los depósitos de caída de tefra por isopacas e isopletas.....	44
3.2.3 Estimación de parámetros eruptivos por inversión numérica.....	45
CAPITULO IV.....	47
4.1 ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	47
4.1.1 Parámetros eruptivos iniciales de 1971 del volcán Cerro Negro.....	47
4.1.2 Volumen y VEI de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro.....	47
4.1.3 Clasificación de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro.....	51
4.1.4 Índice de Explosividad Volcánica (VEI) del volcán Cerro Negro.....	52
4.1.5 Amenaza por caída de tefra.....	53
4.2.1 Parámetros de entrada que se modificaron para correr el programa MCMC. ...	54

4.2.2 Resultados obtenidos de los parámetros eruptivos iniciales (PEI) de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro por medio de la inversión del depósito de tefra, método MCMC	55
CAPÍTULO V.	58
5.1 CONCLUSIONES	58
5.2 RECOMENDACIONES	59
5.3 BIBLIOGRAFÍA	60
ANEXOS	63
INDICE DE FIGURAS	64
Figura 20. Columna estratigráfica	64
Figura 21. Mapa de isopacas de los puntos recolectados en campo.	65
Figura 22. Mapa de isopleas de los puntos recolectados en campo.	66
INDICE DE FOTOGRAFIAS	67
Fotografía 1. Calicata	67
Fotografía 2. Calicata	68
Fotografía 3. Calicata	69
Fotografía 4. Calicata	70
Fotografía 5. Calicata	71
Fotografía 6. Calicata	72
Fotografía 7. Muestra de mano	73
Fotografía 8. Calicata	73
Fotografía 9. Cristal de plagioclasa	74
Fotografía 10. Calicata	74
Fotografía 11. Muestra de mano	75
Fotografía 12. Calicata	76

INDICE DE FIGURAS

Figura 1- Mapa de Vías de vías de acceso.....	8
Figura 2- Mapa de Ubicación del area de estudio.....	10
Figura 3- Imagen comparativa entre explosividad relativa y altura de la erupcion reultante de las erupciones magmaticas	13
Figura 4- Mapa de flujos de lava.....	20
Figura 5- Mapa de fallas en el área	21
Figura 6- Mapa Tectónico de América Central y del Caribe.....	23
Figura 7- Mapa de las regiones geomorfológicas de Nicaragua	26
Figura 8- Mapa de la cadena volcanica de Nicaragua	29
Figura 9- Equipo de campo	34
Figura 10- Mapa de puntos recolectados en campo	38
Figura 11- Muestra de grilla representativa de la dispersión de tefra alrededor del volcán en las simulaciones deTefra2	40
Figura 12- Esquema de clasificación de erupción volcánica según Pyle.....	45
Figura 13- Espesor de las isopacas versus la raíz cuadrada de cada isopaca derivadas de los datos de campo para la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro	47
Figura 14- Comparación de los datos de campo con las predicciones de los 3 citados métodos.....	48
Figura 15- Estimación del volumen del pósito de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro mediante los 3 citados métodos.....	49
Figura 16- Índice de explosividad volcánica establecida a partir del volumen eruptivo	50
Figura 17- Clasificación de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro siguiendo el modelo de Pyle (1989) a partir de los parámetros b_t y b_c	51
Figura 18. Scripts utilizados para la inversión numérica en el programa MCMC.....	54
Figura 19- Mapa de amenaza por caída de tefra volcánica de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro.....	56

INDICE DE TABLAS

Tabla 1- Coordenadas del sitio, Unidades UTM Datu WGS84, zona 16.....	7
Tabla 2- Peligros volcánicos (Basada en Ortiz y Araña, 1996)	15
Tabla 3- Matriz de operacionalización de variables.....	32
Tabla 4- Puntos recolectados en campo.....	35
Tabla 5- Resultados de los volúmenes y el VEI estimado por los 3 métodos distintos.....	50
Tabla 6- Superficie y porcentaje de los grados de daños de las áreas afectadas (Erupción 1971).....	53
Tabla 7- Resultados de la inversión de las condiciones iniciales de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro, método MCMC.....	55



CAPITULO I.

1.1 INTRODUCCIÓN

El volcán Cerro Negro ubicado en el Departamento de León, desde su nacimiento en 1850 ha registrado 23 erupciones volcánicas (Smithsonian Institution) causando millonarias pérdidas económicas en el departamento de León y mucho temor en la población.

Entre las erupciones que ha presentado según datos históricos (Connor et al., 2001; Hill et al., 1998) podemos encontrar la de 1947, 1968, 1971, 1992 y 1995 las cuales se caracterizaron por expulsión de tefra volcánica (arena gruesa y ceniza) sobre la ciudad de León.

Desde su última actividad eruptiva en 1999, el Cerro Negro solamente ha presentado una crisis sísmica importante en el año 2004 (INETER, 2004), sin una erupción. La vigilancia que mantiene el Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER), sobre este volcán es permanente 24/7 para dar un aviso oportuno en caso que vuelva a entrar en actividad eruptiva, ya que las características de este volcán, es que presenta actividad premonitoria pocas horas antes de hacer erupción (INETER, 1999) lo que se convierte en un reto para dar avisos oportunos a la población ante una erupción en este volcán.

Este trabajo de tesis tiene como objetivo realizar simulaciones numéricas para determinar cuáles fueron las condiciones iniciales de la erupción de 1971 del Volcán Cerro Negro la cual ha sido una de las erupciones más grandes que este volcán ha presentado expulsando enormes cantidades de tefra (McKnighth y Williams, 1997; Hill et al., 1998) y es una de la menos datada, por lo cual es de suma relevancia actualizar los mapas de amenaza para determinar el peligro que representa en la actualidad para la población circundante por medio de los mapas de isopacas resultante de los datos recolectados en campo y las simulaciones generadas.



1.1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Aunque en la actualidad se han realizado una cantidad considerable de estudios científicos en el complejo volcánico Las Pilas – El Hoyo, dentro del cual se encuentra el volcán Cerro Negro, no existe un estudio a detalle de la amenaza por caída de tefra de la erupción de 1971 de este volcán, la cual ha sido una de las más violentas que ha experimentado y por ende de mucha relevancia desde el punto de vista del planteamiento de escenarios de peligros por erupción volcánica.

Los volcanes crean numerosos peligros que plantean un riesgo para la población, al ser la ceniza volcánica un material liviano puede ser transportado a grandes distancias por el viento por lo cual representa una amenaza en áreas más extensas (distancias de varias decenas de kilómetros del volcán) que la tefra más grande como lo son bloques y bombas volcánicas, comúnmente limitadas a pocos kilómetros del volcán (Macedonio, G. y Costa, A., 2012).

Este trabajo está enfocado en dar respuesta a la siguiente interrogante

¿Cómo afectaría en la actualidad una erupción de igual magnitud a la de 1971 del volcán Cerro Negro a la población aledaña?



1.1.3 JUSTIFICACIÓN

En las últimas tres décadas, la modelación física de los procesos volcánicos ha cobrado relevancia como una metodología para simular los efectos de una erupción y de esta forma comprender sus posibles impactos tanto en el ambiente como en la calidad de vida de la población que vive en los alrededores, de esta manera se han hecho grandes avances en el campo de la vulcanología, en especial en el área de simulaciones.

Las simulaciones de las condiciones iniciales de una erupción pueden brindar valiosa información de cómo se desencadenó la erupción volcánica en cuestión y mediante las observaciones de los depósitos en campo, se pueden ver cuáles fueron sus consecuencias. Esto dará las herramientas necesarias para poder plantear escenarios probabilísticos futuros de erupciones volcánicas de mayor peligro que podrían causar pérdidas de vidas humanas, cultivos e infraestructuras y por ende un impacto económico severo.

La posibilidad de aplicar la simulación computacional en la predicción del comportamiento de eventos naturales potencialmente desastrosos, la convierte en un instrumento versátil para la elaboración de mapas de amenaza.



1.1.4 OBJETIVOS

1.1.5 Objetivo general

Simular las condiciones iniciales de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro.

1.1.6 Objetivos específicos

1. Mapear el depósito de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro para la actualización de los mapas de amenaza.
2. Estimar el volumen eruptivo a partir de las isopacas mapeadas en campo de la erupción de 1971.
3. Elaborar un mapa de amenaza por caídas de tefra resultante de las simulaciones.



CAPITULO II

2.1 MARCO REFERENCIAL

2.1.1 Antecedentes

Los antecedentes relacionados a esta tesis serán descritos en esta sección, los cuales se refieren a estudios investigativos y descriptivos llevados a cabo en su mayoría por investigadores extranjeros en conjunto con el Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER), y fueron utilizados como guía, comparación y confirmación para realizar las visitas de campo de la presente tesis.

Venugopal et al., (2016). En este estudio se recogieron inclusiones de fusión de varias muestras de tefra para determinar si existe una conexión entre la cámara magmática del Cerro Negro y El Hoyo para así delinear las características de este enlace. Las composiciones elementales principales, volátiles que se trazan revelaron un continuo geoquímico distinto con Cerro Negro definiéndolo como el miembro final primitivo y El Hoyo representando al miembro final evolucionado.

Lucic et al., (2014) presentaron una caracterización exhaustiva de la desgasificación del volcán Cerro Negro durante un período de 4 años con el objetivo de mejorar la comprensión de la red del desplazamiento del magma y su relación con la tectónica regional. Se recogieron un total de 124 muestras individuales de gas del suelo entre 2010 y 2013 y se analizaron para detectar isótopos de carbono estables ($\delta^{13}\text{C}$) a partir de CO_2 . Se tomaron muestras de fumarolas de alta temperatura para el análisis de isótopos $\delta^{18}\text{O}$, δD y $^3\text{He}/^4\text{He}$, y se mapearon las principales zonas de desgasificación utilizando mediciones de flujo de CO_2 en el suelo.

Byrne et al., (2007) presentaron un estudio que incorpora vientos de un modelo atmosférico de alta resolución para predecir los ejes principales de dispersión y deposición de tefra. Los vientos producidos por el modelo de meso escala (MM5) de la Universidad Estatal de Pensilvania – Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCAR) de quinta generación se aplicaron a la erupción de 1995 del Cerro Negro este modelo fue elegido deliberadamente porque permite aislar el efecto del campo del viento en la lluvia de tefra de los efectos de los otros procesos,



como la convección en la pluma volcánica ascendente, que también influyen en el transporte de tefra.

Saballos., (2002) elaboró en su tesis monográfica “Estudios de geofísica y deformaciones a raíz de la erupción del volcán Cerro Negro” llevando a cabo un levantamiento geofísico comprendiendo métodos magnéticos, auto potencial, electromagnético (EM31), así como otros afines con el objetivo de dar una explicación a la aparición de las fracturas y del vapor de agua, también se inició el estudio de la deformación del suelo con la utilización del sistema de posicionamiento global (GPS) en estaciones en torno al volcán.

Hill et al., (1998) elaboraron un modelo convectivo-dispersivo de Suzuki (1983), este modelo se utiliza con datos detallados de erupciones anteriores de Cerro Negro en una evaluación de riesgo de caída de tefra con el objetivo de pronosticar erupciones sin actividad precursora para el volcán Cerro Negro donde hay datos suficientes para respaldar la suposición de un mecanismo de predicción de futuras erupciones.

Connor et al., (1996) elaboraron un monitoreo de radón en 29 estaciones utilizando detectores de radón de teflón cargados electrostáticamente distribuidos al norte y sureste del volcán. La observación de este pulso de radón muestra que grandes cambios en la concentración de radón en el suelo pueden ocurrir simultáneamente en estaciones ampliamente separadas en respuesta incluso a intrusiones de volumen relativamente pequeño y erupciones volcánicas. El muestreo frecuente de radón en múltiples estaciones proporciona una idea de la magnitud, las escalas de tiempo y el área afectada por el transporte de gas convectivo durante las erupciones volcánicas.

Walker et al., (1986) elaboraron un muestreo de lavas producidas durante 5 erupciones importantes del Cerro Negro desde 1923 hasta 1971, encontrando que los flujos identificados muestran una importante falta de homogeneidad intra-lava.



2.1.2 Localización y generalidades del área de estudio

2.1.3 Ubicación

La reserva natural Complejo volcánico Cerro Negro-Pilas-El Hoyo se encuentra localizada a 25 km aproximadamente al este de la ciudad de León con coordenadas 1382601 N y 532237 E. Fue declarada área protegida a través del Decreto 13-20, publicado en el diario oficial La Gaceta No. 213 el 8 de septiembre de 1983.

Su extensión es de 11,569 hectáreas y está conformada por varios edificios volcánicos que comparten la misma base; siendo el más destacado el volcán Las Pilas, con su cráter activo El Hoyo de 1089 m hacia el oeste, del mismo se levanta el Cerro Negro con 726 m de altura, el volcán más joven y activo del país (*Ver Figura 2. Mapa de ubicación del sitio de estudio*).

El Cerro Negro es un cono de ceniza que forma parte del arco volcánico de América Central, que se forma como resultado de la placa de Cocos en subducción bajo la placa del Caribe. Es el mayor y más meridional de cuatro conos de escorias que se han formado a lo largo de una línea de tendencia noroeste-sureste en la Cordillera de los Maribios.

Tabla 1. Coordenadas del sitio. Unidades UTM Datum WGS84, Zona 16

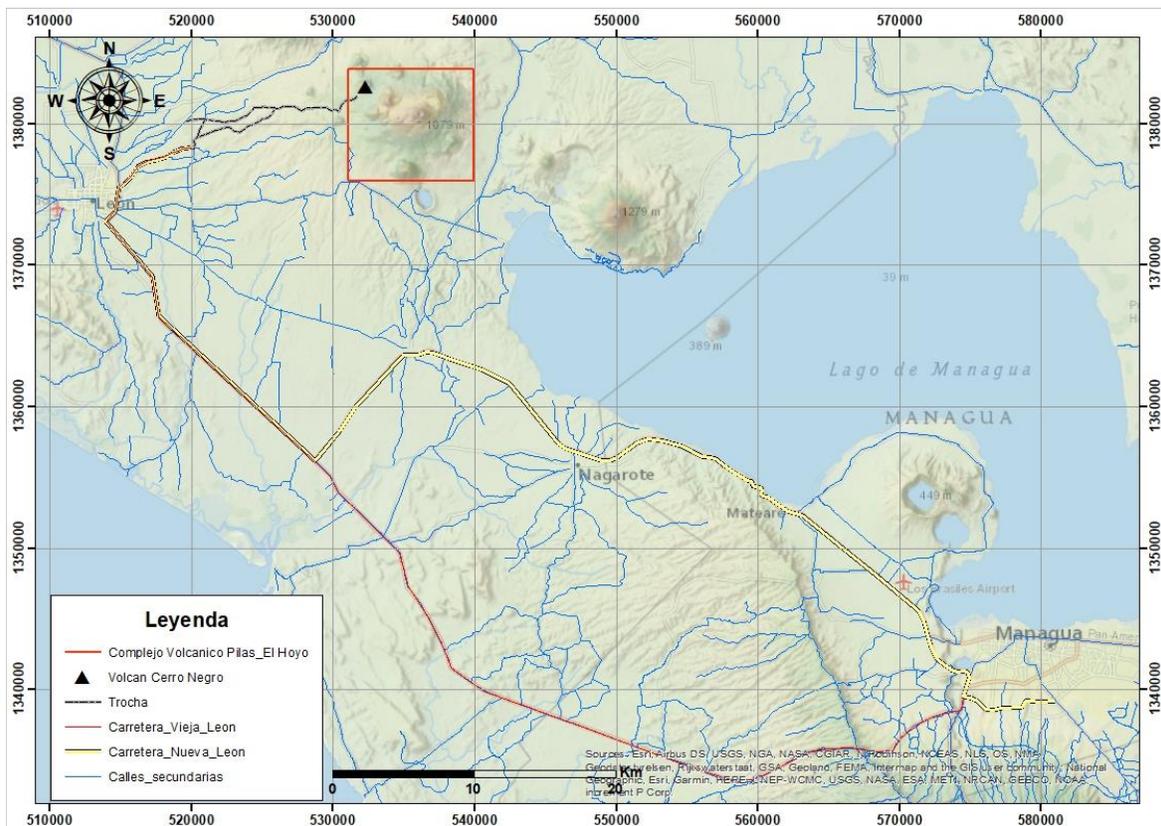
Vértices del Área	Coordenadas E	Coordenadas N
1	523976	1377303
2	531314	1384466
3	533403	1383245
4	521273	1378870

2.1.4 Vías de acceso

Para llegar al sitio se debe tomar el trecho de la carretera Panamericana norte que va de Managua hacia el Guasaule, y a solo un par de kilómetros de León se encuentra un rótulo que indica la dirección hacia la comunidad rural de Lechecuagos, y también hacia el volcán (vianica.com, 2020).

Aunque está a sólo 25 km de León, no es posible llegar al Cerro Negro en transporte público, ya que la mayor parte del camino está sin pavimentar. Por la misma razón, es preferible un carro doble tracción para prevenir quedarse atrapado en el arenoso trayecto, además es recomendable contratar un guía local. Algunos tours operadores en León pueden ofrecerle un servicio más completo (vianica.com, 2020), (Ver Figura 1).

Figura1. Mapa de Vías de vías de acceso. Fuente: Google Earth (2020).





2.1.5 Clima

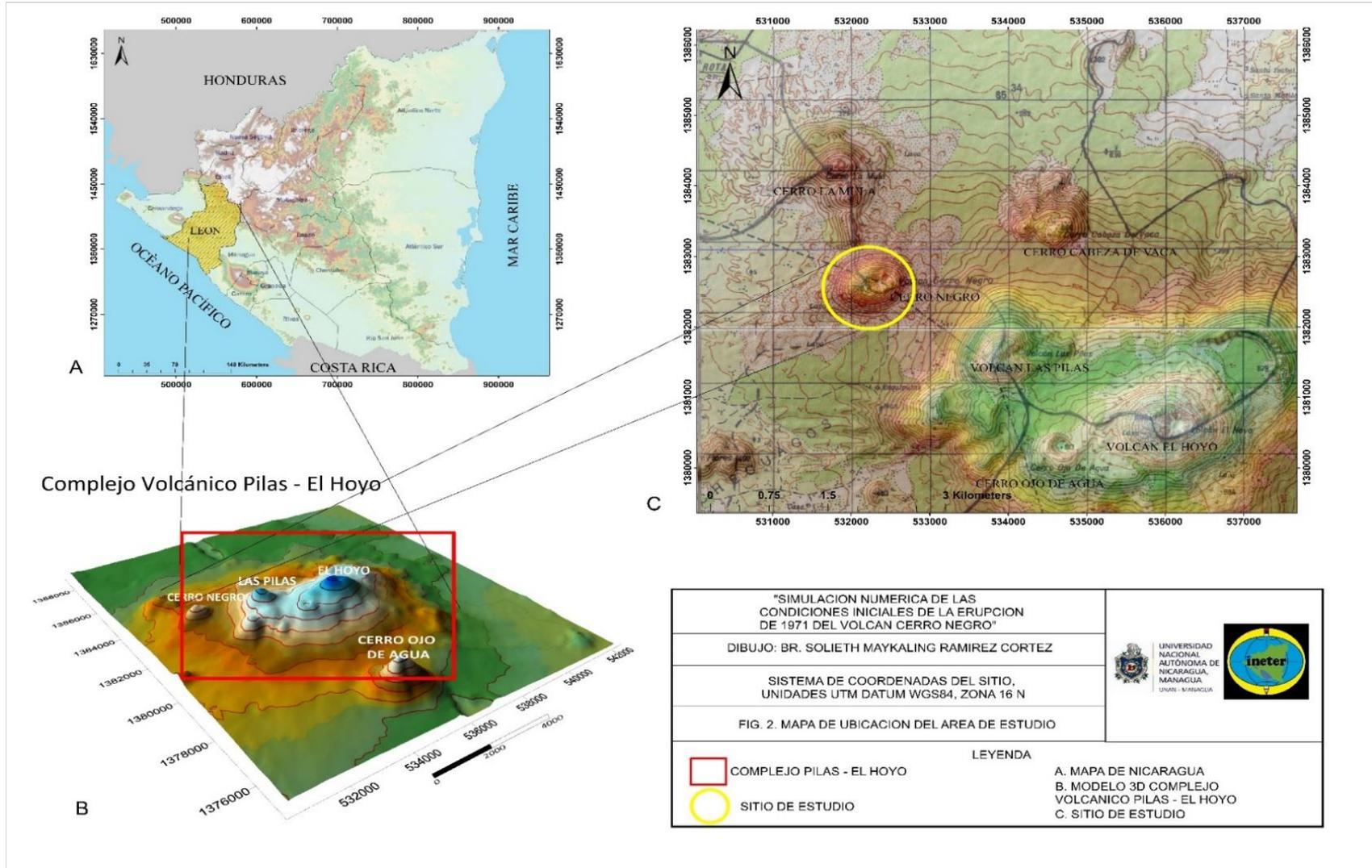
La precipitación pluvial anual promedio entre los 1,300 y 1,000 mm³ y se concentra durante la estación lluviosa, entre los meses de mayo y octubre.

La temperatura anual en la base de los volcanes es de unos 28^o Centígrados y disminuye aproximadamente en un grado por cada 150 metros de elevación. Sin embargo, la extensiva tasa de deforestación en las llanuras subyacentes, en décadas pasadas ha afectado el microclima a tal grado que las variaciones tanto de precipitación como de temperatura varían notablemente de un año al siguiente según el rigor de la estación correspondiente (INETER, 2020)

2.1.6 Relieve

La zona se caracteriza por una morfología, bien diferenciada, de moderada altura a ligeramente plana, con cerros de suaves pendientes de origen volcánico, cuya edad geológica corresponde al Cuaternario. Los suelos alrededor del complejo volcánico están formados por la superposición de piroclastos de textura arenosa, especialmente al occidente del Cerro Negro, donde los depósitos han cubierto la topografía formando espesas dunas y donde actualmente resurge una vegetación adaptada a estas condiciones especiales (F. P. E. D., 1999).

Figura 2- Mapa de ubicación del área de estudio. Fuente (Dibujo propio)





2.2 Marco teórico

2.2.1 Simulaciones numéricas

2.2.2 Definición

Los modelos matemáticos de los procesos naturales son una representación parcial de la realidad. Se trata de abstracciones que reproducen algunas características de la realidad de manera selectiva. Los modelos conceptuales creados a partir del conocimiento de la física del problema pueden ser traducidos en conjuntos de ecuaciones matemáticas, secuencias de reglas explícitas que convierten entradas numéricas en salidas numéricas, con un propósito específico (Dingman, 2008).

La simulación computacional corresponde a la implementación de un modelo matemático que describe la dinámica esencial del comportamiento de un sistema de interés. Su utilidad fundamental está en la posibilidad de diseñar y realizar experimentos computacionales con el modelo y extraer conclusiones relevantes, a partir de sus resultados. Una simulación permite examinar el comportamiento del sistema en casos en los que resulta imposible o poco práctico ejecutar el experimento en la realidad.

La simulación computacional inicia por determinar tres elementos base: un conjunto de escenarios de utilidad, un conjunto de distribuciones de probabilidad para las variables de interés descritas por observaciones y un conjunto de condiciones iniciales (Karniadakis, 2003).

2.2.3 Tipos de depósitos de piroclastos

1. Depósitos piroclásticos de caída.
2. Depósitos de coladas piroclásticas.
3. Depósitos de oleadas piroclásticas.

2.2.4 Características de los depósitos

2.2.5 Depósitos piroclásticos de caída

Los piroclastos de caída son fragmentos expulsados al aire por un centro eruptivo y que, o bien se depositan siguiendo trayectorias balísticas, o bien son transportados



por las columnas eruptivas y el viento, hasta depositarse como una lluvia de material volcánico.

Se clasifican en función de su tamaño en: cenizas, lapilli y bombas o bloques

2.2.6 Depósitos de coladas piroclásticas

Las coladas piroclásticas son flujos densos (de alta concentración de partículas) y calientes originados en una erupción volcánica y constituidos esencialmente por gases, cenizas volcánicas, pómez y fragmentos de rocas o de cristales. Son rasantes y se desplazan a gran velocidad por la ladera de un volcán, tendiendo a acumularse en las zonas más bajas del mismo. Dan lugar a depósitos con muy escasa selección, formados por fragmentos de diferente naturaleza, englobados en la ceniza volcánica. Según el tipo de fragmentos se habla de coladas piroclásticas de ceniza, de pómez y ceniza o de boques y cenizas.

2.2.7 Depósitos de oleadas piroclásticas

Las oleadas piroclásticas son flujos de alta velocidad diluidos y turbulentos que se forman en ocasiones asociados a coladas piroclásticas y generalmente en erupciones hidromágmatas. Sus depósitos se identifican por la gran cantidad de fragmentos accidentales, por una pseudo estratificación cruzada o planar y/o por la presencia de huellas de impacto ocasionadas por las bombas que caen, siguiendo trayectorias balísticas, sobre los depósitos blandos de la oleada piroclástica.

2.2.8 Mecanismos eruptivos

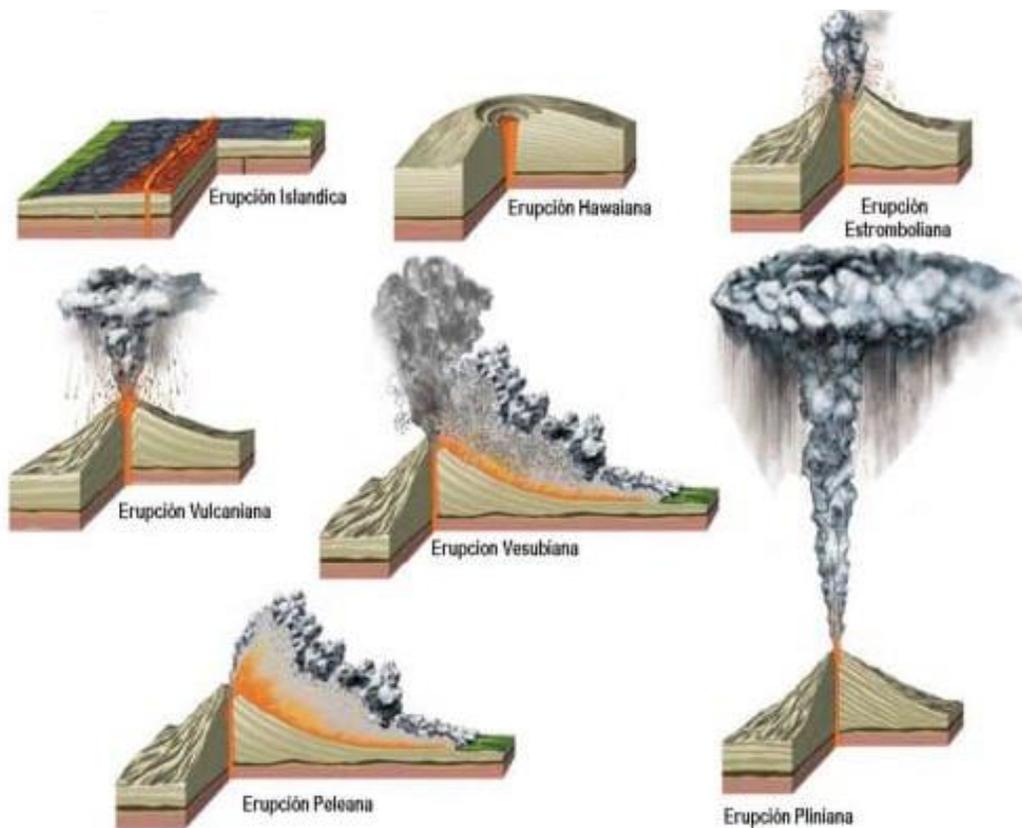
En el marco de los estudios de peligrosidad volcánica, a la hora de determinar cómo será una erupción futura pueden definirse tres niveles (Gómez, 1997)

1. Tipo de erupción: este primer nivel consiste en determinar si la erupción que tendrá a lugar será de tipo efusivo o explosivo (estrombolianas, subplinianas, pliniana, freatomagmáticas...etc.). También es preciso estimar la probabilidad de formación de flujos piroclásticos.
2. Características de la erupción: se entienden estas como los parámetros básicos que caracterizan la erupción tales como volumen total de material emitido y ritmo de emisión; en erupciones efusivas: viscosidad, cizalla umbral

y temperatura de la lava; en erupciones explosivas: altura máxima alcanzada por la columna eruptiva, distribución de tamaño de la tefra y densidad de las mismas, distribución vertical de masa a lo largo de la columna.

3. Desarrollo de la erupción: este punto consiste en determinar cómo se distribuyen los productos de la erupción, en el caso de una erupción efusiva, por donde y con qué velocidad avanzaran las coladas y cuál será el área alcanzada, o, en el caso de erupciones plinianas, determinar en qué dirección y con qué ritmo se expandirá la pluma volcánica y cuál será el espesor de los depósitos de cenizas en las zonas circundantes (*ver figura 3*).

Figura 3. Imagen comparativa entre la explosividad relativa y altura de la erupción resultante, de las erupciones magmáticas. (Fuente. contenidos.inpres.gob.ar).





2.2.9 Peligros volcánicos

Los eventos volcánicos afectan, directa e indirectamente, la vida y salud de las personas, sus actividades y pertenencias. El nivel de afectación causado por los distintos eventos depende del tipo y magnitud de la erupción, de la distancia al centro volcánico, de la velocidad y dirección del viento, etc. Según esto, el concepto de “peligrosidad volcánica” se define como el conjunto de eventos que se producen en un volcán y pueden provocar daños a personas o bienes expuestos, por encima de un nivel o grado de riesgo asumido (Ortiz y Araña, 1996).

Es muy importante caracterizar el comportamiento de estos eventos, el peligro que implican y averiguar la manera de mitigar el impacto. Los datos necesarios para una evaluación eficiente de estos peligros deben incluir: a) registros completos de las erupciones históricas; b) la actividad eruptiva prehistórica (deducido del registro geológico); c) datos geológicos, especialmente estratigráficos, petrológicos y geoquímicos sobre la naturaleza, distribución, alcances y volumen de los productos eruptivos y d) la datación de los productos volcánicos y de los eventos interpretados a partir de los mismos (Tilling, 1993).

Una de las características esenciales que distinguen el tratamiento de los peligros volcánico de los otros desastres naturales es el hecho que estos los peligros son muchos como, por ejemplo: caídas de tefra, coladas de lava, flujos piroclásticos, lahares, etc. Es por lo cual cada estudio de peligrosidad volcánica exige individualizar cada uno de estos procesos definiendo su magnitud y alcance.

En la tabla 2 se muestra un resumen de los principales peligros volcánicos, así como sus posibles orígenes, daños que producirían entre otras. Estas grandes diferencias que se logran determinar en los distintos procesos que se dan en una erupción volcánica, condicionan que tanto los estudios de peligrosidad y riesgo volcánico como las estrategias de mitigación del riesgo deban ser diseñadas de forma específica para cada uno de los posibles peligros (*ver tabla 2*).



Tabla 2. Peligros volcánicos (Basada en Ortiz y Araña, 1996)

PELIGROS VOLCÁNICOS Y SUS EFECTOS				
TIPO DE ERUPCIÓN	PELIGRO VOLCÁNICO		DAÑOS MAS PROBABLES	ALCANCE EXTENSIÓN
	PRODUCTO	MECANISMO		
EFUSIVA	LAVA	COLADAS DE LAVA	IGNICIÓN ENTERRAMIENTO	POCOS KM2 EN EL CURSO DE VALLES ALREDEDOR DEL VOLCAN
		DOMOS	IMPACTO DESTRUCTIVOS ENTERRAMIENTO POR DESLIZAMIENTO	MUY LIMITADO (EXCEPTUANDO EXPLOSIÓN)
EXPLOSIVA (ESTROMBOLIANA)	PIROCLASTOS (Ceniza, lapilli, bombas, bloques escoriáceos, etc.)	CAIDA	ENTERRAMIENTO CORROSIÓN	CENTENARES A MILES DE KM2
		DISPERSIÓN (nubes de ceniza)	CORROSIÓN, CONTAMINACIÓN, ASFIXIA	CENTENARES A MILES DE KM2
		COLADAS PIROCLASTICAS (flows)	IMPACTO DESTRUCTIVO IGNICIÓN	VARIOS KM EN LOS VALLES ALREDEDOR DEL VOLCÁN. AMPLIAS FRANJAN EN LOS LATERALES DE LOS CAUCES
EXPLOSIVA MAGMÁTICA Y FREATOMAGMÁTICA (VULCANIANA, PLINIANA)		OLEADAS PIROCLASTICAS (surge)	IMPACTO DESTRUCTIVO	CIRCULOS DE HASTA 10 KM2 ALREDEDOR DE LA FUENTE EMISORA
		FLUJOS DIRECCIONALES (blast)	IMPACTO DESTRUCTIVO IGNICIÓN	HASTA 500 KM DE RADIO EN TORNO A LA FUENTE
TODAS	MATERIALES FRAGMENTARIOS	LAHARES (mud flow, debris flow)	ENTERRAMIENTO IMPACTO DESTRUCTIVO	DECENAS A CENTENARES DE KM2 EN ZONAS AGUAS ABAJO DEL EDIFICIO VOLCÁNICO
		AVALANCHAS /DESLIZAMIENTOS	ENTERRAMIENTO IMPACTO DESTRUCTIVO	
EXPLOSIVAS MAGMÁTICAS Y FREATOMAGMÁTICAS (PLINIANAS)	GASES	COLUMNAS ERUPTIVAS	CORROSIÓN, CONTAMINACIÓN, ASFIXIA	POCOS KM EN LA DIRECCIÓN DEL VIENTO
		FUMAROLAS	CORROSIÓN, CONTAMINACIÓN, ASFIXIA	DEPRESIONES Y CURSOS DE VALLES PRÓXIMOS A LA FUENTE

2.2.10 Amenaza por caída de tefra

La tefra contiene una gama de elementos potencialmente tóxicos tales como azufre, aluminio, y en ocasiones elementos radiactivos, que pueden ser puestos en libertad, y entran rápida o lentamente en contacto con el agua (Casadevall, 1991; Stewart, 2013). La tefra está conformada de pequeños fragmentos de roca, minerales y vidrio volcánico (óxido de silicio amorfo). En general, las partículas de tefra tienen un diámetro aproximado de 2 milímetros o menor. Las partículas gruesas de tefra tienen una apariencia similar a granos de arena, mientras que las partículas muy finas son polvo (Casadevall, 1991).

2.3 Geología local

2.3.1 Geología del volcán Cerro Negro

La composición predominante de los productos volcánicos en esta área corresponde a composición basáltica, roca básica lo que generalmente significa que



las erupciones son de tipo moderado, con columnas de ceniza fina y flujos de lava. Así actuaba el volcán Las Pilas, una estructura dominante de esta zona cuyas capas de escoria gruesa y flujos de lava todavía de apariencia fresca se observan cerca de sus pies. Este volcán se encuentra en la actualidad apagado, pero hay que tomar en consideración, que el volcán activo Cerro Negro, sigue creciendo en tipos reciente y se puede suponer, que se convertirá en un estratovolcán como lo fue Las Pilas.

En el levantamiento geológico que se realizó en el área de estudio, se definieron unidades litológicas correspondientes a diferentes eventos eruptivos en lapsos de tiempo con poco letargo, en donde se lograron identificar diferentes depósitos de variable espesor, con presencia de minerales de variable tamaño, composición y textura.

La secuencia litología comprende depósitos de caída, escorias de tamaño lapilli que varían en su vesicularidad y angulosidad, material juvenil con algunos líticos incorporados y escorias oxidadas de color marrón, presentan soporte grano a grano, con variabilidad en la gradación de normal a inversa y gradación incipiente separada de algunos horizontes de ceniza fina compactada. Se pudo observar un sistema radicular a profundidad que sirvió para separar los lapsos de tiempo eruptivo.

De la base al techo:

1. En la base se expone un suelo color café fino con materia orgánica.
2. Capa de ceniza fina color gris, estratificada de 0.14cm de espesor.
3. Corresponde a depósito de escoria de tamaño arena poco vesiculada.
4. Se evidencia depósito de escoria entremezclado con suelo y materia orgánica.
5. Afloran 13 cm de escoria de caída con estratificación normal.
6. Aflora 50 cm de escoria de grano medio con materia orgánica.



Al noroeste de la estructura volcánica de Cerro Negro. En las coordenadas 535328/1390316 aflora un depósito de piroclásticos laminados asociados a erupciones freatomagmáticas, se destaca la presencia de feldespatos, que permite clasificar líticos comagmáticos, en la base aflora secuencia de intercalaciones de lapilli de fino a grueso, ceniza masiva y estratificada, depósito de flujo que incorpora material mal seleccionado matriz limo arenosa y en su parte superior paquete de ceniza estratificada de grano fino a medio coloraciones gris _ marrón seguida de un paquete de suelo orgánico.

Corresponden a depósitos asociados al maar la joya con una extensión de 4km en dirección norte del volcán Cerro Negro.

Estratigráficamente la secuencia comprende depósitos piroclásticos de caída, escorias de tamaño lapilli que varían en su vesicularidad y angulosidad, material juvenil, con algunos líticos incorporados y escorias oxidadas de color marrón, soporte grano a grano, con variabilidad en la gradación de normal a inversa y gradación incipiente separada de algunos horizontes de ceniza fina compacta. Se pudo observar sistema radicular a profundidad que sirvió para poder separar los lapsos de tiempo eruptivo.

2.3.2 Geología estructural

Todo el complejo del volcán Cerro Negro - Pilas – El Hoyo está densamente afectados por fallas de rumbo variable entre noroeste-este, norte-sur y noreste-suroeste, las cuales cruzan y deforman los edificios volcánicos de la cordillera de los Maribios y el escudo ignimbrítico de Malpaisillo, en conjunto constituyen una zona de importancia tectónica la cual ha sido identificada como “Zona de falla de la Paz Centro” (Van Wyk de Vries., 1993).

2.3.4 Sistema de fallas

El sistema de fallas más pronunciado tiene orientación noroeste-sureste y se observa en el borde suroeste de la planicie de Puerto Momotombo (falla El Recreo), donde se origina un marcado escarpe en los depósitos del escudo ignimbrítico de Malpaisillo que delimita una depresión parcialmente ocupada por un brazo del lago de Managua (*ver figura 5*).



2.3.5 Flujos de lavas

Constituyen flujos encauzados de material fundido de naturaleza acida, que emergen del volcán por cráteres o fisuras en sus laderas. Poseen baja temperatura (500 grados centígrados en promedio)

Los flujos lávicos (de composición basáltica) del volcán Cerro Negro son muy viscosos y por lo tanto poseen una movilidad muy lenta (4-5 m/h). Nunca han avanzado más allá de las cercanías inmediatas del volcán ya que el volcán se encuentra dentro de una reserva natural (*Catastro e Inventario de Recursos Naturales.*, 1971)

Por la alta destructividad de este tipo se considera que las áreas definidas deberían mantenerse con la menor densidad habitacional posible, y ser utilizadas para fines productivos sustentable (forestal o ecoturísticos) y de conservación preferiblemente (Informe final de amenaza y geotermia, INETER).

Los riesgos debido a las lavas se concentran en las perdidas de cultivos, viviendas y todo tipo de infraestructura que podría ser alcanza por los flujos. Generalmente por la baja velocidad de la escorrentía estas no producen directamente un peligro para la población a menos que se asocien con otros fenómenos como flujos piroclásticos o la caída de tefra que si pueden afectar directamente la salud y la seguridad de la población.

Como se puede ver en el mapa (*figura 4*), la amenaza por flujos de lavas representa un peligro menor en este volcán al momento de compararlo con la amenaza por dispersión de tefra la cual ha sido característico en la mayoría de las erupciones que ha presentado en su historia este volcán, la presencia de material lávico en dirección hacia los poblados más cercanos el peligro es mínimo.

Dentro del área de estudio, hacia el suroeste del volcán Cerro Negro se logró identificar un flujo de lava que cae en la clasificación tipo A´A de composición basáltica, con textura vesicular producto de la desgasificación de la roca en proceso de enfriamiento relativamente rápido al ser depositada. Macroscópicamente se



identificaron minerales de plagioclasas, piroxeno y feldespato potásico; se desconoce la fuente de origen, pero puede ser correlacionada a la secuencia Las Pilas-El Hoyo, según CGC y INETER, 2001.

Al norte del área de estudio se encontró evidencia de afloramientos de flujos de lavas que según la morfología que se logró observar en el terreno, podría tratarse de una posible transición de Pahoehoe a A´A, lo que indica un cambio significativo en la polimerización de los silicatos presentes en el magma, a diferencia del punto anterior que se clasificó como un flujo de composición basáltica este muestra evidencia de ser de composición andesítica, ya presenta textura afanítica debido al enfriamiento relativamente rápido de la roca, en la parte superior del flujo existe una leve alteración por materia orgánica, densidad muy compacta y masiva, macroscópicamente se identificaron pequeños minerales de feldespato potásico y piroxeno.



Figura 4. Mapa de flujos de lavas. Fuente (Ineter, 2020).

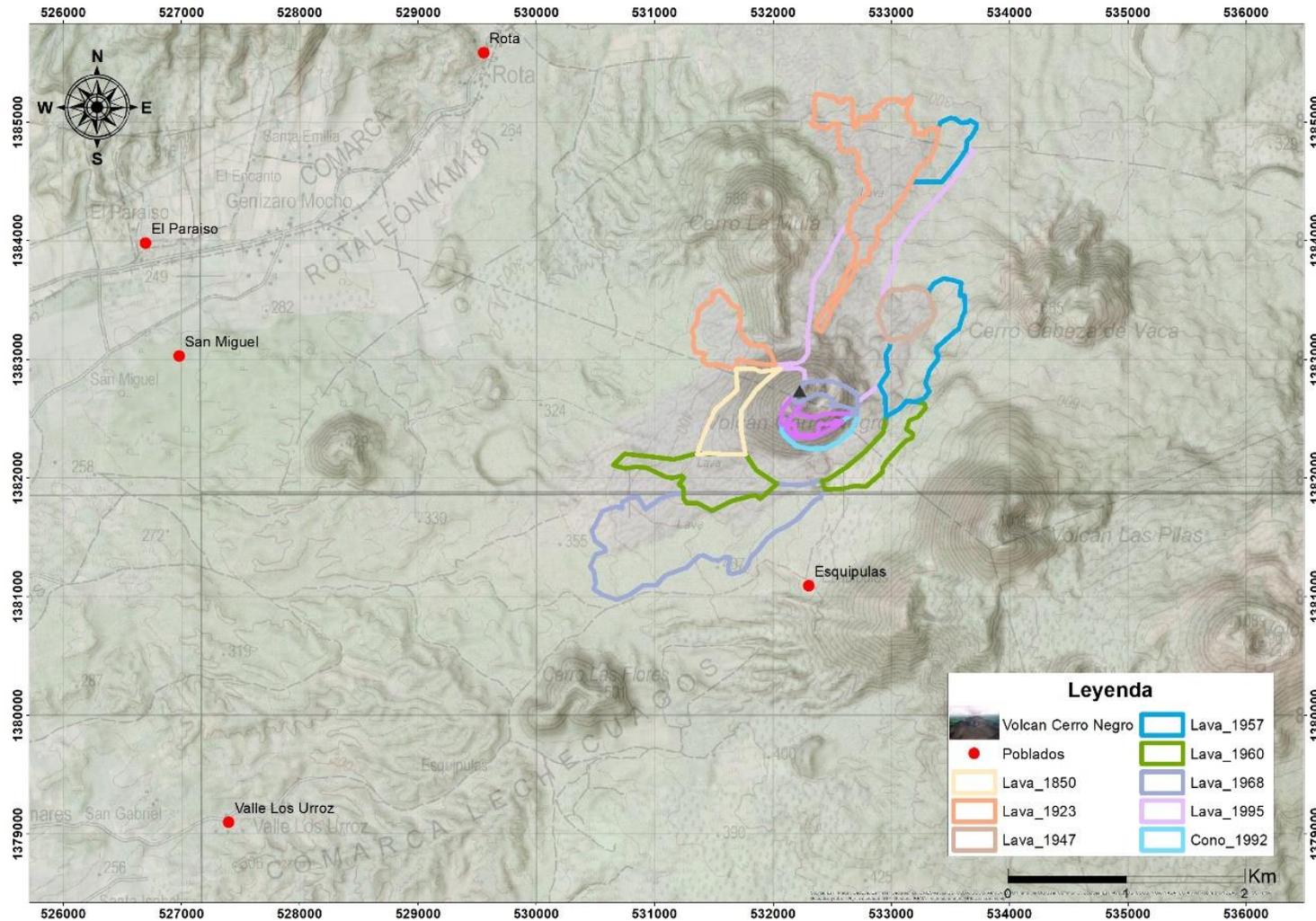
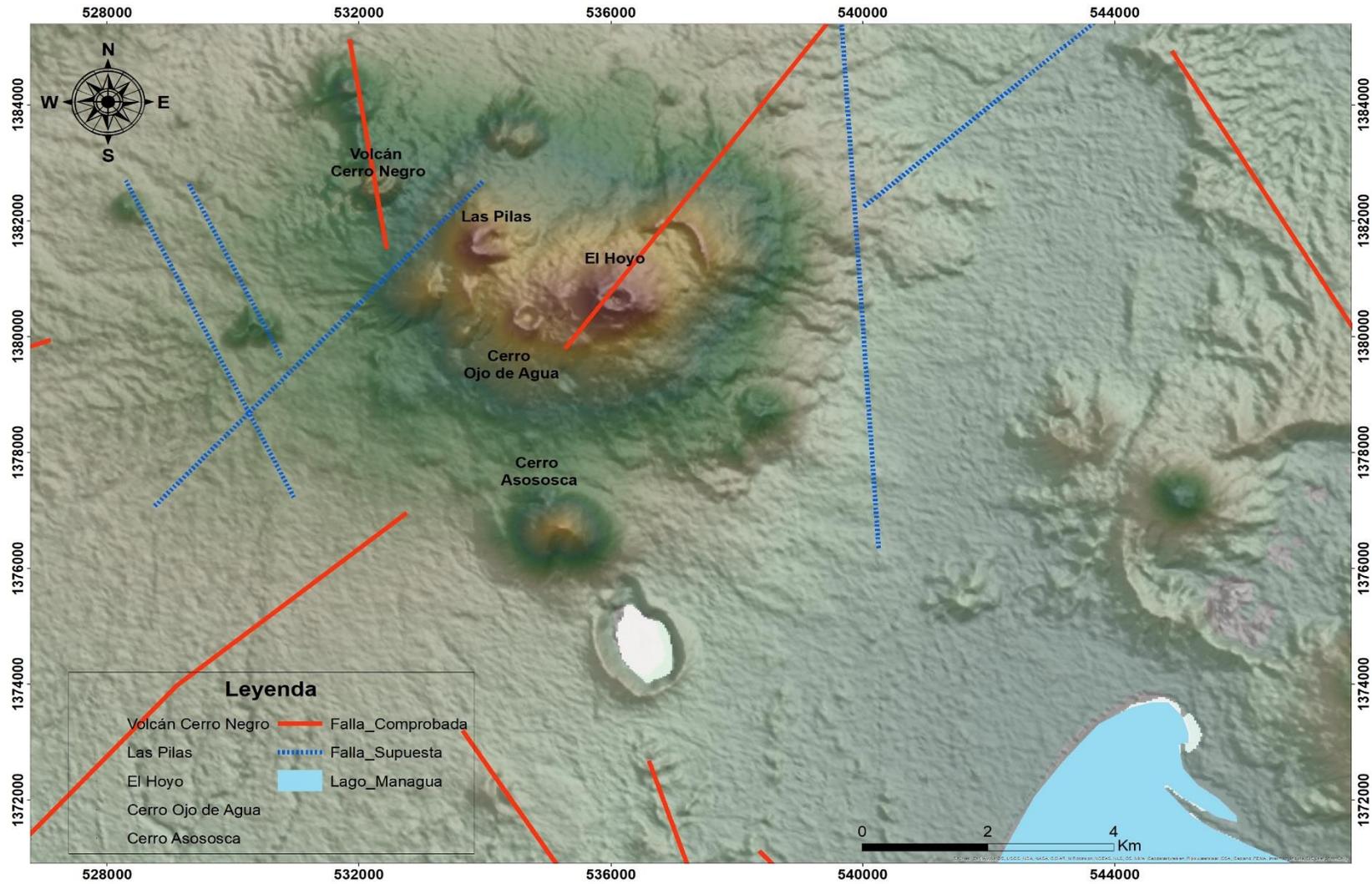




Figura 5. Mapa de fallas en el área. Fuente (Ineter, 2020).





2.4 Marco geotectónico

2.4.1 Tectónica de América Central

América Central se encuentra localizada entre las placas de Norte América y Sur América, interactuado con el movimiento cortical de la Placa de Cocos, Nazca y Caribe, donde la placa de Cocos subduce a la placa Caribe, teniendo un ángulo de subducción oblicuo respecto al límite de placa de subduce (Frischbutter., 2002).

El borde oeste de la placa Caribe está definido por la Fosa Mesoamericana donde ocurre la subducción entre las placas Cocos y Caribe (Molnar y Sykes., 1969). La fosa presenta una longitud de 130 km aproximadamente paralelos a la costa del Pacífico de América Central desde México hasta Costa Rica (Burbach., 1984).

La placa de Cocos se caracteriza por subducir en segmentos debajo de la placa Caribe (Carr., 1976). Al tener este comportamiento la placa de Cocos cambia de ángulo de subducción en cada uno de sus segmentos (Burkart, B & Self, S., 1985; DeMets., 2010) han determinado que la placa de Cocos subduce a razón de +/-85 mm en promedio al año, frente a las costas de Honduras y Nicaragua.

Centroamérica está dividida en tres bloques tectónicos: Bloque Chortis, Bloque Chorotega, Bloque Maya. Se define entre sí por el basamento geológico de cada uno (Dengo., 1983).

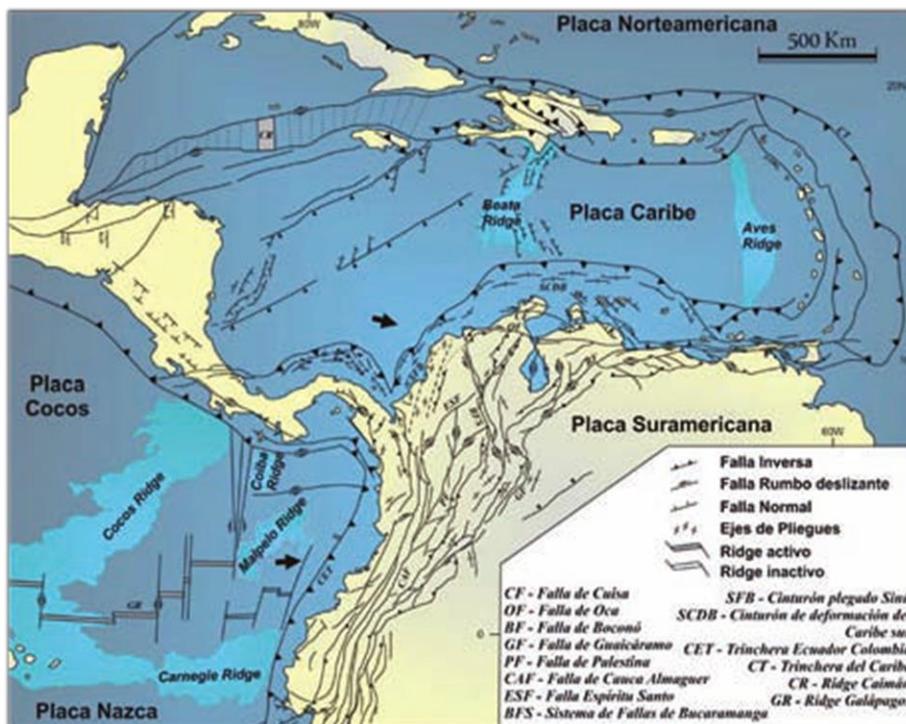
- Bloque Chortis: geográficamente, este bloque incluye la parte norte de Guatemala, El Salvador y la parte noroeste de Nicaragua (Dengo, 1983). Este limita al norte con la falla Polochic-Motagua y en el sureste por la falla del escape de Hess (Frischbutter, 2002). El basamento de este bloque es de naturaleza continental, formado por rocas metamórficas de edad Paleozoico a Pre-Terciario y es instruido por numerosos plutones de diferentes edades (Dengo, 1983).
- Bloque Chorotega: este bloque comprende la parte sur de Nicaragua y se extiende hasta la parte central de Panamá. El basamento de este bloque es de naturaleza oceánica y está constituido por basaltos masivos en almohadillas, gabros, peridotitas serpentinizadas. Abundantes sedimentos

sobre yacen al basamento oceánico del bloque Chorotega, se destacan en estos depósitos con abundantes restos de fósiles (Dengo, 1983).

- Bloque Maya: el bloque está delimitado por la zona de fractura de Motagua-Polochic, abarca el norte de Guatemala, Belice, la península de Yucatán y el oeste de México hasta el istmo de Tehuantepec (Dengo, 1983).

El límite entre el bloque Chortis y el Chorotega no está claramente definido. Se ha propuesto que la división entre ambos bloques puede ser el sistema de fallas que se extiende de la península de Santa Elena hasta el escarpe de Hess al sur de la frontera entre Nicaragua y Costa Rica (Dengo, 1983) (ver figura 6).

Figura 6. Mapa Tectónico de América Central y del Caribe. Fuente (Taboada et al. 2000).



2.4.2 Geología de Nicaragua

El territorio nicaragüense está dividido por dos regímenes tectónicos, el primero originado por esfuerzos de tensión local producidos por la compresión regional entre



las placas de Coco y Caribe, siendo estos esfuerzos los responsables de la formación de la Depresión de Nicaragua a finales del Cenozoico (McBirney & William., 1965).

El segundo originado por esfuerzos compresionales locales, cuyos esfuerzos de extensión regional dieron origen a la cadena volcánica Cuaternaria, la cual comienza a finales del Plioceno, en el extremo noroeste de la Depresión nicaragüense (McBirney & Williams., 1965) extendiéndose desde El Salvador hasta Costa Rica, a lo largo del eje de la Depresión nicaragüense en dirección noroeste-sureste (Frischbutter., 2002).

Desde el punto de vista geológico Nicaragua está dividida de este a oeste en cinco Provincias geomorfológicas que son:

La Planicie Costera del Pacífico, Plataforma Metamórfica Paleozoica, Depresión o graben de Nicaragua, Tierras Altas del Interior, Planicie Costera del Atlántico (*Figura 7*).

- Planicie costera del Pacífico: constituye una estrecha franja de terrenos paralelos a las costas del Pacífico, con un ancho inferior a los 30 km. (Parsons Corporations., 1972). Estas rocas se organizan básicamente en cinco formaciones geológicas: formación Rivas (Cretácico superior), formación Brito (Eoceno), formación Masachapa (Oligoceno), formación el Fraile y Tamarindo (Mioceno) y formación El salto (Plioceno).
- Depresión de Nicaragua: comprendida dentro de la fosa tectónica nicaragüense, con 70 km de ancho y 300 km de longitud, con dirección noroeste-sureste. Atraviesa el territorio nicaragüense en el sector occidental, paralelo a la Costa del Pacífico y a la Fosa Mesoamericana. Esta provincia engloba sucesiones de rocas y materiales lacustres (Woodward-Clyde Consultants., 1975) que se subdividen en dos grandes grupos: El grupo Las Sierras perteneciente al Pleistoceno constituido por ignimbritas y el Grupo Managua perteneciente al Cuaternario, compuesto por depósitos piroclásticos poco consolidados.

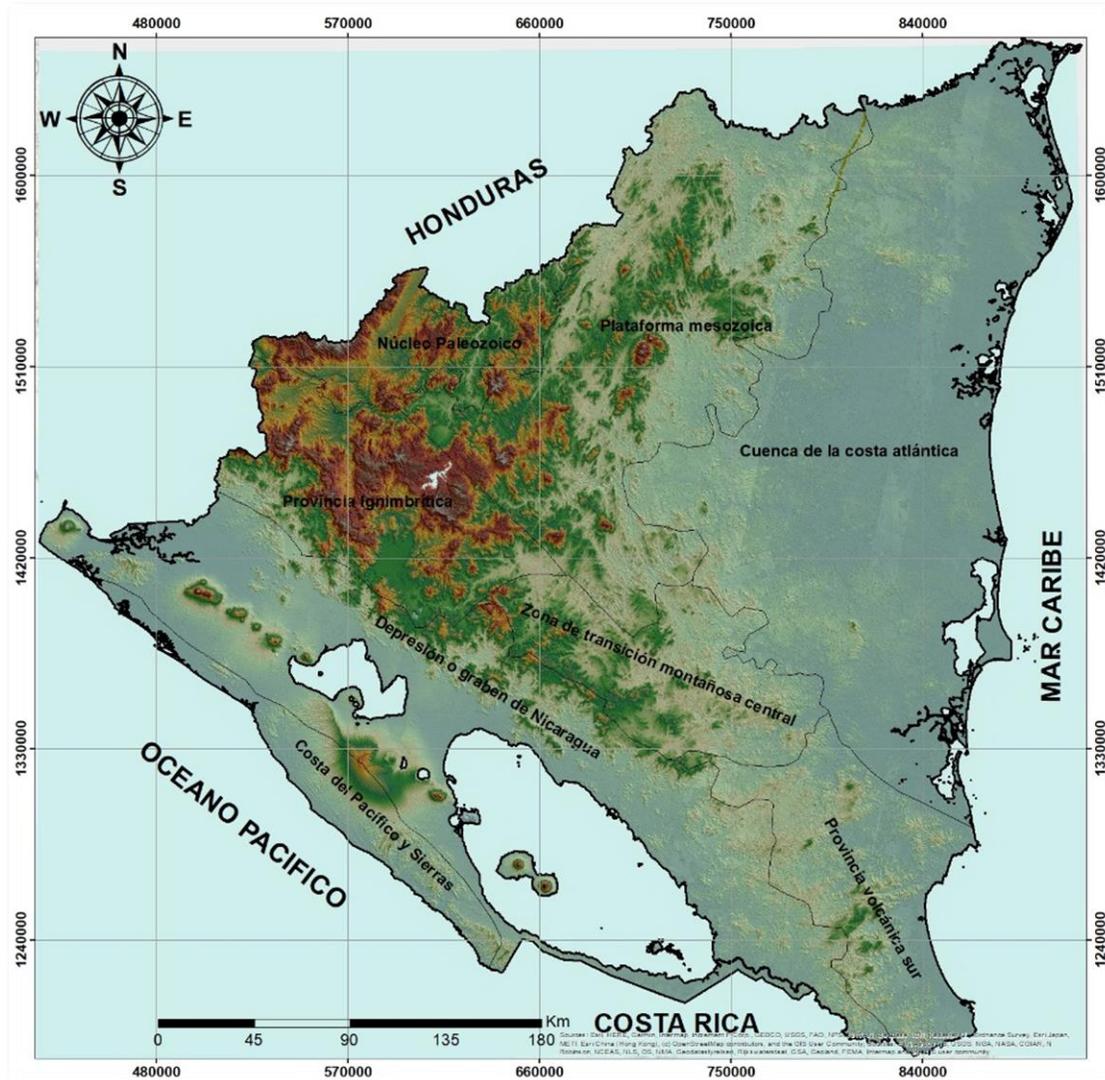


- El arco volcánico cuaternario: posee una longitud de aproximadamente 300 km y se divide en dos segmentos: el primero, la Cordillera de los Maribios, comprende desde el volcán Cosigüina hasta el volcán Momotombo (Hazlett, 1986), el segundo la Cordillera del Pacífico, que se extiende desde el volcán Apoyeque hasta el volcán Maderas en la Isla de Ometepe (Combredet et al 1987).

Meseta Central: caracterizada por la presencia de rocas volcánicas del Terciario y Cretácico, constituidos por extensos depósitos piroclásticos y lavas de composición basáltica, andesítica y dacítica.

- Tierras altas del Norte: comprende las rocas más antiguas del norte y centro de Nicaragua. Está caracterizada por unidades de rocas de edad Paleozoica a Mesozoica, las que han experimentado deformaciones acompañadas con metamorfismo regional y constituyen el basamento metamórfico y de rocas plutónicas de Nueva Segovia.
- Planicie costera del Atlántico: localizada a lo largo de la línea costera y llanos de la Costa Atlántica. Está compuesta de rocas sedimentarias del Pleistoceno y aluviales recientes, las cuales sobre yacen a rocas sedimentarias del Terciario (*ver figura 7*).

Figura 7. Mapa de las regiones geomorfológicas de Nicaragua. Fuente (Hodgson, 2000).



2.4.3 Tectónica de Nicaragua

Nicaragua se encuentra ubicado en el borde suroeste de la placa Caribe, próximo a la placa Cocos la cual por ser más densa se hunde debajo de la placa Caribe formando la fosa Mesoamericana, por este proceso de convergencia de placas se refleja la gran cantidad de volcanes activos y otros ya extintos. La velocidad de convergencia de la placa Cocos sobre la placa Caribe es relativa, por que varía desde 10.2 a 0.5 cm por año (Segura., 2007).



La placa Cocos subduce hacia el noreste por debajo de la placa Caribe, a lo largo de la trinchera meso-americana (Peacock et al., 2005), con un ángulo de subducción de $\sim 65^\circ$, por debajo de Nicaragua (Barckhausen et al., 2001) y a una velocidad de 14 ± 2 mm/año (DeMets., 2001). Debido a la subducción de la placa de Cocos por debajo de América Central, se originó la formación del Arco Volcánico de América Central (AVAC).

Esta subducción bajo América Central, es ligeramente oblicua, con un movimiento paralelo a la trinchera meso-americana. Esta subducción oblicua, se debe al movimiento del bloque paralelo (bloque de ante arco, del AVAC) ya a la trinchera en dirección noroeste.

Esto evidencia que la tectónica de Centroamérica, está caracterizada por un régimen de desplazamiento lateral derecho, con una componente de extensión ortogonal (DeMets, 2001; La Fémina et al., 2002). En Nicaragua el AVAC está representado por la Cadena Volcánica Nicaragüense, ubicada a lo largo de la región oeste de Nicaragua.

La Cadena volcánica nicaragüense, está dividida en dos segmentos los cuales han sido denominados noroeste y sureste; esta zona de segmentación está ubicada en la región de Managua, el segmento noroeste se extiende desde el volcán Cosigüina, en el Golfo de Fonseca hasta el volcán Apoyeque, localizado en el borde noroeste de Managua. El segmento sureste, se prolonga desde el volcán Masaya, ubicado en el extremo sureste de Managua, hasta el volcán Maderas en la Isla de Ometepe (DeMets, 2001, Girard y Van Wyk de Vries., 2005).

La segmentación de la cadena volcánica nicaragüense, al igual que la deformación del frente volcánico de América Central, es resultado de la variación de la tasa de convergencia oblicua entre las placas de Cocos y del Caribe, la cual aumenta hacia el sureste (DeMets., 2001).

2.4.4 Vulcanismo Cuaternario en Nicaragua

Nicaragua es un país que presenta una geología dominante volcánica, cuya estratigrafía va desde el Paleozoico superior hasta el Holoceno. En las regiones central y norte del país aún se notan los rasgos de numerosas calderas antiguas de



los Miocenos distribuidos aparentemente sin control estructural, siendo la litología dominante, compuesta por rocas básicas y ácidas. En cambio, en la Región del Pacífico permanecen intactos numerosos aparatos volcánicos del Pleistoceno orientados en la cordillera de los Maribios con rumbo noreste a sureste, siendo la litología dominante, de piroclastos y flujos lávicos (Marín, E., 1972).

El frente volcánico de América Central se extiende paralelo a la costa del pacífico de Nicaragua representado por 18 centros volcánicos distintos. Esta distinción se basa por la apariencia de un sistema separado y diferenciado del magma, como resultado de la composición, tipos de erupción y morfología (Buitrago, N., 1998).

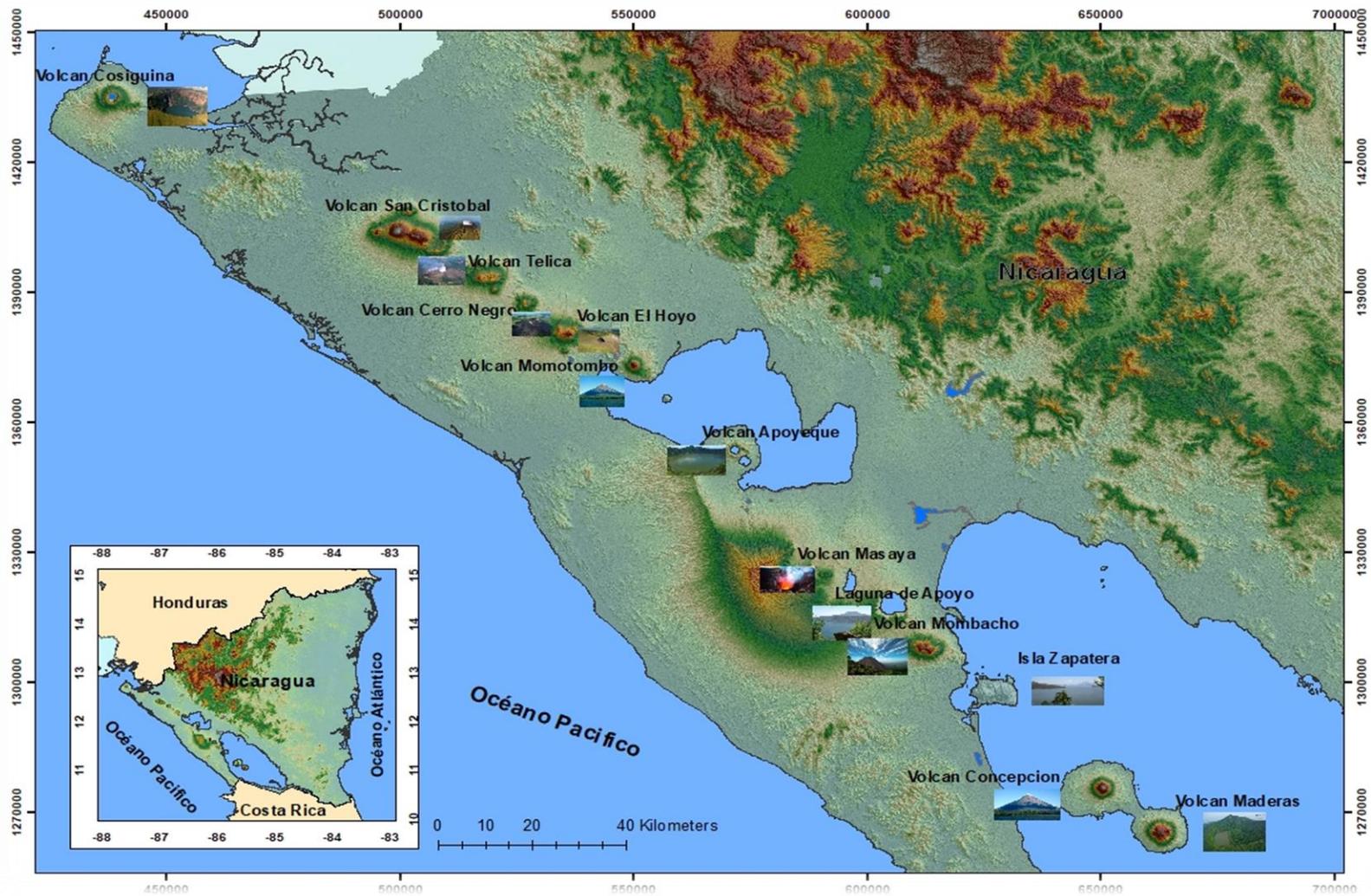
En base a lo antes mencionado se han identificado dos tipos de volcanes:

1. Estrato – Volcanes en escudo: eructan predominantemente lavas con baja cantidad de aluminio. Además de que están atravesados por muchas fallas o muy cercanos a zonas de fallas tensionales.

Estrato – Conos: eructan mayores componentes piroclásticos con muy alta cantidad de aluminio. Estos no se localizan cerca de zonas de fallas. También están asociados frecuentemente a estructuras volcano-tectónicas-compresivas de tipo superficial (*ver figura 8*).



Figura 8. Cadena volcánica de Nicaragua. Fuente (Sensor ALOS PALSAR).





2.5 HIPÓTESIS

Las simulaciones numéricas pueden ayudar a determinar las áreas de mayor afectación y por ende de mayor peligro por caída de tefra para la población cercana al volcán Cerro Negro en especial las comunidades aledañas al volcán como lo son: Los Urroces, Palo de Lapa, El Porvenir, Los Caleros, El Pastal, Punta Caliente, Los Manzanares y Los Hernández.



CAPITULO III

3.1 DISEÑO METODOLOGICO

3.1.1 Tipo de estudio

Este estudio se clasifica como descriptivo e interpretativo, debido a que nos orienta a buscar las razones o causas que ocasionan ciertos fenómenos. Su objetivo final es explicar por qué ocurre un fenómeno y en qué condiciones se da éste, en este caso las condiciones iniciales de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro.

3.1.2 Área de estudio

El área de estudio abarca toda la Zona occidental de la cordillera de los Maribios, municipio de la Paz Centro.

3.1.3 Universo y muestra

Como universo se tomaría el complejo volcánico Pilas – El Hoyo, y la muestra serían los depósitos volcánicos de 1971 de volcán Cerro Negro.



3.1.4 Matriz de operacionalización de variables

Tabla 3. Matriz de operacionalización de variables

Objetivos Específicos		Variable Conceptual	Subvariables y dimensiones	Variable Operativa o Indicador	Técnicas de Recolección de Datos e Información
Simular las condiciones iniciales de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro.		Erupción de 1971 del volcán Cerro Negro	Comparación con los depósitos de erupciones anteriores y posteriores	Descripción del depósito de 1971	Observación: Visitas de campo. Toma de muestras. GPS, libretas de campo, lupa, regla, mapas
Estimar el volumen eruptivo a partir de las isopacas mapeadas en campo de la erupción de 1971.		Volumen eruptivo	Isopacas	Mapa de Isopacas	Recolección de puntos por GPS. Mapas
Elaborar mapas de amenaza por caídas de tefra resultante de las simulaciones.		Elaborar mapas de amenaza	Simulaciones por medio del software TEPHRA	Mapa de amenazas por caída de tefra	Software TEPHRA, ARCGIS 10.5



3.1.4 Métodos, técnicas e instrumentos de recolección de datos

3.1.5 Etapa de gabinete

Esta etapa consistió básicamente en la recopilación de toda la información que se encontró basada al tema de interés, una vez obtenida la información se procedió a la digitalización de la misma, las cuales se mencionan a continuación:

- Recopilación y revisión de la información en sitios web y CEDOC (Centro de documentación, INETER) de estudios realizados en el área de estudio.
- Revisión de mapa geológico elaborado por el Centro Geológico Checo (CGC, 2000).
- Se utilizaron las hojas topográficas elaboradas por la Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA, 2005) correspondientes a Malpaisillo 2853-I y la Paz Centro 2853 II.
- Levantamiento de campo.
- Introducción de los datos recolectados en campo en los programas ArcGis 10.5, AutoCAD 2017, SURFER 13 y TEPHRA 2, los cuales fueron utilizados como herramienta para la elaboración de los mapas elaborados para este trabajo.

3.1.6 Fotointerpretación

La fotointerpretación de las fotografías aéreas proporcionadas por INETER (2004), específicamente las líneas de vuelo (31, 32, 33, 34, 35, 36), correspondientes al municipio de La Paz Centro, dentro de las cuales se encuentra el área protegida complejo volcánico Cerro Negro-Pilas-El Hoyo, donde se identificaron diferentes rasgos morfológicos como, delineamiento de depósitos, fallas supuestas, fallas comprobadas, escarpes, cráteres-maeres, depósitos litológicos, estructuras semicirculares y estructuras volcánicas.

3.1.7 Etapa de campo

Para la etapa de campo se utilizó un mapa base a escala 1:20,000 elaborado por el Centro Geológico Checo (CGC, 2000). El levantamiento de campo se realizó en dos visitas al área en dirección noroeste-sureste del volcán Cerro Negro, en donde según los estudios realizados por McKnight (1995) se encuentran los depósitos de

la erupción de 1971. Durante las visitas de campo se elaboraron 12 calicatas en el área de interés en donde se pudieron identificar materiales de las diferentes erupciones que ha tenido este volcán entre ellas la capa de la erupción de 1971.

3.1.8 Equipo de campo

Para la etapa de campo se utilizaron las siguientes herramientas: una piqueta, pala, GPS, lupa de bolsillo, cinta métrica, libreta de campo, barra, bolsas para la recolección de muestras, teléfono (ver figura 9).

Figura 9. Equipo de campo



3.1.8 Datos de campo

En las dos giras de campo realizadas en el volcán Cerro Negro se hizo un recorrido de identificación en el que se lograron corroborar los datos arrojados en la fotointerpretación del área, se lograron recolectar 30 punto y se realizaron 12 calicatas (ver tabla 4).



Tabla 4. Puntos recolectados en campo

Punto	X	Y	cm
1	523976	1377303	4
2	533403	1383245	7
3	530975	1379749	8
4	521276	1378870	8
5	523510	1378553	10
6	522091	1379389	10
7	530652	1383738	10
8	523033	1379866	12
9	524611	1381920	12
10	520301	1380649	13
11	525501	1378129	15
12	524812	1380533	16
13	522631	1381359	16
14	531314	1383466	16
15	524738	1378574	17
16	526549	1382492	18
17	525501	1380183	20
18	530622	1383502	20
19	526941	1378775	22
20	532002	1381284	25
21	526326	1379728	26
22	527407	1379717	30
23	526252	1381020	30
24	528582	1382502	34
25	529318	1381202	65
26	527989	1379982	47
27	530519	1381079	48
28	529883	1380925	52
29	530067	1381603	60
30	527714	1381030	39



3.1.9 Excavaciones en el área

Los depósitos de tefra fueron muestreados en 12 calicatas excavadas con profundidades de 0.4 m hasta 2.20 m de profundidad con ancho de 1m hasta 2.10 m. La calicata más distal estaba a 12 km del cono y la más proximal a 1.5 km (*ver anexos*). La dirección general de dispersión fue hacia el oeste y la mayoría de las calicatas se excavaron a los 12 y 1 km al oeste-noroeste desde el cono. Se tomaron medidas de campo del grosor de cada depósito y el tamaño de los clastos más grandes en las capas. Los mapas de isopacas e isopletas se construyeron con estos datos.

Los mapas de isopacas se han utilizado en varias ocasiones para estimar el volumen de material erupcionado. Las primeras técnicas incluyeron la construcción de parcelas de log (área dentro de isopaca) versus log (grosor de isopaca) e integración bajo la curva (Rose et. Al., 1973). Este enfoque puede tener grandes errores, ya que requiere definir una curva utilizando datos para depósitos distales, que generalmente están mal conservados y representan una parte importante del volumen.

Una técnica más reciente desarrollada por Pyle (1989) utiliza gráficos de ln (espesor de isopaca) frente a (área dentro de isopaca) $\frac{1}{2}$. Esta técnica es mejor para calcular volúmenes, ya que da como resultado una relación lineal que permite una extrapolación fácil de los depósitos distales y se puede usar con menos isopacas. Los datos para Cerro Negro se analizaron usando esta técnica y los volúmenes de las unidades se determinaron usando la siguiente ecuación:

$$V_{Exp} = 13.08 T_o b^2$$

Donde T_o es el grosor máximo extrapolado (en km) y es la intersección en y de la línea a través de los datos en los gráficos de ln (grosor de isopacas) vs. (Área dentro de isopacas) $\frac{1}{2}$.

El término final es $b t$, $b t$ representa una tasa de adelgazamiento promedio para todo el depósito y puede calcularse a partir de la pendiente del gráfico en la nueva gráfica de área. Suponiendo un adelgazamiento exponencial, el volumen puede calcularse si se conocen las áreas encerradas por al menos dos isopacas. Una solución más general, para un depósito con isopacas elípticas eses la media distancia de espesor,



que se calcula a partir de la línea utilizando ecuación, $\ln (2) bt =$ donde k es el negativo de la pendiente de la recta.

$$V = (2\pi r^2 T_0) - (\alpha m^2) = (13.08 T_0 b t^2) / \alpha$$

donde T_0 es el grosor máximo, bt es la media distancia del espesor y α se relaciona con la excentricidad e de la isopaca promedio y los ejes mayores (X) y menor (Y) mediante: donde T_0 es el grosor máximo, bt es la media distancia del espesor y α se relaciona con la excentricidad e de la isopaca promedio y los ejes mayores (X) y menor (Y) mediante:

$$\alpha^2 = (1 - e^2) = (Y^2 - X^2)$$

Las relaciones de espesor de área se han determinado para muchas erupciones a partir de mapas de isopacas publicados y de gráficos de área de \ln - \ln . En cada caso, el adelgazamiento es exponencial, aunque algunos ejemplos muestran desviaciones cercanas al cráter.

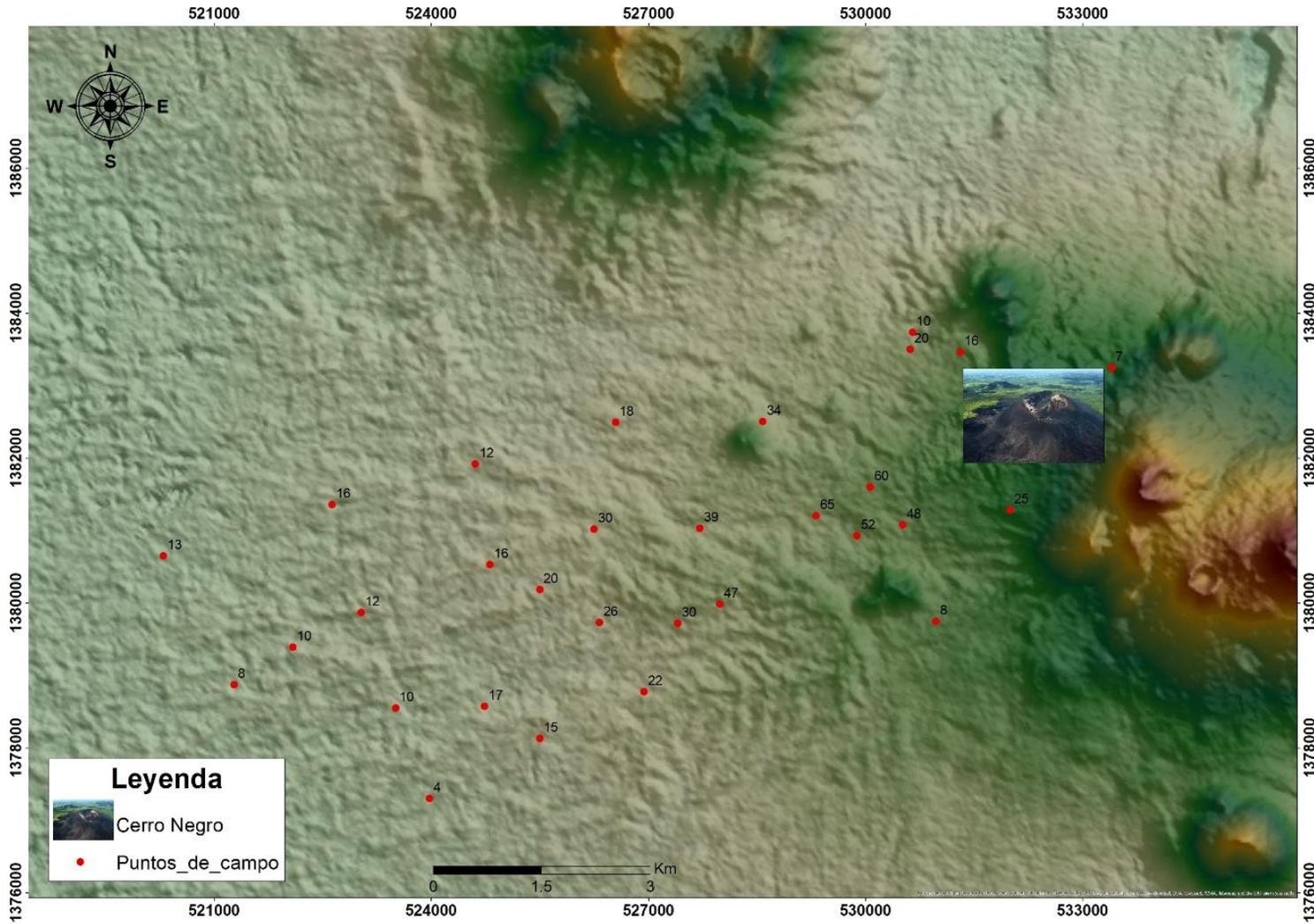
3.2 Plan de análisis y procesamiento de datos e información

3.2.1 Elaboración de mapas

Para la elaboración de los mapas se utilizó el software ArcMap (10.5), donde se plotearon los puntos de reconocimientos recolectados en campo así como los extraídos de las isopacas e isopletras de McKnight (1995) en su tesis doctoral, con la finalidad de corroborar los datos planteados en esta tesis para esto se utilizó los mapas topográficos del área de estudio (2853-I, 2853-II, 5853 III, 2853IV) y el modelo de elevación digital del terreno (MDE) derivado del sensor ALOS PALSAR (ver figura 10).



Figura 10. Mapa de puntos recolectados en campo. Fuente (ALOS PASAR, 2020)





3.2.2 Procesamiento e interpretación de los datos

Una vez obtenidos datos suficientes tanto en campo, así como los que extrajeron de diferentes documentos investigativos que se han llevado a cabo en el volcán Cerro Negro, se procedió a realizar la simulación, para ello se utilizó el programa TEPHRA.

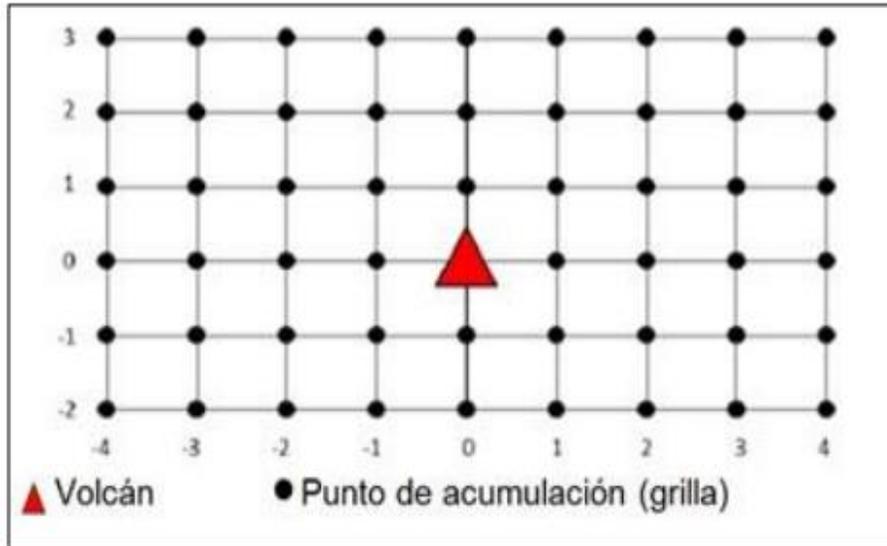
TEPHRA es un programa de simulación computacional que implementa el modelo Suzuki (Suzuki, 1983), en el cual la difusión, advección y sedimentación son calculadas mediante una ecuación de conservación de masa (Bonnadonna et al., 2005). La primera versión del software fue implementada por Connor (2001) y posteriormente modificada y extendida por un grupo de investigación multidisciplinario para su implementación en el Volcán Irazú (Núñez, Barrantes, Malavassi, & Brenes, 2010).

A pesar de que TEPHRA no contempla la topografía ni la agregación de partículas, se ha seleccionado por su fácil aplicación y su menor costo computacional. Adicionalmente, en su comparación con otros modelos semi-analíticos y 3D, Scollo et al (2008) señala que la diferencia entre modelos simples y complejos es comparable a la incertidumbre que típicamente producen las entradas en los modelos complejos, de esta manera, a menos que se realice una apropiada obtención de dichas entradas, el uso de modelos complejos no implicar una ventaja particular en la realización de pronósticos.

El modelo utiliza el conjunto de parámetros de la erupción proporcionados por el usuario y en términos generales aplica la ecuación de advección-difusión para calcular la masa de partículas en el terreno. Esto involucra una doble integración en cada punto (x, y) de la zona escogida (grilla) (ver figura 11).

$$(x, y) = \sum \sum M_i, \phi \text{ máx } 0 \leq j \leq \phi \text{ mín } H \quad i=1 \quad f_i, (x, y). \quad (\text{Ecuación A})$$

Figura 11. Muestra de grilla representativa de la dispersión de tefra alrededor del volcán en las simulaciones de Tefra2.



Donde los resultados son la distribución de masa por unidad de área de tefra (Kg/m^2) en cada localidad escogida y su dirección de dispersión, mostrados en un mapa de isolíneas, tanto en formato de texto (*.txt), como gráfico (imagen.png), editables en ambientes GIS.

Esta herramienta se trabaja desde el portal: <https://vhub.org/> (Vhub por su significado: Collaborative Volcano Research and Risk Mitigation), liderado por Universidad de Búfalo, en donde se han desarrollado varios softwares en línea para simulaciones de fenómenos volcánicos que han demostrado ser muy útiles tanto en la investigación como en la valoración de amenazas.

Las entradas del programa TEPHRA son: coordenadas y elevación de la fuente, masa total, tamaño, forma y densidad de las partículas; altura de la columna; velocidad inicial de la erupción; velocidad y dirección del viento. Una función de densidad de probabilidad es utilizada para describir la difusión de la tefra fuera de la columna en la atmósfera circundante, donde es posible el transporte por el viento. En su formulación se utiliza el parámetro β , el cual controla la distribución en altura de la concentración de ceniza. Altos valores de β resultan en una mayor proporción de tefra presente en la parte alta de la columna eruptiva. La velocidad ascendente



de las partículas decrece proporcionalmente con la altura en función de la altura elevada a la potencia λ , a la cual Connor asigna el valor de 1 (Connor et al., 2001). De esta manera, la incertidumbre del modelo crece con la incorporación de estos dos parámetros, aumentando la necesidad de su calibración. Una completa descripción del programa puede consultarse en Connor (2002).

3.3 Fundamentos teóricos

3.3.1 Volumen de los depósitos de caída por métodos matemáticos.

La geometría de los depósitos de tefra volcánica es el producto de una combinación del estilo eruptivo, intensidad de la erupción, y las condiciones ambientales durante la deposición (Newhall y Self, 1982; Pyle, 1999; Sparks, 1986; Biass et al., 2019).

Por lo que el tratamiento empírico-matemático del estudio de los depósitos de caída de una erupción en particular, puede brindar mucha información acerca de las características de dicha erupción, tales como el volumen total erupcionado, altura de columna eruptiva, tipo o clasificación de actividad eruptiva, velocidad y dirección del viento durante la erupción (Pyle, 1999; Sparks, 1986; Connor y Connor, 2006; Bonadonna et al., 2016; Biass et al., 2019; Yang et al., 2021).

Además de la información brindada de múltiples parámetros en superficie, el estudio de los depósitos de caída puede también brindar información de parámetros que ocurren bajo la superficie relacionadas con la dinámica de la erupción, tales como contenido de volátiles, nivel de fragmentación del magma, interacción entre el magma y el agua, entre otros (Bonadonna y Houghton, 2005).

Actualmente, existen en resumen tres métodos principales para estimar el volumen de los depósitos de caída, basados fundamentalmente en el tamaño (extensión máxima de la tefra para uno de los casos) y espesor de las isopacas (líneas de contorno que definen un espesor constante de tefra volcánica), estos son:

- i. El método del adelgazamiento exponencial del depósito (exponential thinning method; Pyle, 1989)
- ii. El método de la ley de potencia (power-law method; Bonadonna y Houghton, 2005)



iii. El método por ajuste de la función de Weibull (Bonadonna y Costa, 2012)

El método de Pyle (1989) se basa en el hecho de que varios parámetros de los depósitos de caída de tefra volcánica, especialmente el espesor, el tamaño máximo de los clastos y el diámetro medio de los clastos, decrecen linealmente cuando el logaritmo de estos parámetros es graficado contra la distancia de la fuente eruptiva. Pyle (1989) también demuestra el uso de la raíz cuadrada del área encerrada por las líneas de contorno de las isopacas e isopletras, a como se describe en la relación general siguiente:

$$T = T_0 e^{-kA^{0.5}} \quad (1)$$

Donde,

T: espesor de la capa de tefra, usualmente en centímetros (cm)

T₀: espesor máximo de la capa de tefra, usualmente se extrapola

A: área encerrada por la isopaca en cuestión, usualmente en kilómetros cuadrados (km²)

k: pendiente de la gráfica de **(A)^{0.5}** versus **T**, en un gráfico semilogarítmico

El volumen, **V**, del depósito de tefra se obtiene integrando el área bajo la curva de **T** versus **A** de la siguiente manera (Pyle, 1989; Bonadonna y Costa, 2012):

$$V = \int_0^{\infty} T dA \quad (2)$$

Es obvio que el área en la ecuación (2) depende de la forma de la isopaca, por lo que Pyle (1989) propuso una solución lo más general posible, asumiendo que la isopaca tiene una forma elíptica, cuya solución analítica se muestra a continuación:

$$V = 13.08 T_0 b_t^2 / \alpha \quad (3)$$

Donde **α** está relacionada con la excentricidad de la isopaca ($\alpha = 1 - e^2$, e: excentricidad de la isopaca), y **b_t** es la distancia media del espesor promedio del depósito, el cual, si no puede ser medido en campo, puede calcularse mediante la



pendiente del gráfico T versus $A^{0.5}$ (Pyle, 1989). Este método es bastante sensitivo a los quiebres y segmentos en la curva de la gráfica de $(A)^{0.5}$ versus T .

Los otros dos métodos son similares al de Pyle (1989), con diferentes adaptaciones a depósitos con características particulares. El volumen del depósito por el método de la ley de potencia (Bonadonna y Houghton, 2005) puede ser calculado por medio de la siguiente ecuación:

$$V = \frac{2T_{pl}}{2-m} (C^{(2-m)} B^{(2-m)}) \quad (4)$$

Donde,

T_{pl} : es un coeficiente que se determina por ajuste de los datos de campo

m : es el exponente de la ley de potencia que se determina por ajuste de los datos de campo

C : distancia máxima para la integración del volumen, en kilómetros

B : la distancia de alcance del máximo espesor, en kilómetros

Bonadonna y Houghton (2005) recomiendan que el modelo de la ley de potencia (ecuación 4), da mejores resultados con grandes bases de datos. Una desventaja de este método, es que es sumamente sensitivo a los valores de los espesores distales y próximos a la fuente (Bonadonna y Houghton, 2005).

Por otro lado, el método de Weibull introducido por Bonadonna y Costa (2012), trata de reconciliar las desventajas del método de Pyle (1989) y de Bonadonna y Houghton (2005), anteriormente descritos. Por lo tanto, el método de Weibull no depende los límites de integración (método de la ley de potencia), ni de las curvas en el gráfico de $(A)^{0.5}$ versus T (método del adelgazamiento exponencial de los depósitos de tefra), y como su nombre lo indica, este método se basa en ajustar una función probabilística de Weibull a los datos de campo (Bonadonna y Costa, 2012).

El volumen, V , del depósito de tefra por el método de Weibull se calcula por medio de la ecuación (5), a continuación:



$$V = \frac{2\theta\lambda^2}{n} \quad (5)$$

Donde los parámetros θ , λ y n , son determinados a partir de los datos de campo ajustando la función de Weibull numéricamente.

3.3.2 Clasificación de los depósitos de caída de tefra por isopacas e isopleas

El estudio de los depósitos volcánicos de caída, permiten construir las isopacas y las isopleas, siendo estas últimas, mapas con líneas de contorno de clastos de igual tamaño (usualmente el diámetro dado en centímetros). La combinación de las isopacas e isopleas permiten caracterizar el tipo de erupción a partir de modelos matemáticos, como los desarrollados por Carey y Sparks (1986). Estos se resumen en la determinación y el uso de dos parámetros, la distancia media del espesor promedio del depósito (b_t , definido anteriormente en la ecuación 3, determinado a partir de las isopacas) y la distancia media del clasto de tamaño máximo (b_c), el cual se determina a partir de las isopleas.

Para estimar los valores de b_t y b_c utilizamos las fórmulas dadas por Pyle (1989) y Nathenson (2017), las cuales se muestran a continuación:

$$b_t = \frac{\log(2)}{k_a\sqrt{\pi}} \quad (6)$$

Donde k_a , igual que en la ecuación (1), es la pendiente de la gráfica de $(A)^{0.5}$ versus T , en un gráfico semilogarítmico de **isopacas**.

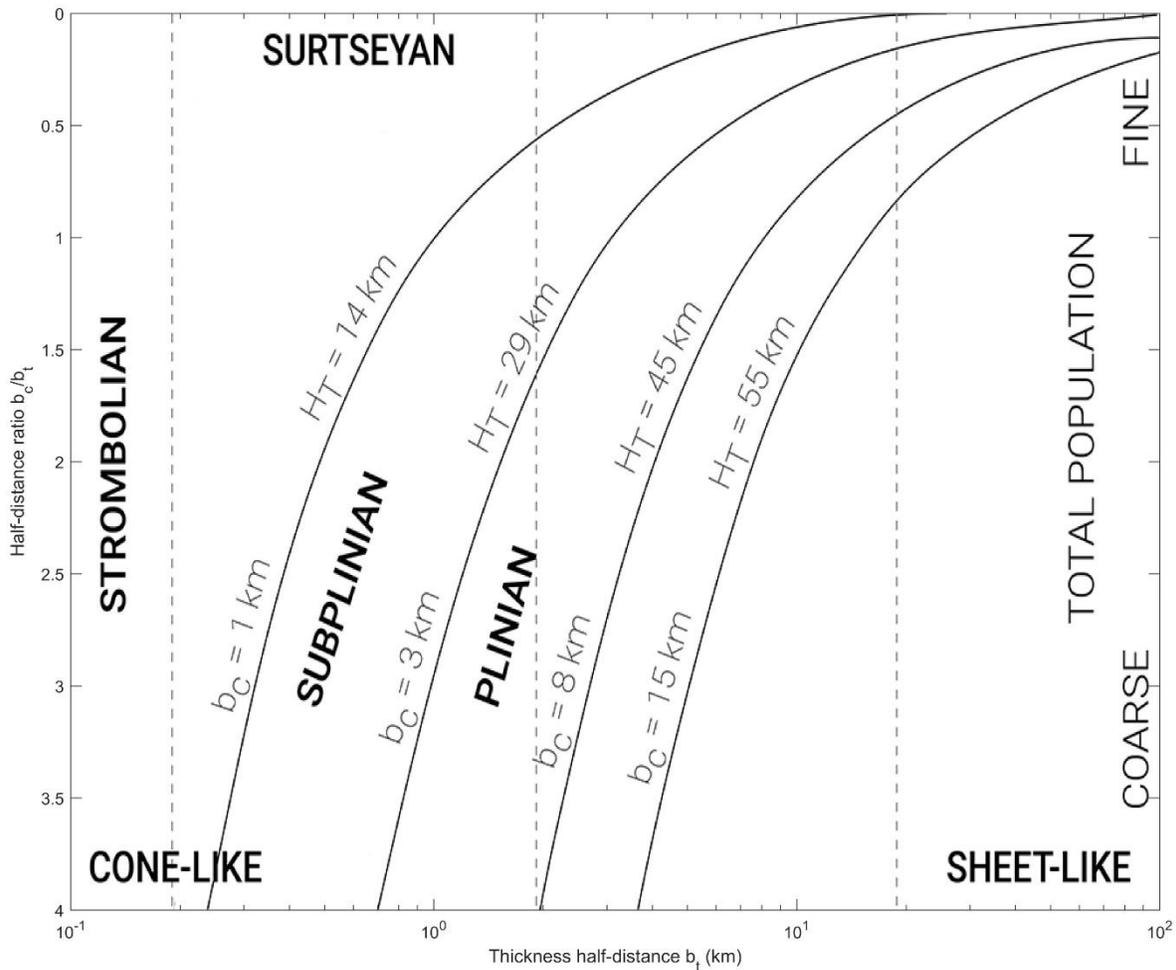
Similarmente,

$$b_c = \frac{\log(2)}{k_e\sqrt{\pi}} \quad (7)$$

Donde k_e , similarmente a la ecuación anterior, es la pendiente de la gráfica de $(A)^{0.5}$ versus T , en un gráfico semilogarítmico de **isopleas**.

Pyle (1989) determinó que el cociente b_c/b_t es útil para clasificar las erupciones volcánicas según se explosividad, y la altura de columna eruptiva, cuyo esquema se muestra a continuación.

Figura 12. Esquema de clasificación de erupción volcánica. Fuente (Pyle,1989).



Por otro lado, conociendo el volumen del depósito (de la erupción), se puede determinar el índice de explosividad volcánica (VEI, por sus siglas en inglés) al compararlo con los rangos establecidos por Newhall y Self (1982) para dicha clasificación.

3.2.3 Estimación de parámetros eruptivos por inversión numérica

La estimación de *parámetros eruptivos iniciales* (PEI) de erupciones pasadas, tales como altura de columna eruptiva, duración de la erupción, masa total de la erupción, velocidad y dirección del viento son críticos para reconstruir el pasado eruptivo de un volcán, planificación territorial, la creación de escenarios de amenaza volcánica, etc.



Debido a que la determinación de los PEI de cualquier erupción es un problema multivariable, la manera más efectiva de lograr estimar estos parámetros es a través de una inversión numérica, lo que requiere del uso de diferentes técnicas estadísticas y métodos numéricos (Tarantola, 2005; Suzuki, 1983; Connor y Connor, 2006; Yang et al., 2021).

Yang et al. (2021), acaban de publicar una serie de códigos escritos en el lenguaje de programación Python para realizar la inversión de los PEI aplicando el método de las Cadenas de Markov de Monte Carlo (MCMC, por sus siglas en inglés) a través del algoritmo Metrópolis-Hastings (M-H), acoplado con el código Tephra2 (Bonadonna et al., 2010; Connor et al., 2011), el cual es un código para simular el transporte y deposición de tefra volcánica.

La descripción del algoritmo M-H y su acoplamiento con el método MCMC es bastante extenso y está fuera de los alcances de este trabajo de tesis, por lo que se recomienda a los lectores interesados, consultar los siguientes artículos científicos: Hastings (1970), Green et al. (2016), Yang et al. (2021).

El programa Tephra2 (Bonadonna et al., 2010; Connor et al., 2011) se basa en una solución semi-analítica a la ecuación de advección-difusión, y su salida es la masa de tefra por unidad de área depositada y la distribución del tamaño de grano en ubicaciones (coordenadas) especificadas por el usuario. Este programa, asume que las partículas de tefra con diferentes tamaños de grano se liberan desde una columna vertical, cuyo radio aumenta con la altura, y su transporte está sujeto a la advección del viento, turbulencias horizontales de difusión y caída con velocidades terminales. Las entradas para el Tephra2 incluyen la masa total de erupción y la distribución total del tamaño de grano, y otros parámetros para caracterizar la columna eruptiva y las condiciones del viento.



CAPITULO IV.

4.1 ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1.1 Parámetros eruptivos iniciales de 1971 del volcán Cerro Negro

4.1.2 Volumen y VEI de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro

Aplicando los métodos empírico-matemáticos para la determinación del volumen de un depósito volcánico a partir de los datos de campo, y la clasificación del tipo de erupción, precisamente las isopacas y las isopletas, descritos anteriormente, el método de Pyle (1989), Bonadonna y Houghton (2005) Bonadonna y Costa (2012) se obtuvieron los siguientes resultados.

Figura 13. Espesor de las isopacas versus la raíz cuadrada de cada isopaca derivadas de los datos de campo para la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro. Podemos ver el ajuste de los 3 modelos sobre los datos, el exponencial (Pyle, 1989), la ley de potencia (Bonadonna y Houghton, 2005), y la función de Weibull (Bonadonna y Costa, 2012).

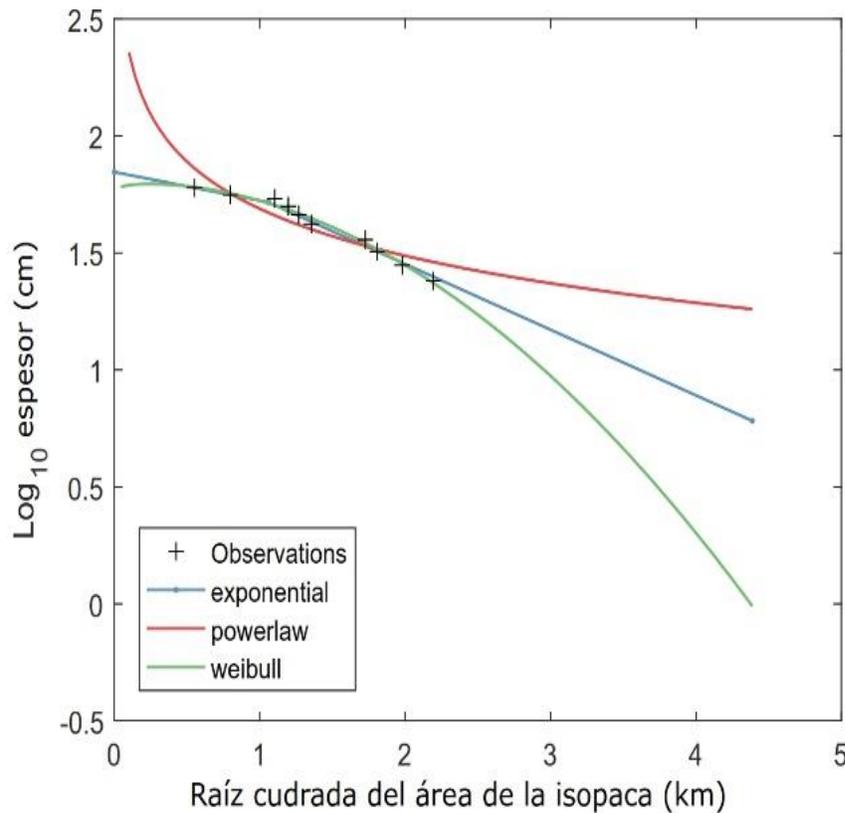
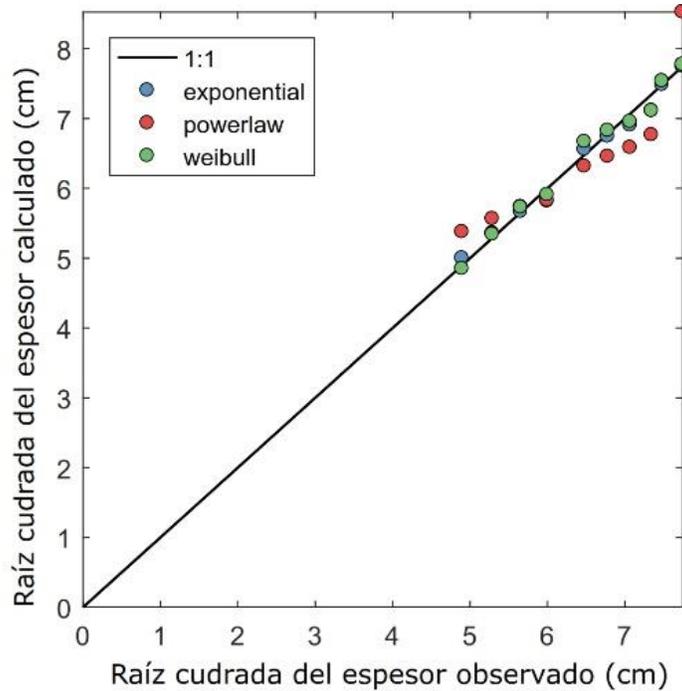


Figura 14. Comparación de los datos de campo con las predicciones de los 3 citados métodos. Observar la carencia de puntos en la parte proximal del depósito.



Una serie de métodos para la estimación de volúmenes de tefra han sido propuestos (p.ej. Rose et al., 1973; Walker, 1980, 1981a, b; Pyle, 1989, 1995; Fierstein y Nathenson, 1992; Bonadonna y Houghton, 2005; Bonadonna y Costa, 2012). La estimación del volumen/masa de depósitos de caída para erupciones explosivas es absolutamente relevante para comprender los parámetros eruptivos de una erupción, clasificarla y estudiar el impacto del evento volcánico. De forma matemática, la determinación del volumen de un depósito de tefra ha de calcularse como:

$$\int_0^{\infty} T(x)dA = 2 \int_0^{\infty} T(x)dA \quad (\text{Ecuación 1})$$

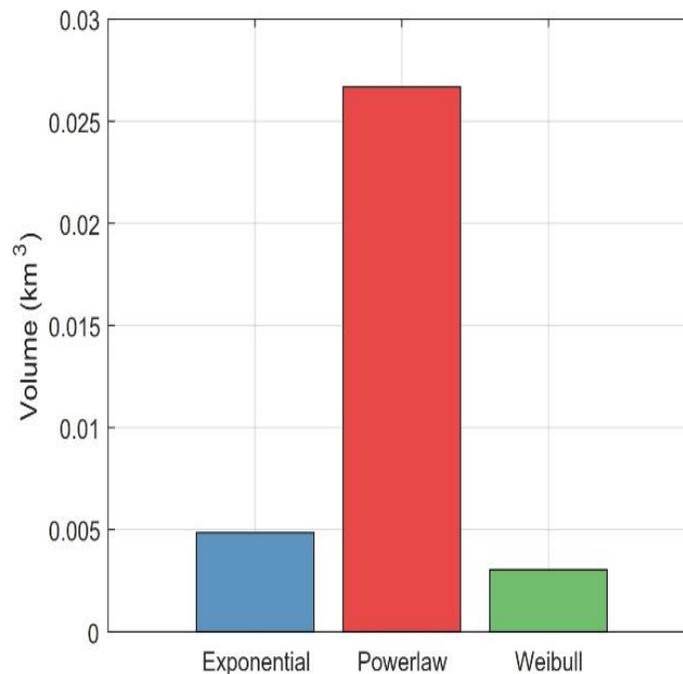
dónde A es el área cubierta por un espesor T. Sin embargo, esta integral también puede resultar no pertinente debido a la distribución no lineal, e incluso más compleja que una simple relación exponencial (Bonadonna et al., 1998), entre el espesor de tefra y el área cubierta por una isopaca individual, propiedad que condiciona los problemas en la integración de las variables. Se suma a ello, los



problemas en la recolección de datos distales, la extrapolación de datos y la erosión de los depósitos (Fierstein y Nathenson, 1992).

Esto se agrega a la escasez general de datos, especialmente de aquellos depósitos prehistóricos, la falta de datos a causa de la erosión, cuando la caída de tefra ocurre en el océano o incluso cuando hay escasez de datos proximales debido a colapsos sectoriales o falta de acceso (Bonadonna y Houghton, 2005).

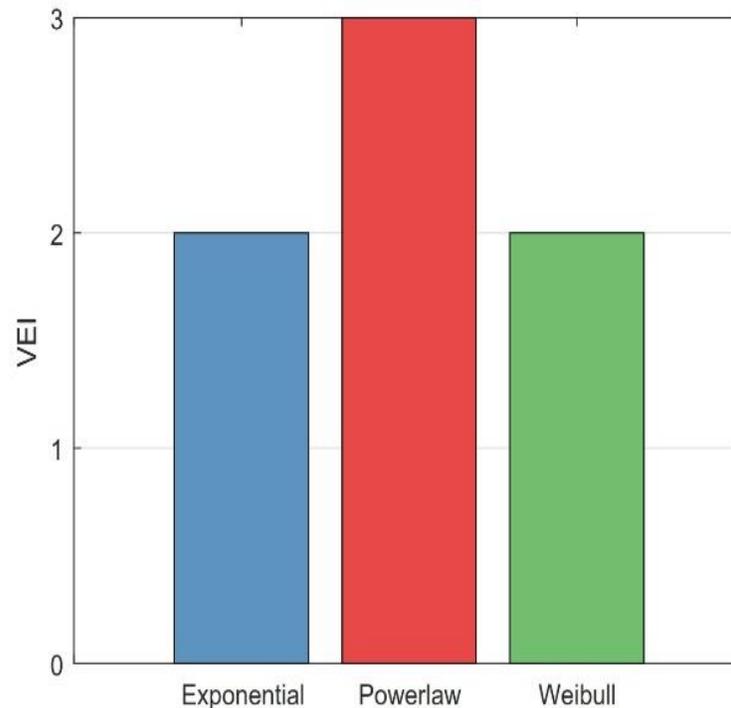
Figura 15. Estimación del volumen del depósito de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro mediante los 3 citados métodos. La ley de potencia (Power-law) parece sobreestimar el volumen significativamente.



De estos resultados, se observa que el modelo de la ley de potencia (power-law) de Bonadonna y Houghton (2005) sobre estima el volumen de la erupción del volcán de 1971 Cerro Negro, y posiblemente los otros modelos podrían de cierto modo subestimar el volumen calculado, por lo que es recomendable hacer un promedio de los resultados de los 3 modelos. Esto suele ocurrir con este modelo cuando hay muy pocos datos de campo en la fase proximal (cercano al centro eruptivo; Bonadonna y Houghton (2005)), lo cual es nuestro caso, a como se puede apreciar en la *Figura 15*.



Figura 16. Índice de explosividad volcánica establecida a partir del volumen eruptivo.



Los 3 modelos para estimar el volumen eruptivo, descritos anteriormente, arrojan un volumen promedio de $0.0126 \text{ km}^3 \pm 0.0084 \text{ km}^3$, lo que equivale en metros cúbicos a $12.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \pm 0.84 \times 10^7 \text{ m}^3$. Este valor promedio, es casi igual (igual dentro del margen de error) al valor del volumen reportado por Hill et al. (1998) para esta erupción, 0.0139 km^3 , aunque ellos no especifican cómo obtuvieron dicho valor. Los resultados, junto con la estimación del VEI, se resumen en la tabla a continuación.

Tabla 5. Resultado de los volúmenes y el VEI estimados por los 3 métodos descritos.

Método	Exponencial	Ley De Potencia	Weibull	Valor Medio	Error Estándar Medio
Volumen (km^3)	0.0055	0.0293	0.0030	0.0126	0.0084
VEI	2	3	2	N/A	N/A
r^2	0.92007	0.75991	0.98268	N/A	N/A

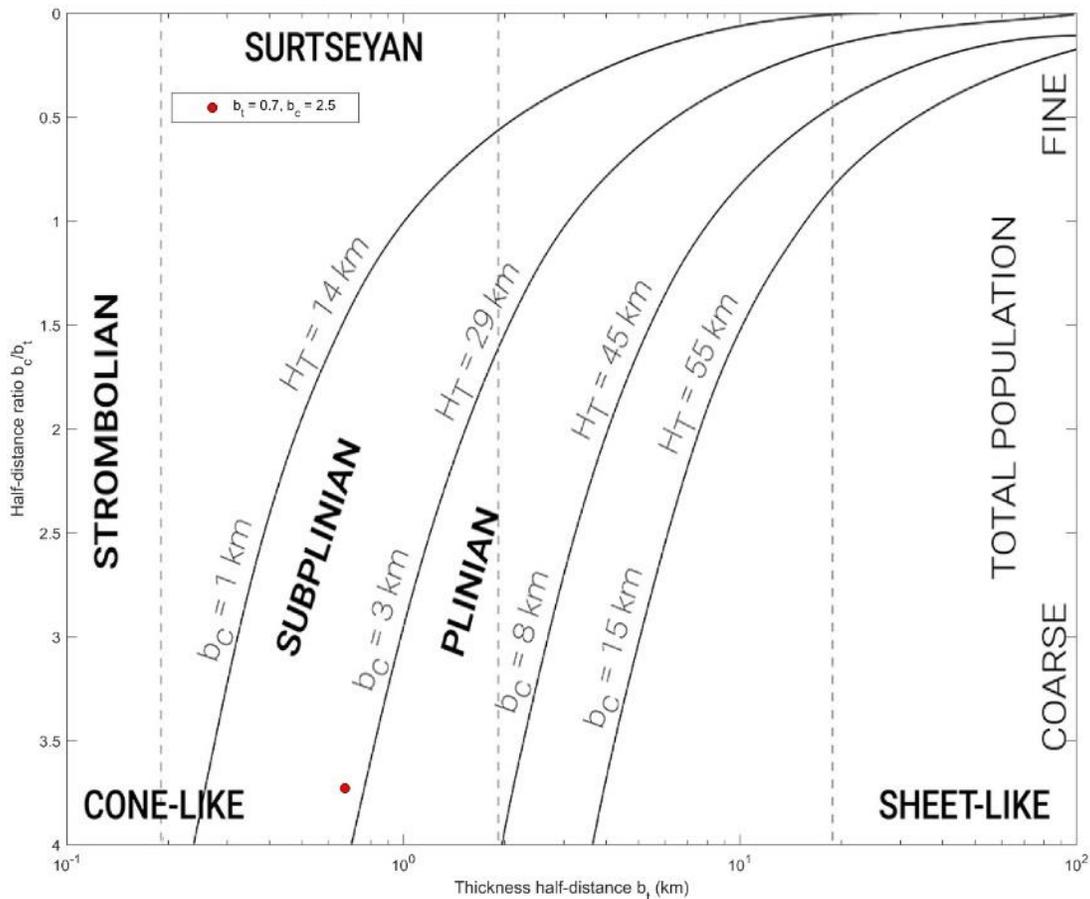


El resultado obtenido para el VEI de esta erupción fue de 2 a 3 con los 3 modelos, y el reportado por el Smithsonian Institution es de 3, lo cual está en excelente coincidencia con los resultados aquí obtenidos.

4.1.3 Clasificación de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro

A partir de los resultados obtenidos del método exponencial de Pyle (1989), ecuaciones descritas anteriormente, obtuvimos un valor del parámetro de la distancia media del clasto de tamaño máximo $b_c = 2.5$ km, y para la distancia media del espesor promedio del depósito $b_t = 0.7$ km. De esto, la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro cae en la clasificación de erupción Subpliniana y una altura máxima de columna eruptiva de alrededor de 20 km, ver figura a continuación.

Figura 17. El punto rojo marca la clasificación de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro siguiendo el modelo de Pyle (1989) a partir de los parámetros b_t y b_c .





El objetivo principal de la clasificación de erupciones es permitir que las erupciones se comparen entre sí en términos de tamaño o escala. Walker (1980) identificó los siguientes cinco parámetros de erupciones volcánicas; magnitud, intensidad, poder dispersivo, violencia y potencial destructivo.

La magnitud de una erupción es el volumen total de material erupcionado. La intensidad es la tasa de descarga de magma y el poder dispersivo es el área sobre la cual se distribuyen los productos. El parámetro de violencia está determinado principalmente por el impulso de los productos en erupción y el potencial destructivo en un área sobre la cual puede ocurrir la destrucción en dependencia de las características de la superficie.

De estos parámetros, la intensidad y el poder de dispersión son los más estrechamente relacionados, ya que la altura de una columna de erupción, y por lo tanto su poder de dispersión es una función directa de su tasa de descarga de magma (Wilson et. Al., 1978; Settle, 1978; Wilson et al., 1980; Sparks, 1986; Carey y Sparks, 1986).

4.1.4 Índice de Explosividad Volcánica (VEI) del volcán Cerro Negro

El Índice de Explosividad Volcánica (VEI) de Newhall y Self (1982) usa dos de estos cinco parámetros, *magnitud e intensidad*, como un medio para escalar erupciones volcánicas. Carey y Sigurdsson (1989) desarrollaron una técnica simple para determinar VEI utilizando una gráfica de la altura de la columna y el volumen de material erupcionado que, cuando se aplicó a los datos reales de la erupción de 1971 del volcán Cerro negro, resultó ser escalado de manera inapropiada.

No obstante, este esquema de clasificación todavía se usa comúnmente y se ha aplicado a los datos de Cerro Negro (*ver tabla 7*) En general, las erupciones de Cerro Negro caben dentro de las regiones VEI 2 y VEI 3 en la versión Carey y Sigurdsson (1989) del VEI.

Las erupciones explosivas más recientes se ubican más cerca de la región VEI 3, mientras que las erupciones más antiguas se ubican en el extremo más bajo del rango en la región VEI 2, en términos de otros parámetros de dinámica de erupción, las erupciones en Cerro Negro se ajustan al rango de estilo de erupción estromboliana según lo definido por Woods (1980).



4.1.5 Amenaza por caída de tefra

La caída de material piroclástico es la principal amenaza que representa el volcán Cerro Negro a la población en su entorno. Durante la erupción de 1971, las ciudades de León, Posoltega, Quezalaguaque y San Jacinto fueron cubiertas con una capa de 0.5cm a 3 cm de espesor de tefra y arenas. Esta capa cubrió un área de 60 km², en lugares distantes como Chinandega, Chichigalpa, Villa Sandino entre otras la tefra alcanzo un espesor de 0.5cm (*Catastro e Inventario de Recursos Naturales.*, 1971).

El las comunidades cercanas al volcán (Los Urroces, Palo de Iapa, El Porvenir, Los Calero, El Pastal, Punta Caliente, Los Manzanares y Los Hernández) esta capa de tefra alcanzo espesores de 3 cm a 10 cm, en las cercanías al volcán los espesores de la capa de ceniza fueron de 40 cm (*Catastro e Inventario de Recursos Naturales.*, 1971).

Tabla 7. Superficie y porcentaje de los grados de daños de las áreas afectadas (Erupción 1971). Fuente (Catastro e Inventario de Recursos Naturales., 1971).

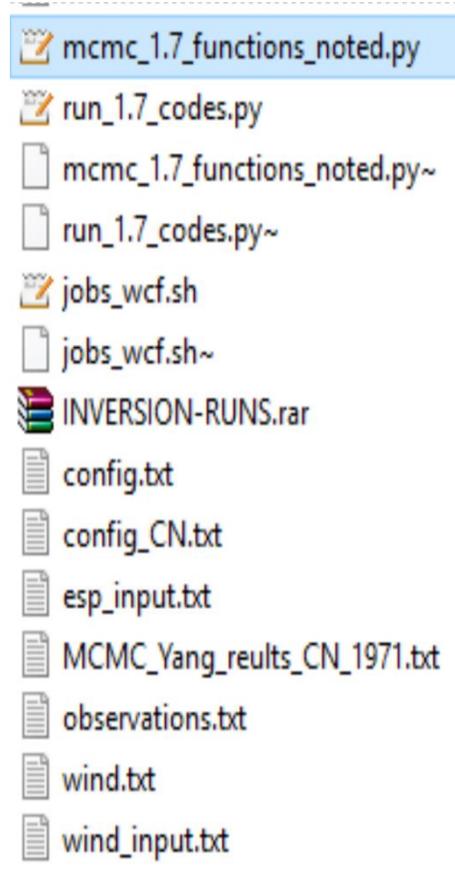
Grado	Área (Km ²)	Área (Ha)	Área (Mz)	Área (%)
I	58	5,800	8,120	1.01
II	91	9,100	12,470	1.58
III	609	60,900	35,260	10.61
IV	5,000	500,000	700,000	80.80
Total	5,758	575,800	800,120	100

Basado en registros históricos y un análisis de los depósitos de cenizas, el escenario típico de erupción en Cerro Negro es el de explosiones menores en la ventilación principal, que generalmente van acompañadas de pequeños flujos de lava desde la ventilación principal o un cono adventivo hacia el noreste o al suroeste del cono principal. Las cinco erupciones más explosivas (1947, 1968, 1971, 1992, 1995) depositaron hasta 5 cm de cenizas en la ciudad de León. Las erupciones en el

volcán Cerro Negro se han producido en seis episodios de 1 a 24 años de actividad seguidos de 24 años + 8 de reposo, lo que indica que las erupciones de 1992 y 1995 son los primeros eventos en una nueva fase de actividad (McKnighth, 1995).

4.2.1 Parámetros de entrada que se modificaron para correr el programa MCMC.

Figura 18. Scripts utilizados para la inversión numérica en el programa MCMC



Método y modelo:

MCMC_1.7_functions_noted.py: El algoritmo Metrópolis-Hastings es uno de los métodos de Márkov Chain Monte Carlo más populares.

Run_1.7_codes.py: scripts modificados a partir de TEPHRA 2020

Funciona bajo el marco bayesiano y se puede utilizar para estimar la distribución posterior de las variables de interés (por ejemplo, parámetros de la fuente de erupción).



Tephra2 es un modelo semi-analítico ampliamente utilizado que predice el espesor / masa por área unitaria de depósitos de caída de tefra en ubicaciones específicas.

Config.tct: Archivo de entrada para correr el TEPHRA 2020

esp_input.csv: define las especificaciones requeridas para ejecutar el algoritmo M-H para la pluma (Parámetros de fuente de erupción;

Observations.txt: Datos de campo (espesores de tefra y coordenadas) ESP);

Wind.txt: Perfil de viento

wind_input.csv: define las especificaciones necesarias para ejecutar el algoritmo M-H para el perfil de velocidad del viento.

4.2.2 Resultados obtenidos de los parámetros eruptivos iniciales (PEI) de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro por medio de la inversión del depósito de tefra, método MCMC

La inversión de los PEI con el modelo MCMC se llevó a cabo corriendo el modelo 50,000 veces para asegurar una buena convergencia de las incógnitas a determinar, las cuales fueron:

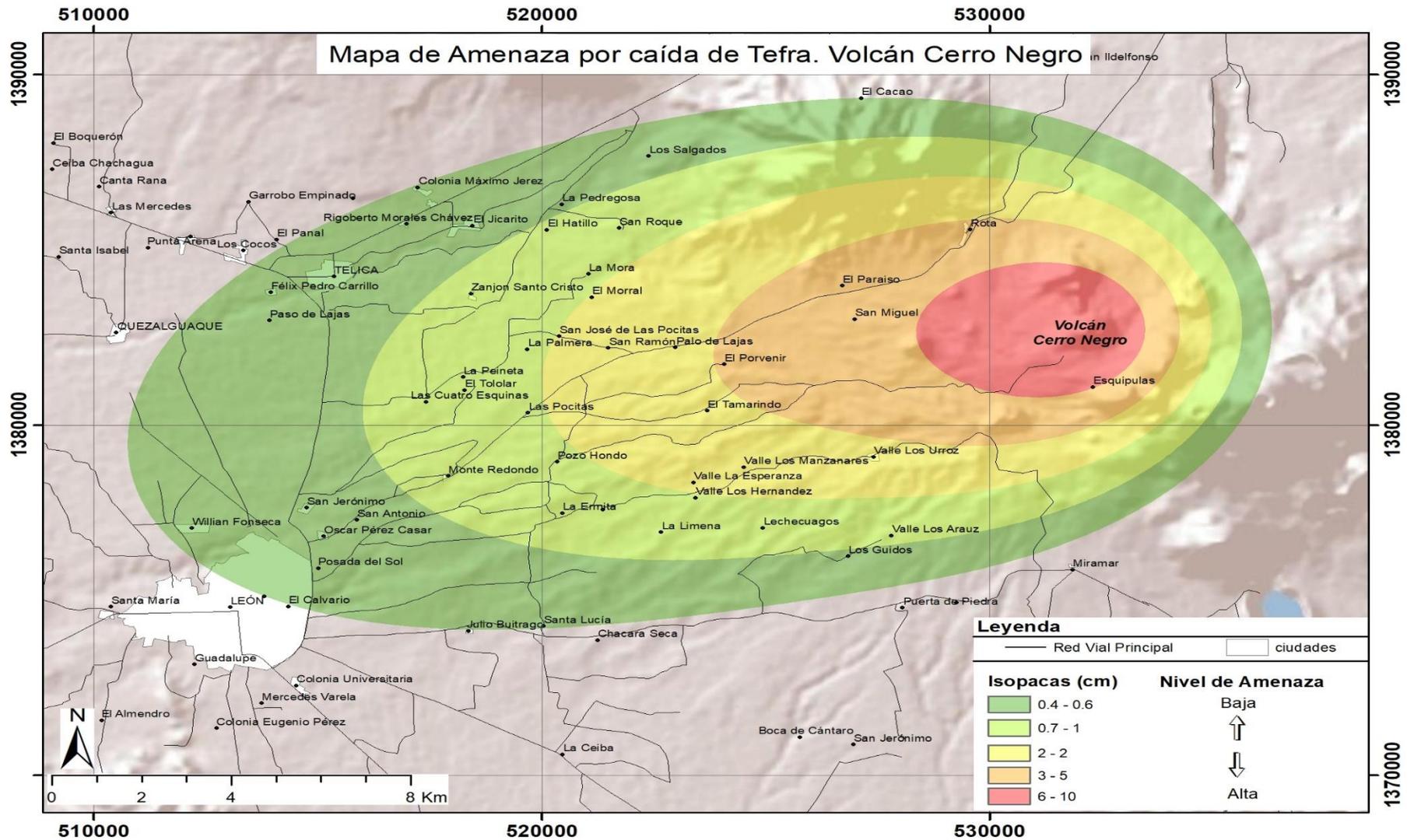
Tabla 6. Resultados de la inversión las condiciones iniciales de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro, método MCMC.

Variable	Valor más probable	Desviación estándar
Altura máxima de columna (m)	9094	1349
Masa de tefra expulsada (kg)	11.603	0.365
Tamaño medio de la tefra (phi)	1.36	0.38
sd_gs	1.54	0.21
Máxima velocidad del viento (m/s)	13.2	4.5

Los resultados aquí descritos, permitieron construir el siguiente mapa de amenaza por caída de tefra volcánica de la erupción de 1971 del Cerro Negro (*ver figura 19*).



Figura 19. Mapa de amenaza por caída de tefra volcánica de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro.





El mapa de amenaza por caída de tefra (*Figura 19*) fue generado con el software TEPHRA2 a partir de los parámetros eruptivos iniciales obtenidas con las simulaciones numéricas.

A como se puede ver, la amenaza más alta (zona de color rojo) tiene una forma casi elíptica de 4 km por 5 km, con su eje mayor en dirección este-oeste y un espesor de entre 6 cm y 10 cm, afectando la comunidad de Esquipulas.

A medida que nos alejamos del volcán, el espesor de tefra volcánica disminuye, por ende, la amenaza también disminuye, pero abarca muchas más comunidades, inclusive ciudades altamente pobladas, tales como Telica y León, entre otros poblados con menor cantidad de habitantes.

Estos resultados son muy importantes, ya que nos brindan un escenario de amenaza o peligro basado en un evento volcánico que aconteció hace 50 años, y que, por lo tanto, es probable que vuelva a ocurrir.

Este mapa es de suma utilidad para los tomadores de decisión, los planificadores territoriales, los agricultores y los científicos.



CAPÍTULO V.

5.1 CONCLUSIONES

Los resultados del presente trabajo de investigación monográfica nos llevan a plantear las siguientes conclusiones:

- i. Como resultado de las simulaciones de las condiciones iniciales de la erupción del volcán Cerro Negro en 1971, se determinó que la altura de la columna eruptiva fue de $9,094 \text{ m} \pm 1,349 \text{ m}$, con un índice de explosividad volcánica (VEI) entre 2 y 3.
- ii. La aplicación de la determinación del volumen de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro mediante los métodos de Pyle (1989), Bonadonna y Houghton (2005), y Bonadonna y Costa (2012) dan un rango de 0.0055 km^3 a 0.0293 km^3 , con un promedio de $0.0126 \text{ km}^3 \pm 0.0084 \text{ km}^3$.
- iii. El mapa resultante de isopacas para determinar las áreas de mayor afectación, abarcan las comunidades aledañas al volcán Cerro Negro, así como las ciudades cercanas, León, Chinandega, Corinto.

Se concluye que la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro no fue de gran magnitud, pero si ocurriera en estos momentos, causaría serios problemas a cientos de miles de nicaragüenses, trayendo grandes pérdidas económicas a nivel local, en el sector de la agricultura, producción, comercio, turismo, sector salud, educación y daños a las viviendas.



5.2 RECOMENDACIONES

Se recomienda realizar más trabajo de campo para tener más puntos de control de las isopacas, no solamente de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro, sino también de otras erupciones significativas de este y otros volcanes del país, a fin de aplicar la metodología aquí descrita.

1. Realizar un mapeo estratigráfico a mayor detalle de la erupción de 1971 del volcán Cerro Negro para refinar los parámetros eruptivos, principalmente los mapas de isopleas
2. Actualizar los mapas de peligro volcánico por caída de tefra con los resultados aquí obtenidos.
3. Replicar esta metodología a las erupciones grandes de otros volcanes de Nicaragua para conocer mejor las condiciones iniciales eruptivas y el peligro por caída de tefra volcánica.



5.3 BIBLIOGRAFÍA

- Biass, S., Bonadonna, C., & Houghton, B. F. (2019). A step-by-step evaluation of empirical methods to quantify eruption source parameters from tephra-fall deposits. *Journal of Applied Volcanology*, 8(1), 1-16.
- Bonadonna, C, Connor L, Connor CB, Courtland LM (2010) Tephra2. <https://vhub.org/resources/tephra2>.
- Bonadonna, C., & Costa, A. (2012). Estimating the volume of tephra deposits: a new simple strategy. *Geology*, 40(5), 415-418.
- Bonadonna, C., & Houghton, B. F. (2005). Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposits. *Bulletin of Volcanology*, 67(5), 441-456.
- Buitrago, N., Notas bibliográficas acerca del Cerro Negro. (1998).
- Burkart, B. y Self, S. (1985). Extensión y rotación de bloques de la corteza en el norte de Centroamérica y efecto sobre el arco volcánico. *Geo*, 13 (1), 22.
- Burbach, GV, Frohlich, C., Pennington, WD y Matumoto, T. (1984). Sismicidad y tectónica de la placa Cocos subducida. *Revista de investigación geofísica: Tierra sólida*, 89 (B9), 7719-7735.
- Byrne, A., Laing, A. y Connor, B. (2007). Predicción de la dispersión de tefra con un modelo atmosférico de mesoescala y un modelo de caída de partículas: Aplicación del volcán Cerro Negro. *Revista de meteorología aplicada y climatología*, 121-135.
- Castillo, E. J. M. Geología de la Región Pacífica de Nicaragua.
- Carey, S., & Sparks, R. S. J. (1986). Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bulletin of volcanology*, 48(2), 109-125.
- Costa, A., Folch, A., Macedonio, G., Giaccio, B., Isaia, R. y Smith, VC (2012). Cuantificación de la dispersión de cenizas volcánicas y el impacto de la súper erupción de Ignimbrita de Campania. *Cartas de investigación geofísica*, 39 (10).
- Connor, C., Hill, B., LaFemina, P., Navarro, M. y Conway, M. (1996). Pulso de 222Rn del suelo durante la fase inicial de la erupción de junio-agosto de 1995 en Cerro Negro, Nicaragua. *Revista de investigación de vulcanología y geotermia*, 73 (1-2), 119-127.
- Costa, A., Folch, A., Macedonio, G., Giaccio, B., Isaia, R. y Smith, VC (2012). Cuantificación de la dispersión de cenizas volcánicas y el impacto de la súper erupción de Ignimbrita de Campania. *Cartas de investigación geofísica*, 39 (10).
- Connor, L. J., & Connor, C. B. (2006). Inversion is the key to dispersion: understanding eruption dynamics by inverting tephra fallout.
- Connor, C., Hill, B., LaFemina, P., Navarro, M. y Conway, M. (1996). Pulso de 222Rn del suelo durante la fase inicial de la erupción de junio-agosto de 1995 en Cerro Negro, Nicaragua. *Revista de investigación de vulcanología y geotermia*, 73 (1-2), 119-127.
- Connor, L., Connor, C., Translation, S., & Saballos, A. (2011). Tephra2 User's Manual. University of South Florida, Tampa, FL, accessed Sept, 24, 2017. https://vhub.org/resources/756/download/Tephra2_Users_Manual.pdf



- DeMets, C., Gordon, RG y Argus, DF (2010). Movimientos de placas geológicamente actuales. *Geophysical Journal International*, 181 (1), 1-80.
- Dengo, CA (1982). Análisis estructural de la zona de falla polóquica en Guatemala occidental, Centroamérica.
- Frischbutter, A. (2002). Estructura del graben de Managua, Nicaragua, a partir de imágenes de teledetección. *Geofísica Internacional*, 41 (2), 87-102.
- Girard, G. y Van Wyk De Vries, B. (2005). El complejo volcánico Managua Graben y Las Sierras-Masaya (Nicaragua); Localización separada por un complejo intrusivo: resultados del modelado analógico. *Revista de vulcanología e investigación geotérmica*, 144 (1-4), 37-57.
- Hill, BE, Connor, CB, Jarzempa, MS, La Femina, PC, Navarro, M. y Strauch, W. (1998). 1995 erupciones del volcán Cerro Negro, Nicaragua, y evaluación de riesgos para futuras erupciones. *Boletín de la Sociedad Geológica de América*, 110 (10), 1231-1241.
- La Femina, PC, Connor, CB, Hill, BE, Strauch, W. y Saballos, JA (2004). Interacciones magma-tectónicas en Nicaragua: el enjambre sísmico de 1999 y la erupción del volcán Cerro Negro. *Revista de investigación de vulcanología y geotermia*, 137 (1-3), 187-199.
- Lucic, G., Stix, J., Lollar, BS, Lacrampe-Couloume, G., Muñoz, A. y Carcache, MI (2014). El carácter desgasificante de un joven centro volcánico: Cerro Negro, Nicaragua. *Boletín de vulcanología*, 76 (9), 850.
- MacQueen, P., Zurek, J. y Williams-Jones, G. (2016). Sistema de tuberías de magma conectado entre Cerro Negro y el Complejo El Hoyo, Nicaragua revelado por un estudio de gravedad. *Revista de investigación de vulcanología y geotermia*, 327, 375-384.
- Malilay, J., Guido Real, M., Ramírez Vanegas, Á., Noji, E. y Sinks, T. (1997). Vigilancia de la salud pública después de una erupción volcánica: lecciones aprendidas en Cerro Negro, Nicaragua, 1992. *Revista Panamericana de Salud Pública*, 1, 213-219.
- McBirney, AR (1979). H, Williams. 1965. Historia volcánica de Nicaragua. *Univ. California. Publ. Geol. Sci*, 55 (1), 65.
- McKnight, SB y Williams, SN (1997). ¿Viejo cono de ceniza o volcán compuesto joven?: La naturaleza de Cerro Negro, Nicaragua. *Geología*, 25 (4), 339-342.
- Nathenson, M. (2017). Revised tephra volumes for Cascade Range volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 341, 42-52.
- Newhall, C. G., & Self, S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87(C2), 1231-1238.
- Walker, Ja y Carr, Mj (1986). Variaciones composicionales causadas por la clasificación de fenocristales en el volcán Cerro Negro, Nicaragua. *Boletín GSA*, 97 (9), 1156-1162.
- Pyle, D. M. (1989). The thickness, volume and grain size of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology*, 51(1), 1-15.
- Ridley, A. P. (1975). Woodward· Clyde Consultants.



- Roggensack, K., Hervig, RL, McKnight, SB y Williams, SN (1997). Vulcanismo basáltico explosivo del volcán Cerro Negro: influencia de volátiles en el estilo eruptivo. *Science*, 277 (5332), 1639-1642.
- Saballos, A., (2002) Estudios de geofísica y deformaciones a raíz de la erupción del volcán Cerro Negro. Tesis Monográfica.
- Self, S., & Sparks, R. S. J. (1978). Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water. *Bulletin volcanologique*, 41(3), 196-212.
- Sparks, R. S. J. (1986). The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology*, 48(1), 3-15.
- Suzuki, T. (1983). A theoretical model for dispersion of tephra. *Arc volcanism: physics and tectonics*, 95, 113.
- Tarantola, A. (2005). Inverse problem theory and methods for model parameter estimation. Society for Industrial and Applied Mathematics.
- Van Wyk de Vries, B. (1993). Evolución tectónica y magmática de los sistemas volcánicos de Nicaragua. *Diss. La Universidad Abierta de Londres, Dep. de Earth Sci*, 328.
- Yang, Q., Pitman, E. B., Bursik, M., & Jenkins, S. F. (2021). Tephra deposit inversion by coupling Tephra2 with the Metropolis-Hastings algorithm: algorithm introduction and demonstration with synthetic datasets. *Journal of Applied Volcanology*, 10(1), 1-24.



ANEXOS

INDICE DE FIGURAS

Columna estratigráfica basada en las calicatas realizadas en campo.

Figura 20. Columna estratigráfica

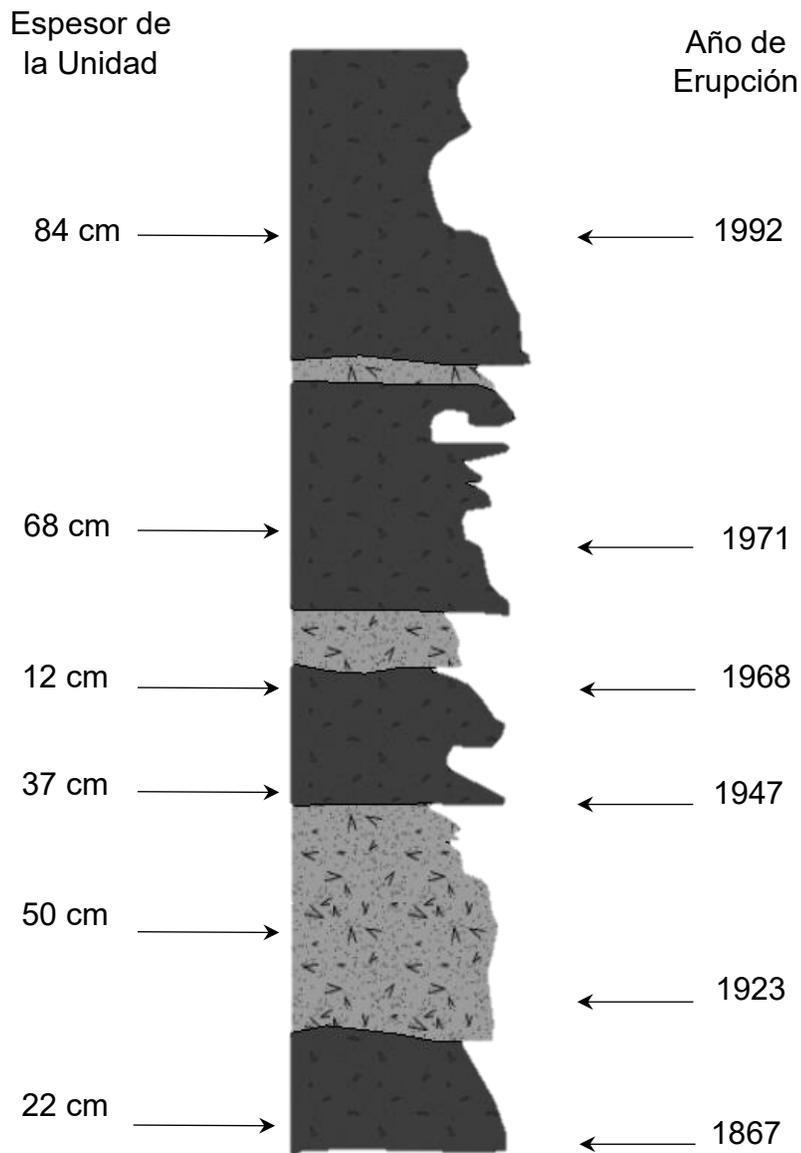




Figura 21. Mapa de isopacas de los puntos recolectados en campo.

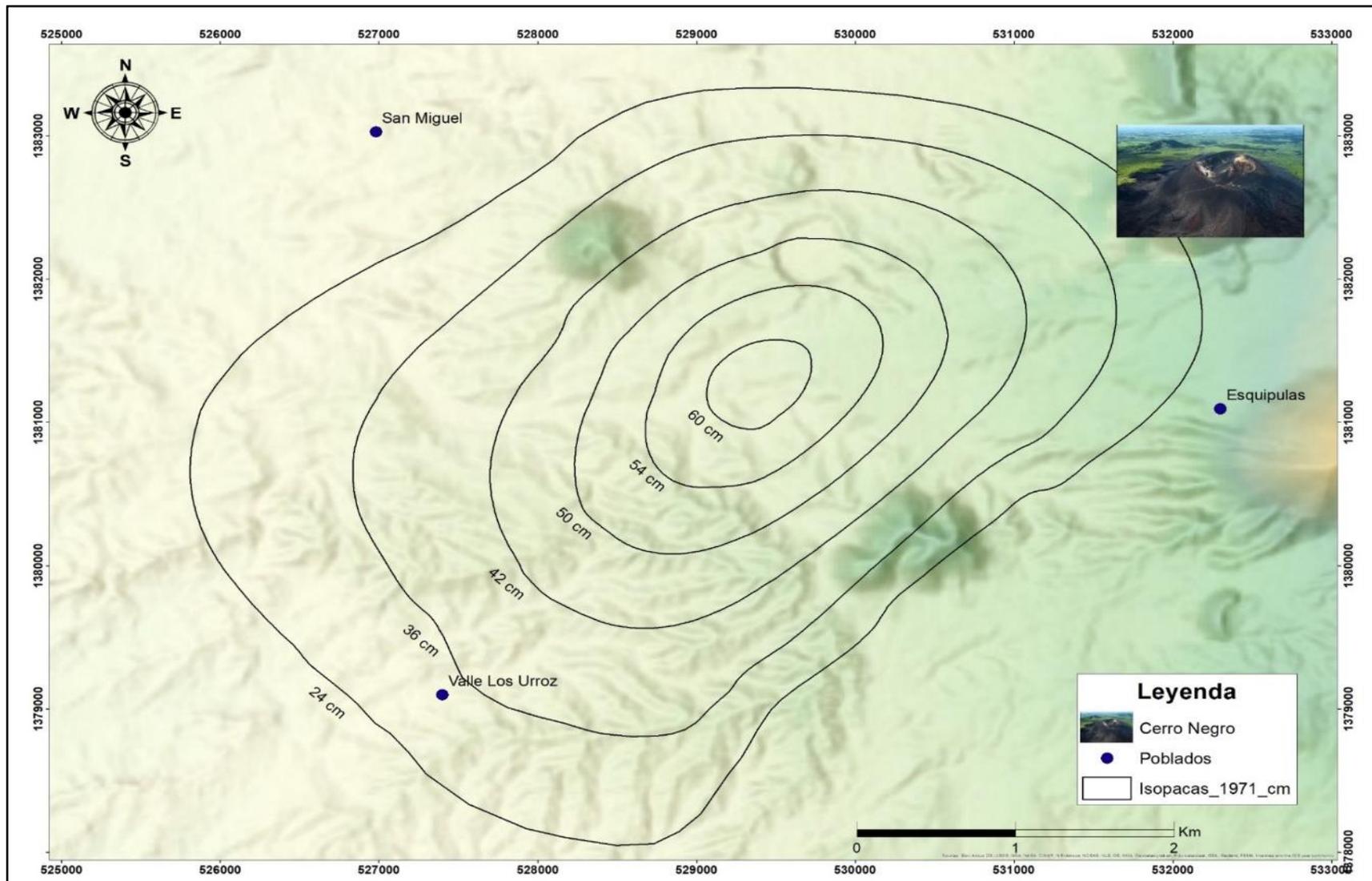
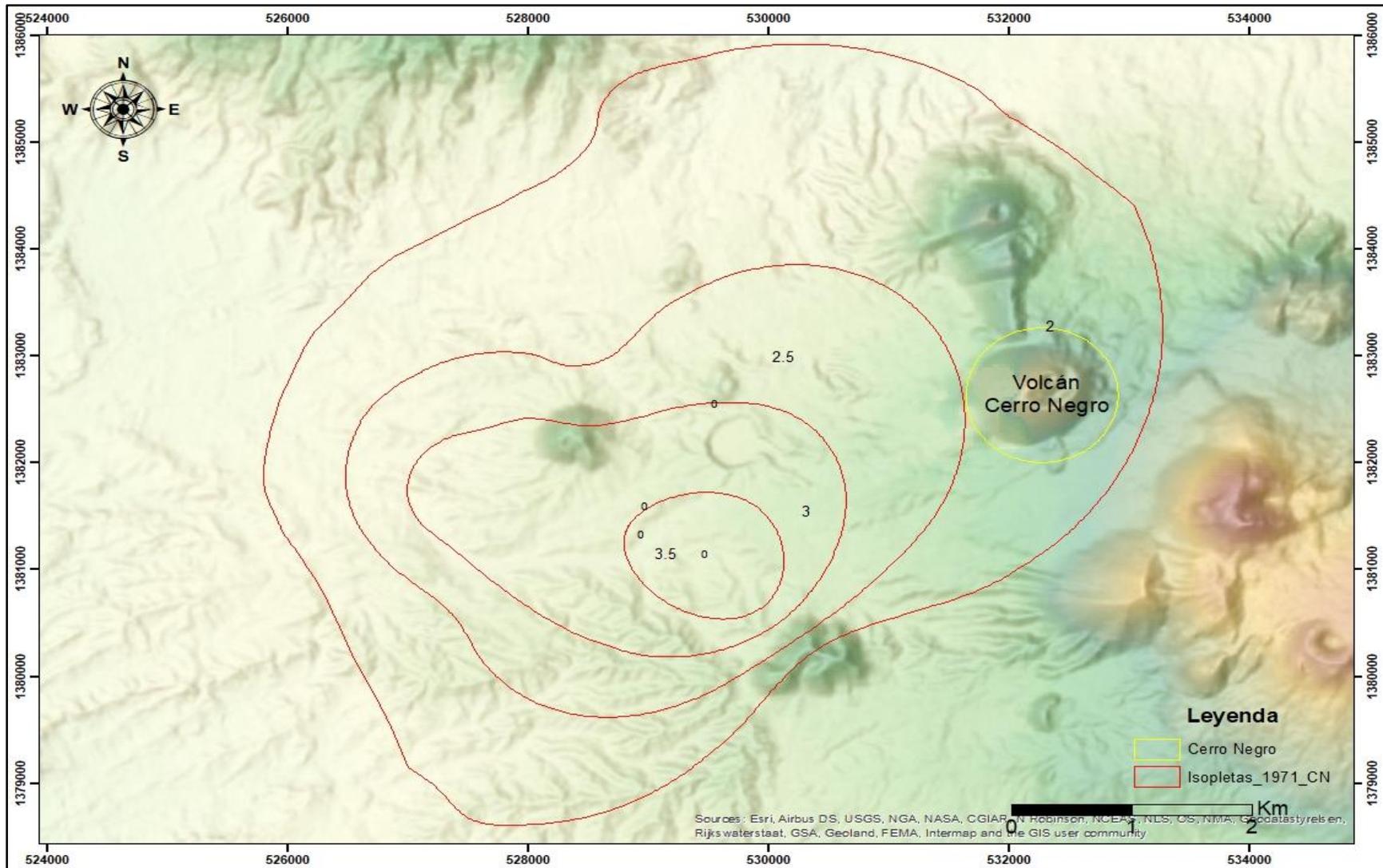




Figura 22. Mapa de isopletas de los puntos recolectados en campo.

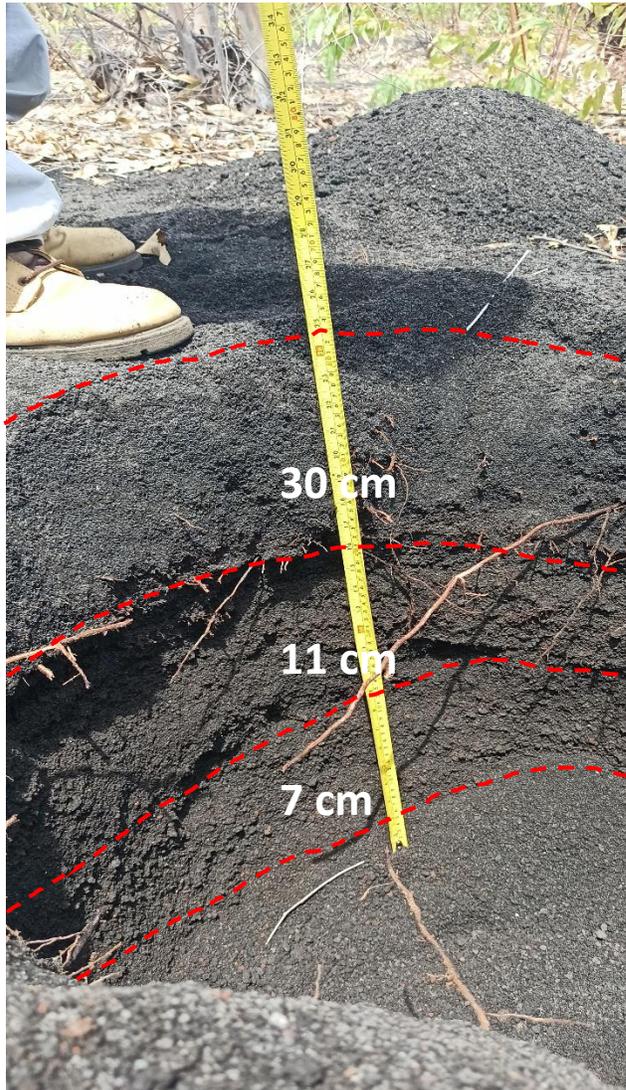


INDICE DE FOTOGRAFIAS

Coordenadas: 533416 - 1383272

Altura: 320 m

Fotografía 1. Calicata



En el techo del afloramiento se expone material de caída de grano medio, probablemente de las últimas erupciones (1995,1999) de poca angulosidad y vesicularidad corresponden a material tipo andesítico con cristales libres de plagioclasas y olivinos.



Se observó una capa con una intercalación de granos medianos con la matriz fina



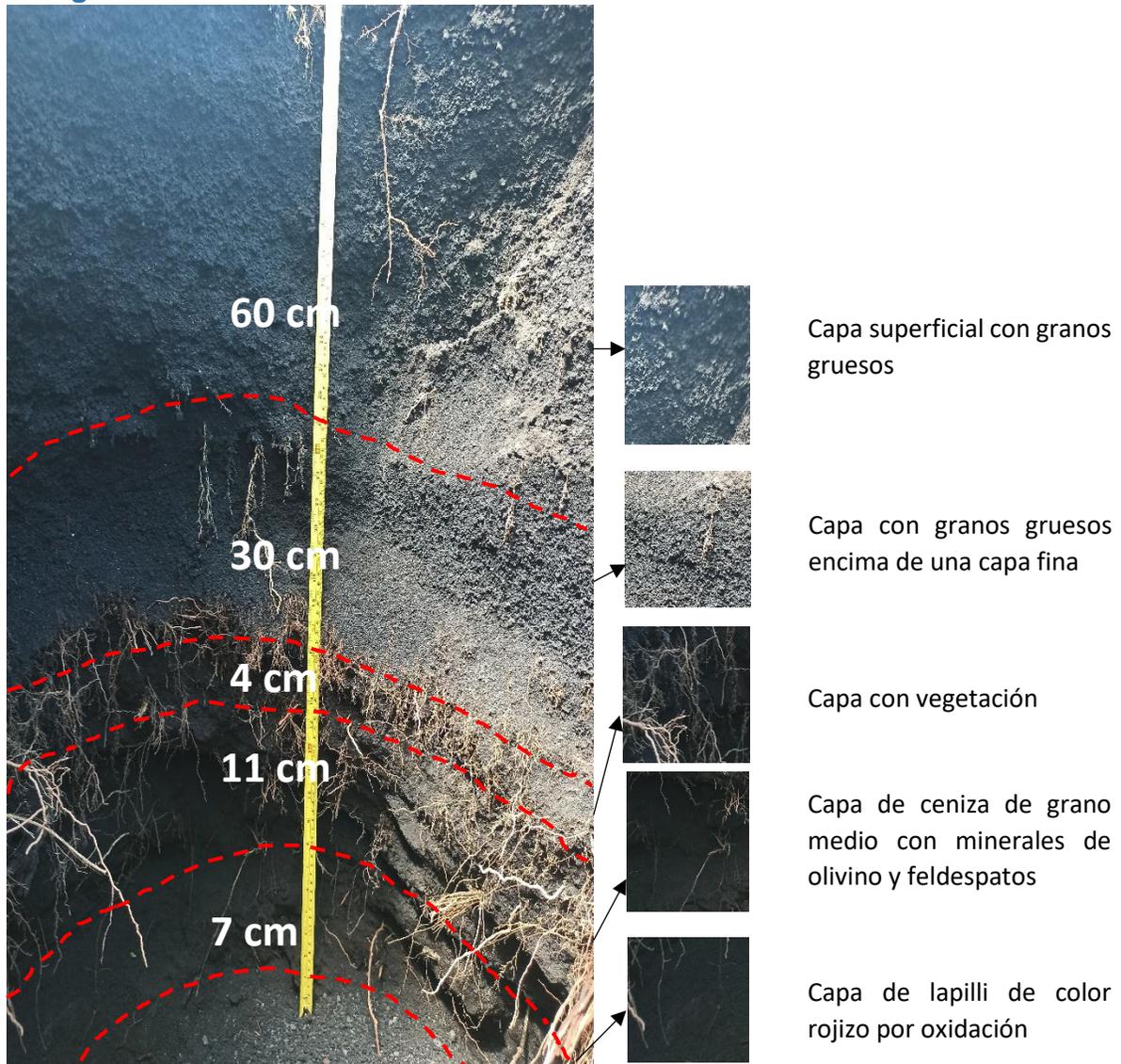
Se observó una capa posiblemente de la erupción de 1971 con presencia de una capa vegetal

Se realizó una perforación de 0.48 metros en total, en la que se lograron identificar tres capas del depósito de caída con la presencia materia vegetal.

Coordenadas: 533416 – 1383272

Altura: 320 m

Fotografía 2. Calicata

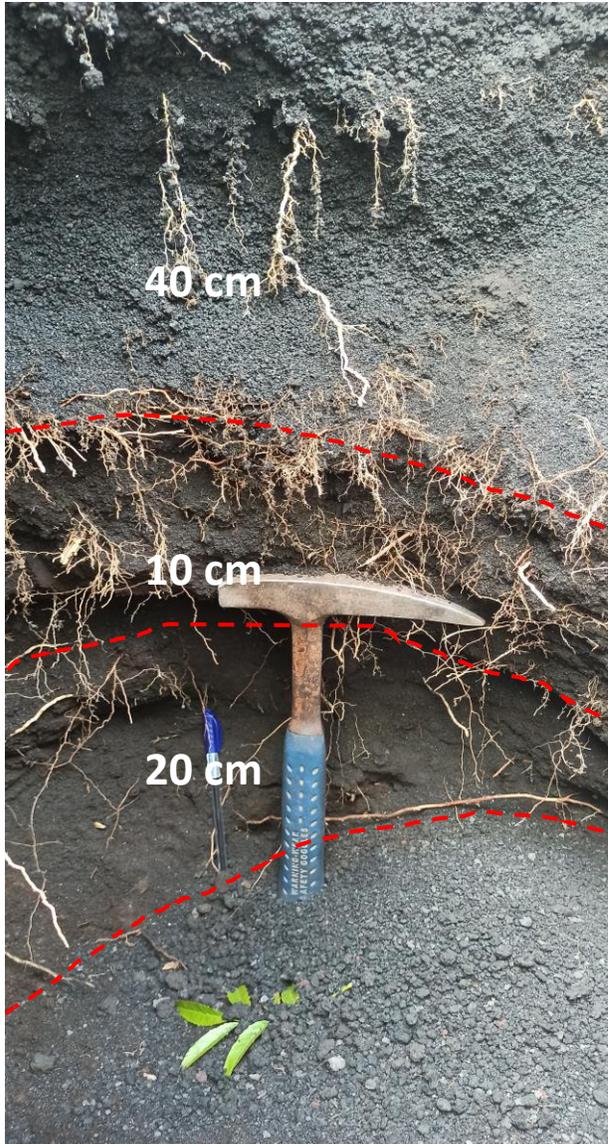


Se realizó una perforación de 1.12 metros en total, en la que se lograron identificar cinco capas del deposito de caída con la presencia de una capa vegetal intercalada.

Coordenadas: 530619 – 1383549

Altura: 333 m

Fotografía 3. Calicata



Capa de lapilli de grano medio a grueso



Capa con vegetación



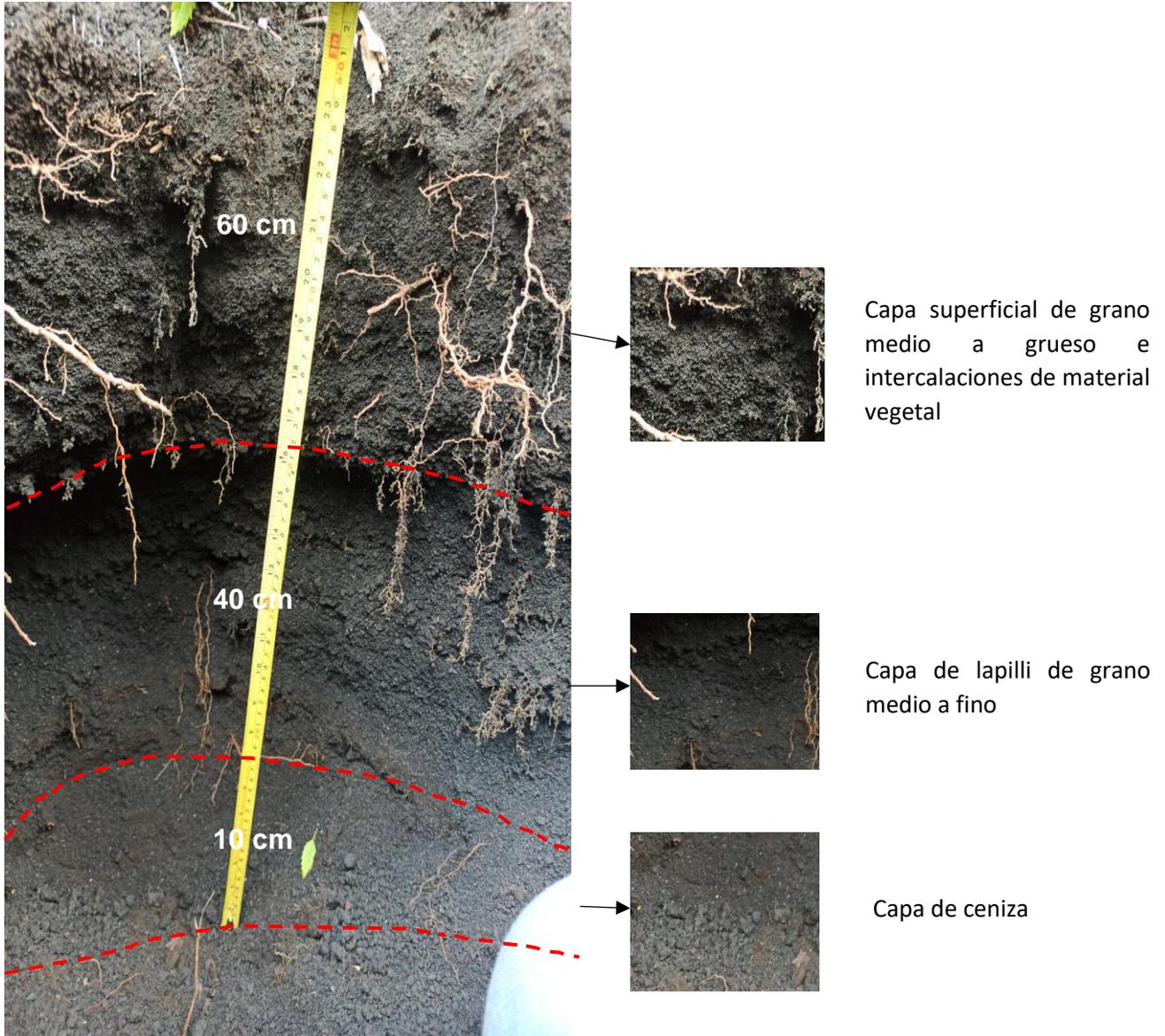
Capa de lapilli de grano fino

Se realizó una perforación de 0.70 metros en total, en la que se lograron identificar dos capas del depósito de caída con la presencia de una capa vegetal intercalada.

Coordenadas: 530656 - 1383743

Altura: 313 m

Fotografía 4. Calicata



Se realizó una perforación de 1.10 metros en total, en la que se lograron identificar dos capas del deposito de caída con la presencia de una capa vegetal en la parte superior del deposito.

Coordenadas: 529273 - 1380513

Altura: 363 m

Fotografía 5. Calicata



Perforación de 60 cm de profundidad capa de lapilli de grano medio a fino con alta presencia de material vegetal.

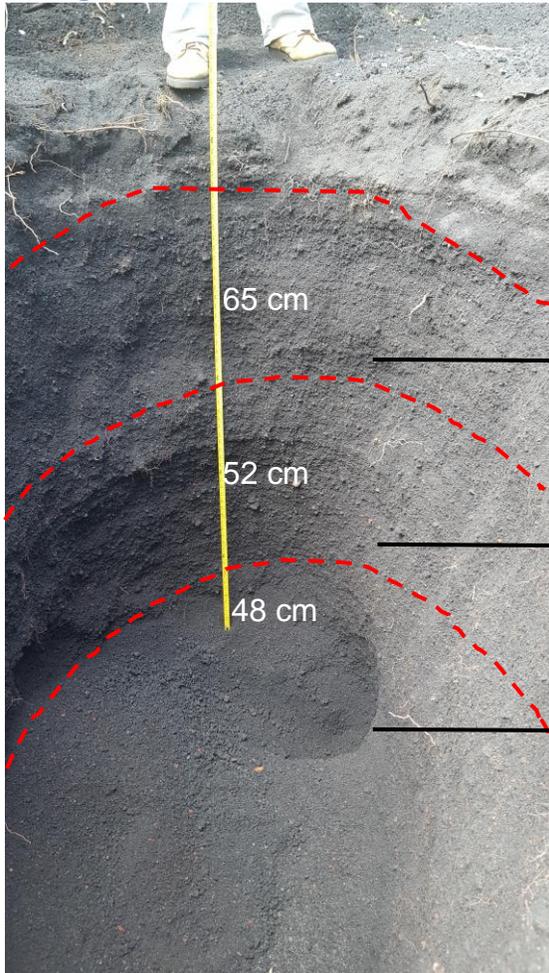
Se realizó una perforación de 0.60 metros en total, en la que se observaron cristales de olivino y feldespatos.

Coordenadas: 530506 - 1381097

Altura: 361 m

Ancho de excavación: 164 x 110 cm

Fotografía 6. Calicata



Capa de material de fino a grueso con presencia de clastos oxidados y angulosos con menor presencia de cristales de olivino

Capa de material de grano medio, con presencia en menor abundancia de cristales de olivino y escoria oxidada. No presenta gradación

Capa de material de grano fino, con presencia en abundancia de pequeños cristales de olivino

Se realizó una perforación de 165 cm (1.65 m) de profundidad por 164 (1.64 m) de ancho y 110 cm (1.10m) de largo, en donde se lograron encontrar bien marcadas las capas de los depósitos de tres erupciones 1992, 1971, 1968 arriba descritas.

Fotografía 7. Muestra de mano



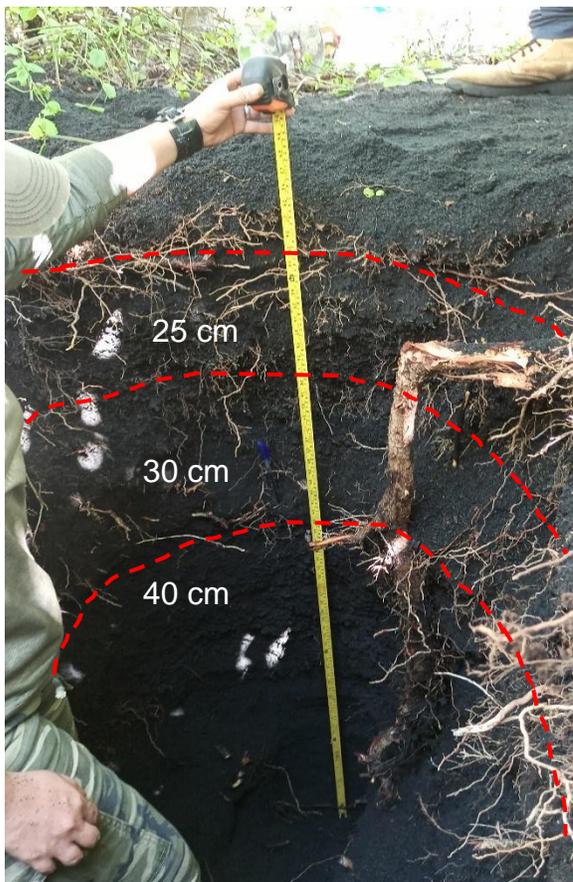
Clasto sacado de la excavación de 2 cm aproximadamente, pobre en cristales, presenta angulosidad, muy particular en la zona que se realizaron las excavaciones (oeste-suroeste) del volcán Cerro Negro.

Coordenadas: 529209 - 1381180

Altura: 323 mt

Ancho de excavacion: 120 x 100 cm

Fotografía 8. Calicata



Capa de material de grano medio, con presencia en menor abundancia de cristales de olivino y escoria oxidada, con presencia de capa vegetal y raíces gruesas

Capa de material de grano medio, con presencia en menor abundancia de cristales de olivino y escoria oxidada, con presencia de capa vegetal y raíces gruesas

Capa de material de grano fino, con presencia en abundancia de pequeños cristales de olivino

Se realizó una perforación de 95 cm (0.95 m) de profundidad por 120 (1.20 m) de ancho y 100 cm (1.00m) de largo, en donde se lograron encontrar bien marcadas las capas de los depósitos de tres erupciones 1992, 1971, 1968 arriba descritas.

Fotografía 9. Cristal de plagioclasa



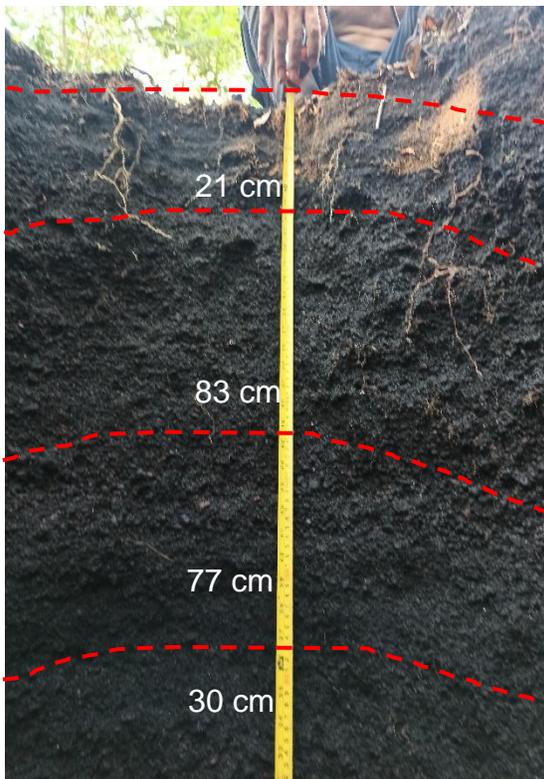
Cristales libres de plagioclasas de aproximadamente 5 mm

Coordenadas: 529326 - 1381207

Altura: 306 mt

Ancho de excavacion: 145 x 160 cm

Fotografía 10. Calicata



Capa con presencia de gradación granos medianos en la base con presencia de olivinos y escorias oxidadas

Capa de material de granos finos en la parte superior y fragmentos de arena, se observa cambio de granulometría

Capa de escoria fina, cristales pequeños y oxidados pobre en olivino y plagioclasas como cristales libres

Capa de material de escoria fina, con pequeños fragmentos de escoria oxidada de estructura angulosa, bien soldadas pobre en cristales

Se realizó una perforación de 211 cm (2.11 m) de profundidad por 145 cm (1.45 m) de ancho y 160 cm (1.60m) de largo, en donde se lograron encontrar bien marcadas las capas de los depósitos de tres erupciones 1992, 1971, 1968 arriba descritas.

Fotografía 11. Muestra de mano



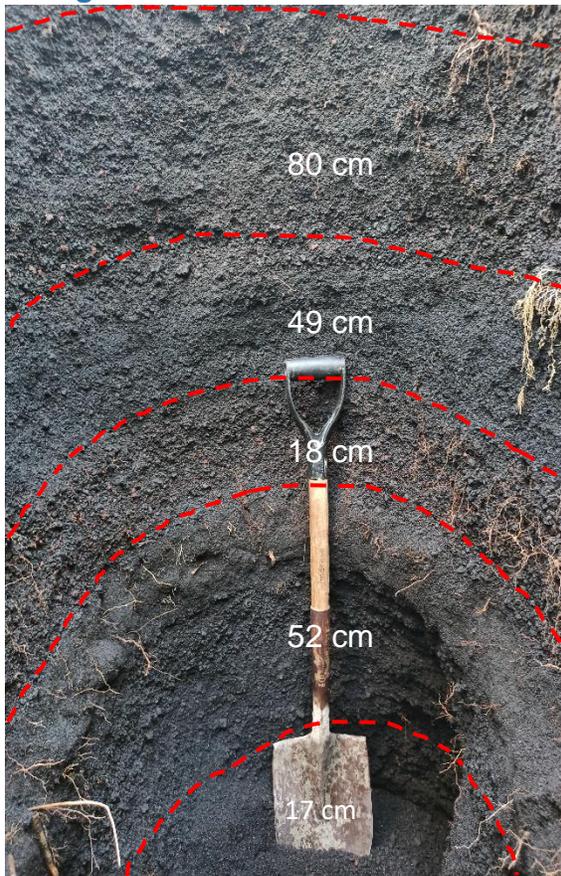
Granos sacados de la excavación de menos 1 cm aproximadamente, pobre en cristales, presenta angulosidad, muy particular en la zona que se realizaron las excavaciones (oeste-suroeste) del volcán Cerro Negro.

Coordenadas: 530053 - 138602

Altura: 357 mt

Ancho de excavacion: 150 x 220 cm

Fotografía 12. Calicata



Capa homogénea con presencia de líticos andesíticos menor a 1 cm bastante angulosos, con escorias oxidadas redondeadas

Capa de escoria menor a 1 cm, escorias oxidadas, materia orgánica

Capa de arena fina con cristales finos sueltos con materia orgánica, raíces finas

Capa de grano fino a medio, anguloso pobre en cristales muy homogéneo

Capa de material de arena fina con escoria con cristales finos

Se realizó una perforación de 216 cm (2.16 m) de profundidad por 150 cm (1.50 m) de ancho y 2.20 cm (2.20 m) de largo, en donde se lograron encontrar bien marcadas las capas de los depósitos de tres erupciones 1992, 1971, 1968 arriba descritas.