



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**PROGRAMA DE POSGRADO EN
CIENCIAS DE LA TIERRA**

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**Análisis de las condiciones estructurales de estabilidad
en el volcán Cofre de Perote**

TESIS

Para obtener el grado de
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(VULCANOLOGÍA Y SISMOLOGÍA)

PRESENTA

RODOLFO DÍAZ CASTELLÓN

TUTOR

Dr. Gerardo Carrasco Núñez

2009



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Dedicatoria

Dedico el mi trabajo a mis padres quienes me han apoyado en todo aspecto durante mi vida.

Agradecimientos

Agradezco a CONACYT por el financiamiento del proyecto no 44549-f y por la beca de doctorado otorgada para la realización del proyecto. Al Dr. Gerardo Carrasco Núñez, quien pacientemente ha trabajado conmigo durante tantos años, al Maestro en Ciencias Alfonso Álvarez Manilla por toda su ayuda, al Dr. Paul Garnica del Instituto Mexicano del Transporte, al Dr. Jaime Horta de la Universidad Autónoma de Querétaro. A los Doctores Sergio Raúl; Rodríguez Elizarrarás; Dora Celia Carreón Freyre; Lucía Capra Pedol, y Paul Garnica Anguas por revisar el trabajo y formar parte del comité doctoral. A la M.C. Sara Solís Valdés por las facilidades otorgadas en el Centro de Geociencias, a la Lic. Teresa Soledad Medina Malagón por su continua ayuda en la obtención de referencias bibliográficas y al Centro de Geociencias y su personal por todo su apoyo

Agradezco finalmente a mis amigos y compañeros del Centro de Geociencias que me han apoyado con consejos y compañía durante muchos años.

Análisis de las condiciones estructurales de estabilidad en el volcán Cofre de Perote

Índice

- i. Índice
- iii. Lista de figuras
- vi. Lista de tablas
- vii. Resumen
- ix. Abstract

Capítulo I Introducción

I.1 Objetivos.	(1)
I.2 Localización y entorno fisiográfico.	(5)
I.3 Antecedentes.	(7)
I.4 Hipótesis de trabajo.	(9)

Capítulo II Entorno Geológico

II.1 Cinturón Volcánico Transmexicano.	(15)
II.2 Sector oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano.	(16)
II.3 Geología de la cordillera volcánica Citlaltépetl-Cofre de Perote.	(17)
II.4 Geología del volcán Cofre de Perote.	(21)

Capítulo III Conceptos fundamentales de la mecánica de Rocas

III.1 Generalidades.	(31)
III.2 Propiedades de las rocas.	(32)
III.3 Comportamiento de las rocas dependiente del tiempo (Creep).	(33)
III.4 Estabilidad de macizos rocosos fracturados.	(33)
III.5 Sistema de clasificación para la calidad del macizo rocoso.	(36)
III.6 Índice de Resistencia Geológico (GSI).	(39)
III.6.1 Metodología para la obtención del GSI mediante análisis de imágenes.	(41)

Capítulo IV Factores de inestabilidad volcánica

IV.1 Introducción.	(45)
IV.2 Factores internos.	(46)
IV.2.1 Basamento.	(46)
IV.2.2 Alteración hidrotermal.	(47)
IV.2.3 Remoción de parte de la estructura (Relajamiento).	(48)
IV.2.4 Sobrecarga.	(49)
IV.2.5 Régimen de esfuerzos y Fracturamiento.	(49)
IV.2.6 Geometría del volcán.	(50)
IV.2.7 Efecto de contrafuerte.	(50)
IV.2.8 Cuerpos Intrusivos.	(50)
IV.3 Factores externos y/o mecanismos de disparo.	
IV.3.1 Glaciares.	(50)
IV.3.2 Sismos.	(51)
IV.3.3 Precipitación.	(51)

Capítulo V Condiciones de inestabilidad en el volcán Cofre de Perote

Introducción.	(53)
V.1 Características físicas y estructurales.	(53)
V.1.1 Estructura interna del volcán Cofre de Perote.	(53)
V.1.2 Patrón estructural y régimen de esfuerzos.	(55)
V.1.3 Características morfológicas del volcán Cofre de Perote.	(61)
V.1.4 Evidencias de colapsos ancestrales no relacionados a actividad eruptiva en el volcán CP.	(62)
V.1.4.1 Flujo de escombros de Los Pescados (FELP).	(64)

V.1.4.2	Avalancha Xico (AX).	(67)
V.2	Determinación de mineralogía en la fracción fina.	(69)
V.2.1	Metodología.	(69)
V.2.1.1	Difractometría de Rayos-X (XRD).	(70)
V.2.1.2	Espectroscopía de reflectancia infra roja visible (VIS/IR).	(70)
V.2.1.3	Cartografía de minerales de alteración con los sensores ASTER y Hyperion.	(72)
V.2.2	Resultados.	(75)
V.2.2.1	Análisis de difracción de Rayos-X y Espectrometría analítica.	(75)
V.2.2.2	Cartografía de mineralogía ASTER, Hyperion.	(80)

Capítulo VI Determinación de los parámetros mecánicos que controlan la estabilidad en el volcán Cofre de Perote

VI.1	Introducción.	(85)
VI.2	Metodología.	(86)
VI.2.1	Obtención de los parámetros mecánicos.	(86)
VI.2.2	Elaboración de las secciones para el modelado de estabilidad.	(88)
VI.3	Evaluación de los parámetros mecánicos.	(89)
VI.3.1	Determinación del Índice de Resistencia Geológico (GSI Geological Strength Index).	(89)
VI.3.2	Características mecánicas de la roca.	(93)
VI.3.3	Características mecánicas del macizos rocoso.	(97)

Capítulo VII Modelación de las condiciones de estabilidad en el volcán Cofre de Perote

VII.1	Evaluación de la estabilidad en equilibrio límite.	(101)
VII.1.1	Condiciones de equilibrio.	(101)
VII.1.2	Influencia del agua en las condiciones de equilibrio.	(103)
VII.1.3	Calidad del factor de seguridad (FS).	(104)
VII.1.4	Geometría de la superficie de falla (figura).	(104)
VII.1.5	Características del modelado en equilibrio límite.	(105)
VII.1.6	Método de Bishop simplificado.	(106)
VII.1.7	Aplicación del método de Bishop simplificado a la modelación en el volcán Cofre de Perote.	(108)
VII.1.8	Modelado de estabilidad en equilibrio límite con el método de Bishop simplificado.	(110)
VII.1.9	Elementos de disparo sobre la estructura.	(114)
VII.1.9.1	Sismos.	(114)
VII.1.9.2	Eventos de disparo sobre la estructura sin un radio de falla propuesto.	(114)
VII.1.9.3	Precipitación.	(117)
VII.1.10	Comparación entre la sección actual y la reconstrucción de los eventos de colapso.	(117)
VII.2	Modelación mediante Elemento Finito.	(118)
VII.2.1	Reconstrucción en el volcán Cofre de Perote.	(118)
VII.2.2	Modelo de desplazamiento.	(120)
VII.3	Evaluación de las condiciones de estabilidad presentes en el volcán Cofre de Perote.	(121)
VII.3.1	Evaluación de las condiciones de estabilidad en equilibrio límite.	(123)
VII.3.2	Evaluación de los esfuerzos cortantes mediante elemento finito.	(130)
VII.4	Cartografía de áreas inestables en la cima del volcán Cofre de Perote.	(135)

Capítulo VIII Discusión y Conclusiones

VIII. 1.	Discusión.	
VIII.1.1	Evidencias de un sistema hidrotermal fósil en el Volcán Cofre de Perote.	(139)
VIII.1.2	Condiciones de inestabilidad del Cofre de Perote.	(141)
VIII. 2	Conclusiones.	(143)

Referencias

Apéndices

- Apéndice I (Marco conceptual del método de elemento finito)
- Apéndice II (Marco conceptual de sismica de refracción)
- Apéndice III (Tablas conteniendo los parámetros mecánicos de fracturamiento)
- Apéndice IV (Mapas)

Lista de figuras.

Capítulo I

- Figura I.1** Distribución de los depósitos de avalancha y flujo de escombros asociados a colapsos documentados distribuidos a lo largo de la cordillera Citlaltépetl-Cofre de Perote (Modificado de Carrasco-Núñez et al., 2006).....(3)
- Figura I.2** Modelo de elevación digital obtenido a partir de las curvas de INEGI 1:50,000 (formato original dxf), con separación entre elevaciones a cada 30 metros los datos de erosión glacial han sido modificados de Carrasco-Núñez et al., en preparación.....(4)
- Figura I.3** Ubicación del volcán Cofre de Perote y principales volcanes en la región: Pico de Orizaba (1); Las Cumbres (2); Cerro Desconocido (3); Cerro Tecomales (4); Cofre de Perote (5); Las Lajas (6); Campo volcánico de Naolinco (7); Caldera Los Humeros (8); Laguna de Alchichica (9); Laguna de Quechulac (10); Laguna de Atexcac (11); Caldera de Tecuitlapa (12); Laguna de Aljojuca (13); Cerro Pinto (14); Las Derrumbadas (15); Cerro Pizarro (16); Sierra Negra (17); río Los Pescados (A); río Atopa (B); río Gavilanes (C); río Limon (D); río Teocelo (E); río Chico (F); parte alta del río Los Pescados (G); río Huitzilapan (H)(6)

Capítulo II

- Figura II.1** Distribución del vulcanismo Mio-Pliocénico y Cuaternario del Cinturón Volcánico Trans Mexicano mostrando la ubicación de los principales volcanes poligenéticos y calderas más importantes (Modificado de Carrasco-Núñez, 2007)(16)
- Figura II.2** Límites estructurales del Golfo de México 1)Basamento de Macuspana, levantamiento de Villahermosa, 2) Levantamiento de Villahermosa, 3) basamento de Comalcaco, 4) basamento del Istmo Saline, 5) basamento de Veracruz, 6) plataforma de Córdoba, 7) macizo de Santa Ana, 8) plataforma de Tuxpan, 9) basamento Tampico Misantla, 10) plataforma Valles San Luis, 11) basamento Magiscatzin, 12) arco de Tamaulipas, 13) basamento de Burgos, 14) basamento Sabinas, 15) plataforma de Coahuila, 16) levantamiento El Burro, 17) arcos Peyotes Picachos, 18) embalse Río Grande, 19) arco San Marcos, 20) basamento del este de Texas, 21) levantamiento Sabinas, 22) basamento salino del norte de Louisiana, 23) levantamiento Monroe, 24) basamento Desha, 25) arco La Salle, 26) basamento salino Mississippi, 27) domo Jackson, 28) cinturón deformado central de Mississippi, 29) basamento Black Warrior, 30) levantamiento Wiggins, 31) embanque Apalachicola, 32) levantamiento Ocala, 33) embanque del sud este de Georgia, 34) arco Middle Ground, 35) plataforma Sureña, 36) embanque de Tampa, 37) arco Sarasota, 38) basamento del sur de Florida. (Modificado de Salvador, 1991)(18)
- Figura II.3** a) Sección transversal del volcán Citlaltépetl en la que se muestra la distribución de las rocas Cretácicas (Carrasco-Núñez et al., 2006). b) Sección transversal a través de la región denominada como La angostura (Mossman y Viniegra., 1976).(20)
- Figura II.4** Volcán Cofre de Perote visto desde el occidente.(21)
- Figura II.5** Geología del volcán Cofre de Perote.(23)
- Figura II.6** Colocar imágenes fotografías de las láminas delgadas de la primera fase de construcción del volcán.(25)
- Figura II.7** Mineralogía en láminas delgadas de muestras correspondientes a la segunda etapa de construcción del volcán Cofre de Perote.(27)
- Figura II.8** Mineralogía en láminas delgadas de rocas correspondientes a la última etapa de construcción del volcán Cofre de Perote.(28)
- Figura II.9** Relación de la composición de las rocas en el volcán Cofre de Perote en sus tres etapas de construcción mostrando la variación composicional a lo largo de la construcción del volcán (LeBas et al., 1986).(29)
- Figura II.10** Modelo de evolución del volcán Cofre de Perote. Representado en tres etapas de construcción y dos periodos de destrucción del volcán.(30)

Capítulo III

- Figura III.1** Reducción de la resistencia en función del incremento en la escala (modificado de Hoek y Brown, 1997).(34)
- figura III.2** Tipos de falla más comunes: a) falla rotacional, b) deslizamiento entre discontinuidades o estratos, c) falla conjugada, d) volteo o “topling”(35)
- Figura III.3** Tabla de valores para obtener el GSI (Hoek et al., 1992), modificada por (Cai et al., 2004).(40)
- Figura III.4** obtención de la imagen para determinar el GSI. La posición de la cámara debe quedar frente al afloramiento procurando que los ángulos (a) sean pequeños para que exista la menor distorsión posible y de esta forma se mida la distancia mas adecuada entre las fracturas.(42)
- Figura III.5** características de un kernel para calibrar las imágenes (3x3) (izquierda) donde se muestra la profundidad en el grado de saturación para cada pixel y por lo tanto la precisión de interpretación en el kernel de fractura y/o roca.(43)

Figura III.6 Diferentes tamaños del kernel de calibración, en la figura se observa como se puede variar el contraste de captura del área de la fractura para compensar por las variaciones en las condiciones de las fracturas observadas en campo.	(44)
Capítulo IV	
Figura IV.1 Elementos de inestabilidad volcánica (modificado de McGuire, 1996).	(45)
Capítulo V	
Figura V.1 Discontinuidades conformadas por brechas y/o material granular debajo de los depósitos de lava masivos que funcionan como discontinuidades estructurales.	(54)
Figura V.2 Distribución gravitacional de los esfuerzos en un contacto de una superficie inclinada. La aparición de fracturas sub-verticales es un indicador de la dirección de los esfuerzos de tensión	(56)
Figura V.3 Dirección preferencial de los colapsos en dirección del movimiento de la falla. El caso (a) es un colapso perpendicular a la dirección de una falla de movimiento normal. El caso (b) es un colapso paralelo al movimiento transcurrente de una falla lateral (modificado de Lagmay et al., 2000).	(57)
Figura V.4 Diagramas de densidad de fracturamiento representados en frecuencia (arriba izquierda) y en longitud de las fracturas (abajo derecha). En el modelo se observan dos direcciones preferenciales en el fracturamiento ENE.WSW y NE-SW, que resulta ser igual al de la falla de Huitzilapan por donde se canalizó el flujo producido por el sismo de 1920.	(57)
Figura V.5 Orientación del fracturamiento en el volcán Cofre de Perote derivado de fotointerpretación de imágenes aéreas en escala 1:15,000 de INEGI. a) representa la densidad de fracturas, b) la orientación preferencial en cuanto a la longitud de las fracturas.	(58)
Figura V.6 diagramas de polos obtenidos de las fracturas medidas en campo en la cima del volcán Cofre de Perote.	(59)
Figura V.7 modelo de pendientes en el volcán Cofre de Perote separado por cuatro sectores: inferiores a 15° (de acuerdo al modelo propuesto por Hirano, 1997); intermedias de 15-30°; altas 30-45°; y superiores a los 45°.	(62)
Figura V.8 Vista del escarpe principal en el volcán Cofre de Perote, las zonas marcadas en las que es visible cambio de coloración sugieren la presencia de material de alteración de origen posiblemente hidrotermal.	(63)
Figura V.9 Depósitos vulcanoclásticos que convergen a lo largo del río Los Pescados (Díaz Castellón et al., en preparación).	(64)
Figura V.10 Flujo de escombros de Los Pescados sobreyaciendo a un depósito antiguo de ignimbritas de origen no determinado.	(66)
Figura V.11 Modelo de elevación digital en el que se muestra la distribución de la avalancha Xico en donde se observa la topografía monticular distribuida en sus partes proximales o hacia el sector occidental (Díaz-Castellón et al., en preparación).	(67)
Figura V.12 Muestra del intenso fracturamiento que presentan algunos bloques, en ocasiones tienden más a mostrar estructuras en forma de rompecabezas las cuales son una vista común en las zonas proximales de la avalancha, también es visible una intensa vegetación que cubre la mayor parte de los afloramientos de los depósitos. (Díaz-Castellón et al., en preparación).	(68)
Figura V.13 características de principales de los sensores montados en EO-1 y Terra. 3N y 3B son designados como "Nadir" y "Backward" **Valores máximos reportados o derivados, ***Previo remuestreo y coregistro Modificado de Hubbard y Crowley, (2005).	(73)
Figura V.14 Mineralogía secundaria en muestras obtenidas en la cima del volcán Cofre de Perote, del lado izquierdo aparecen los diagramas de difracción de rayos-X y del lado derecho los espectros obtenidos mediante ASD. Los espectros correspondientes a la muestra CP-0515, provienen de rocas molidas y analizadas por medio de ambas técnicas (Díaz-Castellón et al., en preparación); Ubicación de las muestras en la figura (V.9).	(76)
Figura V.15 Resultados del análisis de difracción de rayos-X de muestras pertenecientes a la avalancha Xico (Díaz-Castellón et al., en preparación).	(77)
Figura V.16 Resultados de los análisis de espectrometría analítica a muestras correspondientes a los depósitos de la Avalancha Xico (Díaz-Castellón et al., en preparación).	(78)
Figura V.17 Resultados de los análisis de difracción de rayos-X en muestras obtenidas a lo largo del flujo de escombros de Los Pescados (Díaz-Castellón et al., en preparación).	(79)
Figura V.18 Resultado de los análisis de espectrometría analítica a las muestras correspondientes al flujo de escombros de Los Pescados. La forma en que se determinaron los tipos de minerales se encuentra detallado en el texto. (Díaz-Castellón et al., en preparación).	(80)
Figura V.19 Cartografía de minerales de alteración obtenido a partir de ASTER, Hyperion en el que se muestran tres distintivas fases de alteración. (Díaz-Castellón et al., en preparación).	(82)

Capítulo VI

Figura VI.1 Sección reconstruida de la topografía del volcán Cofre de Perote en donde se muestra el contacto con el basamento, las discontinuidades en los mismos y las rocas que representan las tres etapas principales de evolución del volcán. La sección de la figura es la que se utiliza en la reconstrucción de los mecanismos de colapso ancestrales.	(88)
Figura VI.2 Modelo de erosión glaciár sobre el volcán Cofre de Perote. Modificado de Vázquez Selem en Carrasco Núñez et al., en preparación).	(89)
Figura VI.3 Obtención del parámetro GSI mediante el análisis de imágenes digitales.	(91)
Figura VI.4 Fotografías utilizadas pra determinar la calidad de los muros de roca (GSI). Los números corresponden al consecutivo utilizado en la tabla VI.1.	(92)
Figura VI.5 Fotografías de la prueba de carga en núcleos de roca sujetos a compresión simple. La relación geométrica de las probetas, tiempo de aplicación de la carga, y la deformación máxima se encuentra en la Tabla VI.2.	(94)
Figura VI.6 Relaciones esfuerzo deformación de núcleos de roca intacta. Muestras: a)030602A9, b)030602B5, c)030602B6, d)030602B7, e)030602B8, f)030602C1.	(96)
Figura VI.7 Equipo de registro sísmico de dos canales en operación.	(97)
Figura VI.8 Imágenes correspondientes a los sondeos sísmicos de refracción, a) Cima o parte mas alta en el volcán en un sondeo paralelo al escarpe, b) Sondeo en Cima, misma ubicación que la anterior en dirección perpendicular a la del escarpe, c) Toma de lecturas en sondeo sísmico de refracción, d) Sismógrafo, e) Geófonos de componente horizontal y vertical f) Toba Faby con una amplia distribución sobre el flanco occidental del volcán.	(98)
Figura VI.9 Gráficas Distancia tiempo, obtenidas a partir de los registros de propagación de ondas (s y p).	(99)
Capítulo VII	
Figura VII.1 Esquema básico de la distribución de los esfuerzos en un modelo de equilibrio límite (Modificado de González et al., 2002).	(102)
Figura VII.2 Modelo esquemático de la disminución del esfuerzo normal debido a un incremento en la presión neutra o presión de poro por un incremento en la carga hidráulica.	(103)
Figura VII.3 Relación de las envolventes entre los esfuerzos principales utilizados en el modelo de estabilidad de Hoek y Borwn (izquierda) y la envolvente de Mohr Coulomb que relaciona el esfuerzo normal Vs el esfuerzo cortante (derecha).	(106)
Figura VII.4 Diagrama esquemático de los esfuerzos ejercidos sobre una dovela.	(107)
Figura VII.5 Sección de la reconstrucción del volcán Cofre de Perote en este caso el FS es de 1.053; escasamente dentro de los límites de estabilidad (Rocscience Inc. 2003).	(111)
Figura VII.6. Gráfica de la superficie susceptible de falla para la sección reconstruida del volcán Cofre de Perote obtenida por medio del modelado en equilibrio límite.	(111)
Figura VII.7 Sección de la reconstrucción después de considerar radios de falla aleatorios el factor de seguridad mas bajo obtenido fué para la sección propuesta con un valor de 0.968 en el que se considera aceleración sísmica de 0.1g (Rocscience Inc, 2003).	(117)
Figura VII.8 Sección comparativa de la topografía de reconstrucción (teórica), la sección actual, y el modelo de falla calculado (Rocscience Inc, 2003).	(118)
Figura VII.9 Resultados conjuntos de los análisis de esfuerzos de corte en la sección reconstruida del volcán Cofre de Perote durante la aplicación de una carga producida por un sísmo con una componente horizontal de aceleración de masa de 0.1g (ANSYS, 1994). y la evaluación por medio del modelado en equilibrio límite (línea punteada; Rocscience Inc, 2003). (Escala gráfica en Pascales).	(120)
Figura VII.10. Modelo determinado a partir del análisis de deformaciones en el estado plástico de los vectores de desplazamiento, ocasionados por la fuerza cortante en el volcán Cofre de Perote (Plaxis, 2002).	(120)
Figura VII.11 Ubicación de las secciones estructurales que se utilizaron para evaluar la estabilidad de la cima del volcán Cofre de Perote. Curvas de nivel a cada 50 m. Los números indican las estaciones estructurales cuyas resultantes aparecen en la figura. VII.12.	(121)
Figura VII.12 Orientaciones resultantes de las fracturas medidas directamente sobre los afloramientos; los números corresponden a la ubicación de acuerdo a como se muestra en la figura VII.11 (Rocscience Inc. 1998).	(122)
Figura VII.13 Resultados de la evaluación de estabilidad en equilibrio límite (línea punteada tabla VII.5) y método del elemento finito en la sección 1.	(130)
Figura VII.14 Resultados de la evaluación de estabilidad en equilibrio límite (línea punteada tabla VII.6) y método del elemento finito en la sección 2.	(131)
Figura VII.15 Fracturamiento de tensión en las orillas de los escarpes.	(131)
Figura VII.16 Resultados de la evaluación de estabilidad en equilibrio límite (línea punteada tabla VII.7) y método del elemento finito en la sección 3.	(132)

Figura VII.17 Resultados de la evaluación de estabilidad en equilibrio límite (línea punteada tabla VII.8) y método del elemento finito en la sección 4.	(133)
Figura VII.18 Escarpes principales en la cima del volcán Cofre de Perote. Las figuras representan la ubicación en donde se encuentran las secciones 4 y 5.	(133)
Figura VII.19 Resultados de la evaluación de estabilidad en equilibrio límite (línea punteada tabla VII.9) y método del elemento finito en la sección 5.	(134)
Figura VII.20 Resultados de la evaluación de estabilidad en equilibrio límite (línea punteada tabla VII.10) y método del elemento finito en la sección 6.	(134)
Figura VII.21 Cartografía del área inestable en la cima del volcán Cofre de Perote. a) Área total estimada de movilización en caso de un evento catastrófico. b) Zona de peligro de remoción de material.	(135)
Figura VII.22 Cartografía del área inestable en la cima del volcán Cofre de Perote ubicada sobre un modelo de pendientes modificado de Carrasco-Núñez et al., en preparación.	(136)

Lista de Tablas

Capítulo I

Tabla I.1 Colapsos sectoriales documentados.	(11)
--	------

Capítulo V

Tabla V.1 Resultados de los análisis de granulometría en muestras recolectadas a en los depósitos correspondientes al Flujo de Escombros de Los Pescados.	(66)
Tabla V.2 Resultados del análisis de difracción de rayos x a muestras recolectadas en el sector oriental del CVTM y el volcán Cofre de Perote.	(83)
Tabla V.3 Resultados de espectrometría analítica de reflectancia infrarroja visible en muestras recolectadas en el sector oriental del CVTM y el volcán Cofre de Perote.	(84)

Capítulo VI

Tabla VI.1 Areas totales y valores para GSI calculados en afloramientos en la cima del volcán CP.	(93)
Tabla VI.2. Parámetros mecánicos obtenidos de núcleos de roca ensayados a compresión simple.	(95)
Tabla VI.3 Resultados de la interpretación de los sondeos de sísmica de refracción elaborados en el volcán CP.	(100)

Capítulo VII

Tabla VII.1 Comparativa de número de dovelas Vs factor de seguridad.	(109)
Tabla VII.2 Resultados de las iteraciones para modelado en equilibrio límite mediante el método de Bishop modificado a la reconstrucción del volcán CP.	(113)
Tabla VII.3 Resultados de las iteraciones para modelado en equilibrio límite mediante el método de Bishop modificado a la reconstrucción del volcán CP posterior a una aceleración sísmica de 0.1g.	(115)
Tabla VII.4 Resultados obtenidos mediante el método de Bishop simplificado considerando radios aleatorios.	(116)
Tabla VII.5 Resultados obtenidos mediante el método de Bishop simplificado a la sección 1 que consideran aceleración sísmica de 0.1g.	(124)
Tabla VII.6 Resultados obtenidos mediante el método de Bishop simplificado a la sección 2 que consideran aceleración sísmica de 0.1g.	(125)
Tabla VII.7 Resultados obtenidos mediante el método de Bishop simplificado a la sección 3 que consideran aceleración sísmica de 0.1g.	(126)
Tabla VII.8 Resultados obtenidos mediante el método de Bishop simplificado a la sección 4 que consideran aceleración sísmica de 0.1g.	(127)
Tabla VII.9 Resultados obtenidos mediante el método de Bishop simplificado a la sección 5 que consideran aceleración sísmica de 0.1g.	(128)
Tabla VII.10 Resultados obtenidos mediante el método de Bishop simplificado a la sección 6 que consideran aceleración sísmica de 0.1g.	(129)
Tabla VII.11 Volúmenes de material calculados a partir del análisis de estabilidad en el volcán CP.	(137)

Resumen

En este trabajo, se presenta una nueva propuesta a los estudios de inestabilidad de flancos en estructuras volcánicas. Asimismo, se propone que el colapso sectorial en estructuras extintas es posible y se presentan evidencias de colapsos sectoriales recientes en el volcán Cofre de Perote los cuales no tienen relación con actividad eruptiva reciente del mismo. También se propone como es que el volcán pudo ser desestabilizado a tal punto que se volviera inestable y se reportan los resultados acerca de colapsos documentados que también se presentan en este trabajo.

El volcán Cofre de Perote (19° 30' N; 97° 10' W, con una elevación de 4,650 m.s.n.m.) forma el extremo norte de la cadena volcánica Citlaltépetl – Cofre de Perote (CVCCP), alineado norte-sur con el volcán Citlaltépetl en el extremo sur, la cadena forma una importante barrera fisiográfica que separa el altiplano central (cuenca del Serdán Oriental) de las planicies costeras del Golfo de México. El Cofre de Perote (CP) no es en realidad un estratovolcán como comúnmente se menciona, si no es mas bien complejo volcánico conformado por grandes estructuras dómicas, caracterizado por una morfología de suaves pendientes que asemejan a un volcán escudo. Su última actividad data de 0.2 Ma. por lo que se le considera como una estructura extinta.

A pesar de que las características mencionadas, sugieren al volcán como una estructura estable y sin posibilidad de representar amenaza de peligro alguna a las poblaciones de sus alrededores, la evidencia geológica, representada por los prominentes escarpes de su cima y los depósitos de avalancha y flujos de escombros que aparecen en las laderas SE del volcán, muestran que este volcán ha sufrido repetidos eventos de colapso en tiempos muy posteriores al cese de su última actividad eruptiva.

Este escenario sugiere la posibilidad de que eventos de esa naturaleza puedan recurrir en el futuro, pese a que se trata de un volcán extinto. En este trabajo, se presenta un análisis de la condiciones de estabilidad estructural del edificio volcánico, a fin de evaluar las posibilidades de una posible recurrencia de colapso sectorial del volcán. Este análisis se basa en el conocimiento de las características geológicas de la estructura y de su comportamiento estructural. Asimismo el trabajo menciona la importante consideración del debilitamiento de las rocas provocado por la existencia de un sistema hidrotermal fósil y que ha contribuido como uno de los factores determinantes que favorecen las condiciones de inestabilidad del edificio volcánico, en ausencia de una componente magmática.

La mineralogía encontrada tanto en los depósitos de avalancha y flujos de escombros, como en la parte superior del volcán, sugieren que gran parte del debilitamiento de la estructura se ha debido a la interacción de las rocas con fluidos hidrotermales. Es también evidente que el debilitamiento no es generalizado, si no que este se encuentra zonificado, aunque diferencia de la alteración por acción atmosférica, esta alteración es generalmente más intensa y su profundidad puede ser considerable.

La zonificación de minerales de alteración hidrotermal, se lleva a cabo por medio de técnicas basadas en análisis multiespectrales e hiperespectrales a partir de imágenes de satélite de alta resolución, apoyada por muestras recolectadas en campo y análisis de laboratorio entre los que se incluyen técnicas de absorción de luz en diferentes rangos (espectroscopia de reflectancia infrarroja visible VIS/IR), y difracción de rayos x.

Además del debilitamiento de la estructura ocasionado por acción hidrotermal, se analizan otros factores como son erosión por avances y retrocesos glaciares, incrementos de la presión neutra por empuje hidrostático, eventos sísmicos y otras consideraciones mencionadas en el trabajo incluida la estratigrafía del volcán.

Para analizar el comportamiento mecánico de la estructura, se elaboraron diferentes modelos basados en el uso de diferentes algoritmos numéricos; elementos finitos o modelado en el estado plástico, así como el concepto de equilibrio límite. Se obtuvieron parámetros mecánicos directamente de muestras de roca ensayados bajo condiciones de laboratorio, y se utilizaron técnicas de exploración geofísica para determinar diversas características mecánicas de los enrocamientos, también se elaboró un modelo estructural de fracturamiento basado en datos de campo y el análisis de imágenes aéreas y de satélite. En el trabajo se proponen dos modelos: el primero es una reconstrucción de la geometría ancestral del volcán en el que se proponen los mecanismos que ocasionaron su falla sectorial; el segundo es un modelo de estabilidad estructural de la cima actual del volcán, el cual incluye una zonificación geotécnica. Asimismo, se propone el volumen máximo que todavía continúa siendo inestable, tomando en consideración todos los parámetros de inestabilidad que en la actualidad ejercen influencia sobre la estructura.

Palabras Clave

Alteración hidrotermal; Inestabilidad volcánica; Colapso sectorial; Cofre de Perote.

Abstract

This work represents a new proposal in relation to volcano flank instability. Furthermore, one of the proposals is that sector collapse on extinct or inactive structures is possible and new evidences of sector collapses not related to eruptive activity are presented here. This work also proposes that the volcano could have been slowly destabilized enough to become prone to collapse, supported along with documented historic cases which are also reviewed in the present work.

Cofre de Perote volcano (19° 30'N; 97° 10' W, peaks at 4,650 m.a.s.l) conforms the northern end of a volcanic chain known as Citlaltépetl-Cofre de Perote volcanic range (CCPVR). Aligned with Cofre de Perote volcano, the southern end is represented by Citlaltépetl volcano. The volcanic range forms an important physiographic barrier which separates the central altiplano, also known as Cerdán Oriental, from the coastal plains of Golfo de México. Contrary to common descriptions, Cofre de Perote volcano (CP) is not a stratovolcano as it has been suggested in most references, but in reality an entire volcanic complex conformed by a series of superimposed domical structures characterized by a soft morphology which resemble a shield volcano. Its last activity has been determined as 0.2 My which implies that the structure can be considered as extinct.

Despite the mentioned conditions of the volcano, which suggest a stable structure with no possibility of presenting any type of volcanic hazard to nearby populations, geologic evidence represented by prominent fresh scarps at its summit along with avalanche and debris flow deposits on its eastern slopes indicate that the volcano has suffered repeated collapse events on recent times long after its ceased activity.

This scenario suggests the possibility that events of this nature, can recur in the future in spite it is an extinct structure. This work presents an analysis of instability conditions of the volcanic massif, attempting to evaluate the possibility of a recurrent event. The analysis is based on the knowledge of the geologic characteristics of the volcano and its structural behavior. furthermore, the work considers the loss of structural strength due to exposure to hydrothermal fluids, being this one of the determinant factor favoring instability at the volcanic massif and in absence of a magmatic component.

Mineralogy identified at the volcano and the debris flow and avalanche deposits suggest that the structure may had been weakened due to interaction of the rocks with hydrothermal fluids. It is also evident that weakening has not been thoroughly, showing zones of intense alteration contrasting with areas relatively fresh. main structural difference of hydrothermal alteration from that provoked by atmospheric erosion, is that this is more intense affecting the structure to an undetermined depth.

Alteration minerals have been zoned throughout techniques based on multispectral and hyperspectral high resolution imagery analysis, the work is supported by ground truth samples collected at the field analyzed under laboratory conditions using visible-infrared reflectance spectroscopy (VIS/IR) and X-ray diffraction.

Other factors analyzed are erosion due to glacial advancement, and increased neutral pressure because of a hydrostatic water column, seismic events and some other considerations like volcano stratigraphy are included in the analysis.

To analyze the mechanical behavior or the volcanic structure, different models were constructed by the use of different numerical algorithms such as finite element analysis and limit equilibrium analysis. Mechanical conditions of the slopes were achieved through the use of geophysical exploration techniques and a fracture analysis models by the use of field data and aerial photo interpretation of structures. The work proposes two models: the first is a reconstruction of the ancestral geometry of the volcano for which the mechanisms that could have facilitated the structure to collapse are evaluated. A second model evaluates structural stability of present volcano summit. Furthermore, the work includes a geotechnical zonification of the volcano summit and evaluates the maximum volume of material which continues being unstable.

Keywords

Hydrothermal alteration; volcano instability; sector collapse; Cofre de Perote.

Capítulo I

Introducción

I.1 Importancia y Objetivos

La inestabilidad de flancos en volcanes inactivos y sus implicaciones de riesgo es un tema bastante reciente. En este trabajo se estudian los elementos que pueden ocasionar inestabilidad en estructuras volcánicas. Asimismo, se mencionan las técnicas comúnmente utilizadas no solo en peligro volcánico, si no en general, en muchos de los rubros dentro del campo de estudio del peligro geológico, así como de la metodología empleada a casos específicos en investigación.

La investigación de inestabilidad en estructuras volcánicas es un campo en constante evolución, esta cuenta con aportes continuos y técnicas cada vez más elaboradas que contribuyen en la evaluación de la estabilidad o grado de inestabilidad en una ladera o flanco volcánico. Uno de los fenómenos más destructivos asociados al peligro volcánico se encuentra directamente relacionado con el movimiento de grandes volúmenes de material; estos movimientos se generan cuando grandes sectores de las laderas de un volcán son removidos. El fenómeno se reconoce hoy en día como un escenario común en la evolución de grandes estratovolcanes, especialmente aquellos que han mostrado varios episodios eruptivos durante su evolución, los cuales se encuentran generalmente asociados a procesos de construcción y destrucción del edificio volcánico, factor que en ocasiones continúa presente aún posterior al cese de actividad de los mismos. Asimismo la evolución volcánica favorece la posibilidad de condiciones de inestabilidad que incluso en ocasiones llega a presentarse en forma repentina y sin la presencia de una componente magmática. Lo anterior tiene importantes implicaciones de peligro para volcanes que han permanecido inactivos por periodos prolongados de tiempo.

El presente trabajo tiene como objetivo fundamental, la evaluación de las condiciones de estabilidad estructural que presenta un volcán inactivo y sus implicaciones de peligro, presentando como caso de estudio al volcán Cofre de Perote (CP), un volcán extinto ubicado en el estado de Veracruz, al WSW de la ciudad de Xalapa y al Este de la ciudad de Coatepec (a una distancia aproximada de 24 km de Xalapa y 20 de la ciudad de Coatepec). Su registro geológico muestra evidencias de colapsos sectoriales aparentemente recientes, lo que sugiere que no se encuentran asociados a la actividad del volcán ya que esta cesó hace ya varios cientos de miles de años..

El trabajo incluye una descripción general de los mecanismos de inestabilidad como han sido documentados e identificados en diversas estructuras, así como los mecanismos que se observan en el volcán Cofre de Perote; algunos de los factores de inestabilidad son aplicables a características propias de las estructuras, entre las que se mencionan condiciones de soporte; interfase entre basamento y estructura; actividad hidrotermal; contrastes litológicos entre material piroclástico y estratos de roca masiva y/o brecha volcánica. Asimismo, se consideran factores externos que generalmente funcionan como disparadores como pueden ser incremento de la presión hidrostática ocasionada por precipitación pluvial excesiva, aceleración gravitacional ocasionada por la presencia de un sismo y erosión glaciaria. Finalmente, se consideran otros mecanismos externos como son el intemperismo químico de las rocas, sobrecarga de los flancos y relajamiento de los escarpes.

Cuando se tienen estructuras de dimensiones tan grandes como son la mayor parte de los volcanes en la cordillera Citlaltépetl-Cofre de Perote (CVCCP), existe una elevada probabilidad de peligro para muchos de los asentamientos ubicados en las proximidades de alguna de las estructuras y sobre sus laderas. Estos peligros pueden ser ocasionados por el desprendimiento de grandes volúmenes de masa generados por eventos extraordinarios como la precipitación pluvial excesiva, actividad sísmica o la combinación de ambos. Generalmente se piensa que cuando el vulcanismo ha cesado o se encuentra inactivo el volcán así como su perímetro son seguros, sin embargo esta suposición no es correcta, por eso es importante la identificación de las zonas potencialmente inestables ubicadas en un mapa de peligros, así como el probable radio de influencia o de impacto en caso de que un colapso se presentara.

Estudios previos muestran que el colapso de edificios volcánicos es un proceso activo a nivel regional. Así pues la cordillera volcánica en donde se ubica el volcán CP ha sido afectada por numerosos colapsos, una importante observación es que todos ellos se han presentado en la misma dirección (Este rumbo del Golfo de México) ([figura I.1](#)), sugiriendo la existencia un mecanismo de control estructural regional. [Carrasco Núñez y colaboradores \(2006\)](#) han propuesto que dicho mecanismo de control se encuentra controlado por la configuración de la superficie Cretácica que conforma el basamento de toda la CVCCP.

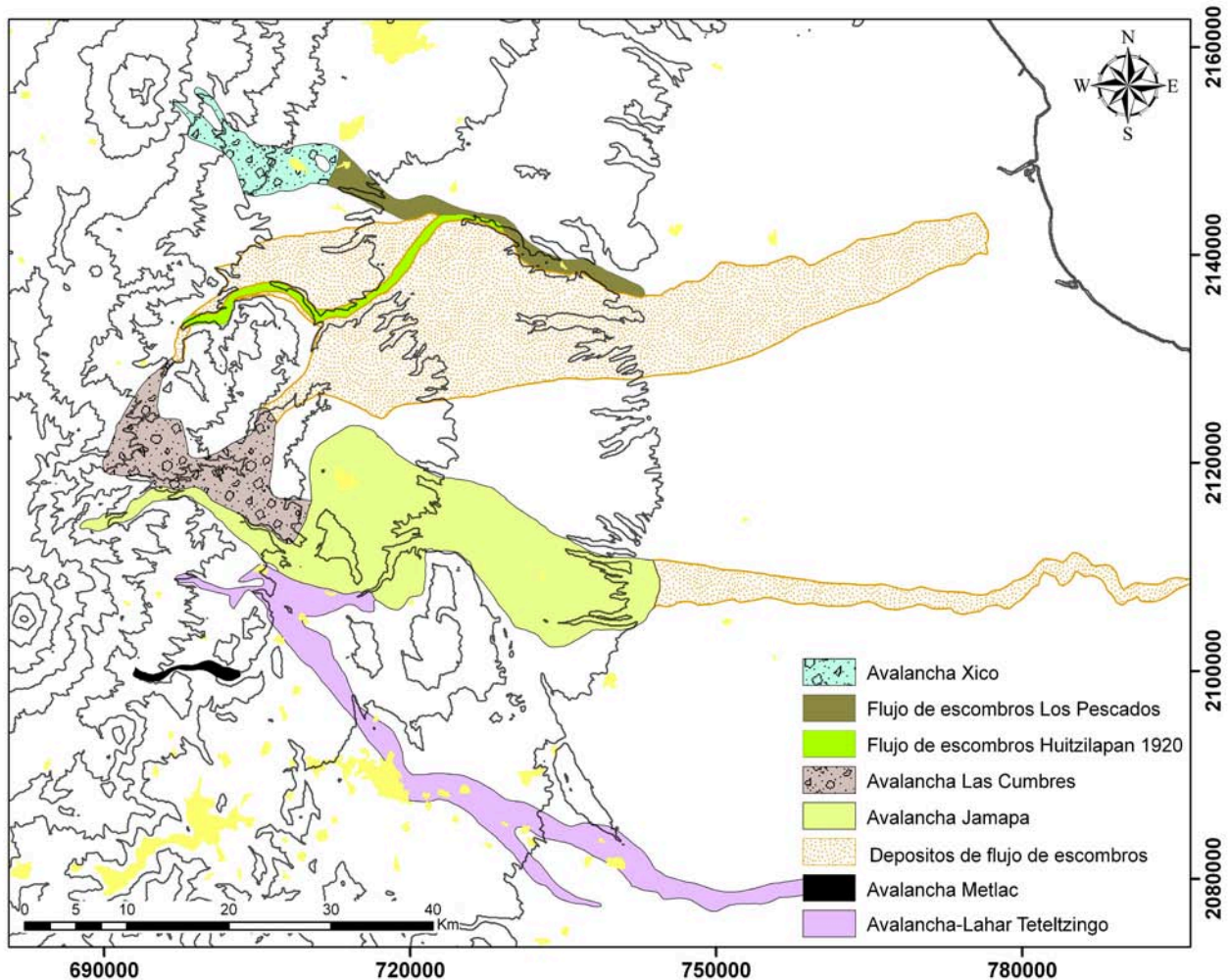


Figura I.1 Distribución de los depósitos de avalancha y flujo de escombros asociados a colapsos documentados distribidos a lo largo de la cordillera Citlaltépetl-Cofre de Perote (Modificado de Carrasco-Núñez *et al.*, 2006).

En relación al CP, la geometría actual del volcán (figura I.2) y los masivos depósitos distribidos a lo largo de su drenaje principal sugieren que la cima faltante forma parte de estos, por lo que se ha propuesto: a) determinar los mecanismos de inestabilidad en esta estructura extinta, b) los mecanismos de falla sectorial que pueden ocasionar flujos de grandes proporciones con características energéticas suficientes para poder alcanzar zonas habitadas o con potencial de crecimiento humano, y c) los posibles mecanismos de disparo. La identificación de áreas con diferentes grados de peligro susceptibles de ser afectadas por eventos catastróficos es importante para fines de prevención de desastres, sin importar que la frecuencia con la que se presenta este tipo de fenómenos es baja.

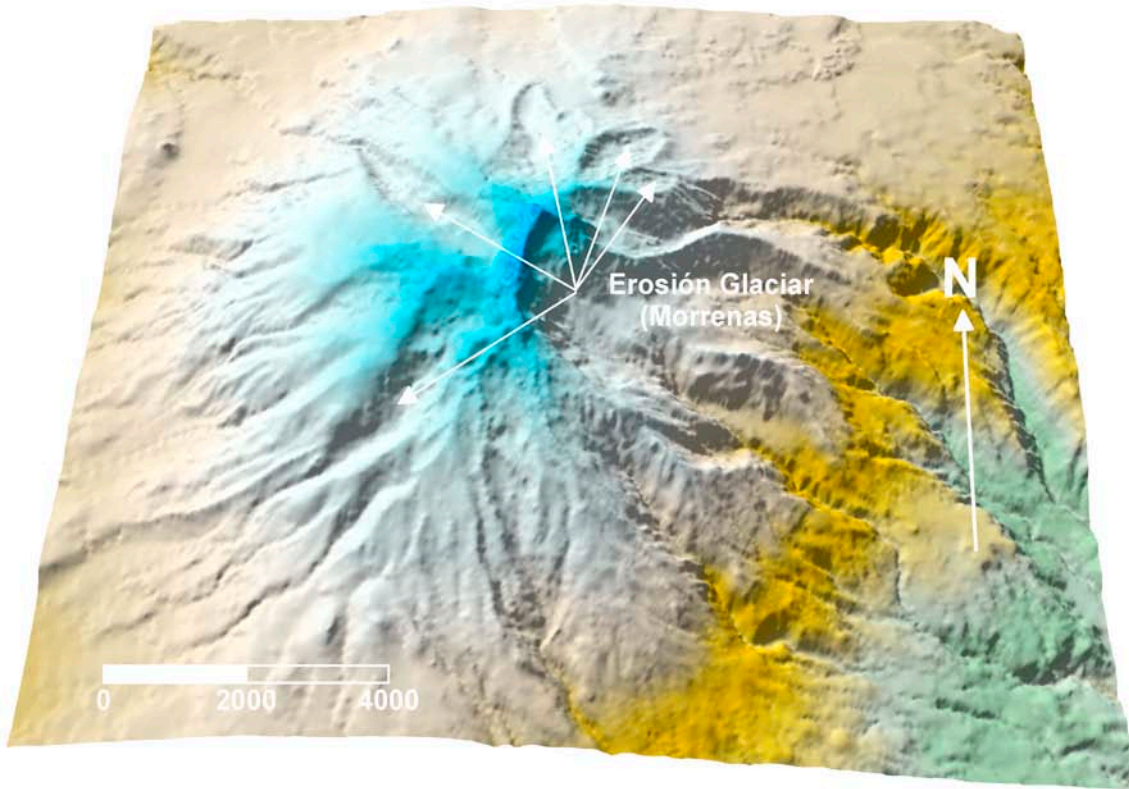


Figura I.2 Modelo de elevación digital obtenido a partir de las curvas de INEGI 1:50,000 (formato original dxf), con separación entre elevaciones a cada 30 metros los datos de erosión glaciar han sido modificados de Carrasco-Núñez *et al.*, en preparación

Los objetivos del trabajo quedan resumidos en la siguiente forma:

1. Analizar los procesos y mecanismos involucrados en la generación de colapsos del volcán.
2. Reconstrucción de las condiciones de estabilidad en la estructura previo a los dos masivos colapsos identificados y documentados.
3. Evaluación de las condiciones de estabilidad presentes en la cima del volcán CP.
4. Proponer una metodología de trabajo para evaluar dichas condiciones de inestabilidad y su posible aplicación en volcanes con características similares a las del CP.

I.2Ubicación y entorno fisiográfico

El volcán Cofre de Perote (4,282 m.s.n.m.) (Ordóñez, 1904), se encuentra localizado en el estado de Veracruz 19°30'N, 97°10'W. Es una estructura masiva que asemeja a un volcán escudo aunque con proporciones sumamente menores a los grandes volcanes escudos que conforman las islas oceánicas como Hawaii, no obstante posee un gran volumen (512 km³ Carrasco-Núñez *et al.*, en preparación) y es la segunda estructura más importante de toda la cordillera Ciltlaltépetl - Cofre de Perote.

Este volcán se formó como producto de un intenso magmatismo efusivo, a partir de múltiples centros eruptivos distribuidos en un área muy grande que confluyen para formar una sola estructura compuesta; a este tipo de estructuras se ha denominado como “*compound volcano*” (Davidson y De Silva, 2000).

La última cordillera al oriente del Cinturón Volcánico Trans Mexicano (Figura I.3) se encuentra compuesta por la sierra (Citlaltépetl) Pico de Orizaba – Cofre de Perote (Nauhcampatépetl). Esta zona se encuentra caracterizada por contrastantes diferencias en clima, vegetación, y elevación con respecto del nivel del mar, representando un importante parteaguas entre el altiplano central (Cuenca del Serdán Oriental) ubicado al occidente de la cordillera, y las planicies costeras del Golfo de México hacia el sector oriental (Figura I.3). Una importante característica entre ambos sectores, es una marcada diferencia en elevación, la cual excede los 900 m entre los sectores oriente y occidente, sin contar la elevación de las estructuras volcánicas las cuales representan algunas de las cimas mas elevadas del país, entre ellas se encuentran: el volcán Citlaltépetl el volcán más alto de Norteamérica, y la tercer cima mas elevada con 5,685 m.s.n.m. Al norte y en el extremo septentrional de la cordillera se encuentra el volcán Cofre de Perote, que representa la tercer cima mas elevada de toda la cordillera, únicamente superado en altura por el volcán Sierra Negra, que posee una altitud de 4,600 m.s.n.m.

Entre las mas importantes características del volcán CP, se encuentra su forma característica de escudo, asimismo son característicos una serie de marcas prominentes ocasionadas por erosión glacial (Vázquez *et al.*, 2004; Carrasco-Núñez *et al.*, en preparación) y enormes cicatrices en forma de anfiteatros en el sector oriental del volcán que sugieren periodos de destrucción del mismo.

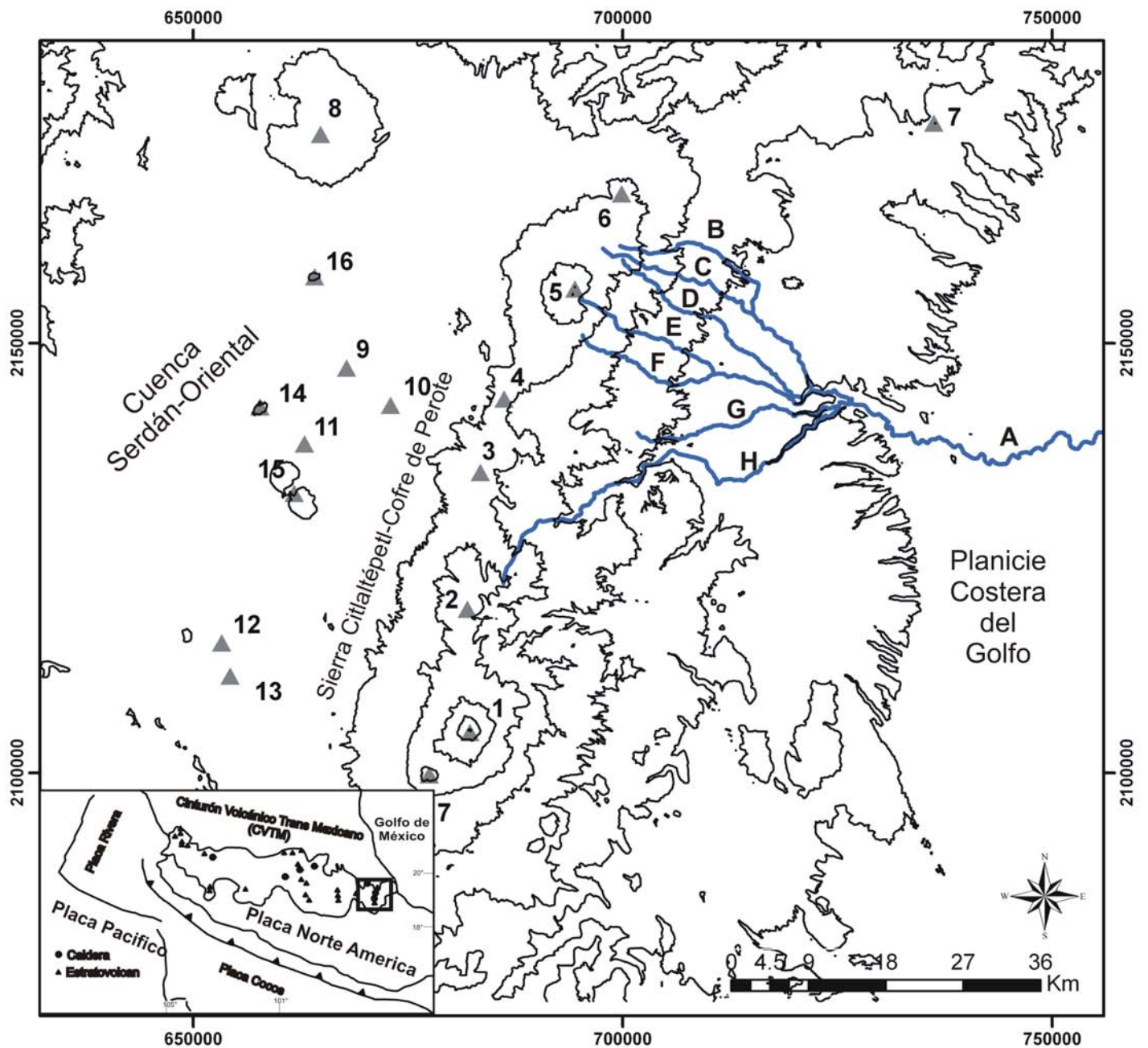


Figura I.3 Ubicación del volcán Cofre de Perote y principales volcanes en la región: Pico de Orizaba (1); Las Cumbres (2); Cerro Desconocido (3); Cerro Tecomas (4); Cofre de Perote (5); Las Lajas (6); Campo volcánico de Naolinco (7); Caldera Los Humeros (8); Laguna de Alchichica (9); Laguna de Quechulac (10); Laguna de Atexcac (11); Caldera de Tecuitlapa (12); Laguna de Aljojuca (13); Cerro Pinto (14); Las Derrumbadas (15); Cerro Pizarro (16); Sierra Negra (17); río Los Pescados (A); río Atopa (B); río Gavilanes (C); río Limon (D); río Teocelo (E); río Chico (F); parte alta del río Los Pescados (G); río Huitzilapan (H).

I.3 Antecedentes

La inestabilidad volcánica como tema de estudio es relativamente nueva, esta data de inicios de la década de los 80's, a partir de la erupción del volcán Monte Santa Elena en el estado de Washington al noroeste de los Estados Unidos. En esta erupción se destruyó completamente el flanco norte del edificio, se generaron lahares denominados como Pine Creek y Muddy river que excedieron de 1.4×10^7 m³ de material (Pierson, 1985). La importancia de esta erupción radica en que fué partir de ese momento, cuando los mecanismos de depositación de materiales en masa pudieron ser observados y estudiados por primera vez. A partir de entonces la estabilidad volcánica se convierte en un tema de estudio particular y el colapso sectorial de volcanes se reconoce como uno de los fenómenos más destructivos asociados a actividad volcánica.

Las erupciones asociadas a colapsos sectoriales pueden clasificarse en 3 tipos principales: Bezymianny; Bandai; Unzen. Sin embargo, los colapsos sectoriales de tipo Unzen pueden no encontrarse asociados a actividad eruptiva. Los colapsos de tipo Bezymianny se caracterizan por estar asociados a actividad magmática, donde el colapso se encuentra asociado a explosiones laterales y representan el tipo de colapso mas estudiado, y por lo tanto los tipos colapsos con los que mas casos documentados se pueden encontrar en la literatura (p.e. Siebert *et al.*, 1987); Los colapsos sectoriales del tipo Bandai se encuentran asociados a actividad explosiva de tipo freático y cuentan con muchas similitudes genéticas con las de tipo Bezymianny, sin embargo y en contraste con el tipo de colapso anterior, la componente magmática no se encuentra presente (Siebert *et al.*, 1987). Finalmente se tienen los colapsos sectoriales de tipo Unzen, estos colapsos no están asociados a actividad eruptiva si no que mas bien se encuentran asociados a eventos sísmicos que funcionan como elementos disparadores, aunque si puede haber presencia de actividad hidrotermal (Day, 1996).

El estudio de inestabilidad volcánica, ha estado dirigido principalmente al estudio de colapsos sectoriales de tipo Bezymianny, dejando a un lado las consideraciones para colapsos de tipo Unzen. También es evidente que discriminar entre los colapsos asociados a actividad eruptiva y aquellos que no lo son es complejo, y no siempre se pueden encontrar evidencias que los asocien o que indiquen que los colapsos se encuentran o no relacionados con actividad eruptiva.

Por otra parte existen suficientes evidencias para sugerir que los colapsos no atribuibles a procesos eruptivos son posibles, y dadas ciertas características estos pueden ser mas o menos comunes, tal como es el caso del sector oriental en el Cinturón Volcánico Mexicano, o mas propiamente en la cordillera Pico de Orizaba – Cofre de Perote, en donde para la mayor parte de los colapsos no se han encontrado evidencias que los asocien con actividad eruptiva (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006).

En la cordillera Pico de Orizaba - Cofre de Perote, prácticamente todas las estructuras han colapsado, y lo han hecho en la misma dirección (este), lo que indica un control estructural importante de dominio regional. En el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), se ha encontrado que la inestabilidad es un factor común a lo largo de este. [Capra et al. \(2002\)](#) realizaron una compilación de las estructuras más importantes que han presentado colapsos voluminosos, entre ellas se destacan: Nevado de Colima, Volcán de Colima, Nevado de Toluca, Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Las Derrumbadas, Citlaltépetl, Cofre de Perote, Las Cumbres, Cerro Navajas, Ajusco, Cerro Pizarro ([Carrasco-Núñez et al., 2007](#)). Un resumen más amplio de estudios de colapso en todo el mundo ha sido resumido ([tabla I.1](#)), en este resumen se observa que los procesos de inestabilidad son un escenario común, dejando en claro la importancia que tiene el contar con metodologías para identificar y evaluar los procesos de estabilidad volcánica.

La erupción del Monte Santa Elena ocasionó que factores como son la deposición en masa y la evolución volcánica, empezaran a observarse bajo una perspectiva completamente nueva. Este evento arrojó una gran cantidad de datos que han dado paso a importantes contribuciones con respecto a los mecanismos de movimiento y deposición del material en masa, entre los ejemplos de las contribuciones más representativas a ese respecto se encuentran: las ecuaciones constitutivas al movimiento de flujos granulares ([Iverson, 1997](#)), contribuciones para relacionar la pendiente y granulometría de los flujos a su licuefacción ([Hirano, 1997](#)); la ocurrencia de flujos en relación a su volumen ([Davies, 1997](#)); comparaciones acerca de la movilidad de flujos granulares con flujos saturados ([Shimokawa y Jitousono, 1997](#); [Hashimoto, 1997](#)); modelado hidrodinámico en el movimiento de flujos ([Chan y Hsieh, 1997](#)). Asimismo se inicia el estudio de las características de inestabilidad en las estructuras desde diversas perspectivas, aunque la mayor parte de los estudios se llevan a cabo de manera descriptiva ([Carrasco Núñez et al., 2006](#)) (para la cordillera CVCCP). Por otra parte existen otros trabajos que aproximan el fenómeno desde una perspectiva cuantitativa ([Concha Dimas et al., 2005](#) [van Wyk de vries y Borgia 1996](#); [De Rita et al., 1996](#)).

En consecuencia, la inestabilidad volcánica debe ser observada como un campo de estudio particular, un campo que ha sido desarrollado a la largo de casi tres décadas, sin embargo con algunas limitantes, ya que la mayor parte de los estudios están dirigidos a estudiar la componente magmática en la inestabilidad de las estructuras, aún así existen numerosos trabajos que también intentan explicar los aportes estructurales y tectónicos a la inestabilidad en estructuras volcánicas, entre estos trabajos se encuentran algunos que explican la forma y dirección de las fallas por medio de modelación analógica, que puede ser de suma importancia en la evaluación numérica, por ejemplo [Langmay et al., \(2000\)](#) explican como la configuración en el movimiento de fallas por debajo de la estructura funciona como un mecanismo de control de colapsos acotando la dirección en la que

estos pueden presentarse, sus experimentos sugieren que el movimiento de las fallas por debajo de la estructura ocasiona su deformación creando esfuerzos de compresión (fallas inversas) y esfuerzos de tensión (fallas normales), dando como resultado la formación de un graben en la parte superior. [Voight y Elsworth, \(1997\)](#), proponen una evaluación cuantitativa de falla en laderas, sin embargo su trabajo se limita a explicar la inestabilidad producida por la intrusión de diques planos que funcionan como cuñas, no obstante el trabajo es sumamente importante y es muy probable que este pueda ser extrapolado a la evaluación de laderas sin la presencia magmática. Otros trabajos como [Merle y Borgia, \(1996\)](#), explican los procesos de dispersión volcánica y la forma en la que interactúan el basamento y la estructura a medida que esta se deforma por medio de modelación analógica. Por su parte [Tibialdi et al., \(2003\)](#), analizan procesos de deformación volcánica utilizando como herramienta a la mecánica de rocas y la geología estructural, sin embargo el modelo no integra una evaluación de la intensidad de los esfuerzos si no que analiza el fracturamiento y explica las zonas de debilidad por donde es mas evidente que se presente un colapso.

1.4 Planteamiento del problema e hipótesis de trabajo

Se considera que la inestabilidad de flancos en estructuras extintas o inactivas no ha sido debidamente explorada, por lo que aún es complicado explicar los mecanismos de inestabilidad en ellas. El presente trabajo pretende explorar los mecanismos que ayudan a determinar las condiciones de esfuerzos a los cuales puede encontrarse sujeta una estructura, de la misma manera se proponen las causas de inestabilidad mecánica, en donde una importante consideración es el debilitamiento sectorial de la estructura por la presencia de un sistema hidrotermal. Otro importante factor que ha contribuido a la inestabilidad son las características de soporte de la estructura, las cuales en gran parte pueden ser responsables por la morfología actual, por otra parte factores externos como son sismos o precipitación extrema, pueden funcionar como los mecanismos de disparo de colapsos de zonas que pueden aparentar un alto grado de estabilidad y, sin embargo ceden repentinamente.

En el volcán Cofre de Perote, se han identificado al menos dos depósitos de colapso de gran magnitud cuyas edades reportadas son más recientes y, aparentemente, no tienen relación con el cese de la actividad eruptiva del CP ([Carrasco Núñez et al., 2006](#)). Asimismo, se ha propuesto la existencia de un mecanismo de control estructural debido a la posición y configuración de las estructuras de soporte en toda la cordillera ([Mossman y Viniestra 1976](#)), tal y como lo confirman los múltiples colapsos sectoriales que en ella se han generado. De igual manera las condiciones climáticas de temperatura y precipitación excesiva ([Díaz-Castellón, 2003](#)), y el hecho de que la cordillera se encuentra en una zona con potencial sísmico latente ([Suárez, 1992](#)), hacen suponer que toda la cadena volcánica es una zona potencialmente inestable.

A lo largo del trabajo se presentarán las observaciones acerca de las condiciones actuales de estabilidad de la estructura, para ello se utilizan modelos numéricos cuantitativos y modelos descriptivos basados en datos y observaciones de campo, así como un modelo reconstruido que sugiere el comportamiento previo de la estructura, el postulado inicial sugiere que el volcán ha experimentado al menos dos colapsos previamente mencionados tal y como lo confirman [Carrasco *et al.*, 2006](#) y colaboradores. El trabajo sugiere que dichos colapsos fueron favorecidos por procesos de intensa alteración hidrotermal, los cuales aunados a sus características morfológicas y otros factores como son fracturamiento, soporte, estado de esfuerzos, y otros parámetros propios de la mecánica de rocas que son cuantificados a lo largo del trabajo, propiciaron que el volcán colapsara de manera repentina y sin la presencia de intrusión magmática o actividad eruptiva alguna.

En base a lo anterior se sugiere la posibilidad de recurrencia en el comportamiento de la estructura, sin embargo un análisis numérico se ha considerado necesario para validar el esta hipótesis, por lo anterior es justificable llevar a cabo un modelado estructural del volcán que incluya: la estabilidad de la estructura, condiciones actuales de esfuerzos y condiciones generales que podrían desencadenar otro colapso de características similares a los ya ocurridos, por lo anterior se plantea que los pasos para poder elaborar el modelado son:

- Descripción de las condiciones geológicas de la región.
- Descripción de las características geológicas del volcán CP.
- Identificación de zonas de debilidad.
- Caracterización mecánica de la cima.
- Modelado numérico de sus flancos.
- Cartografía de zonas inestables.

Colapsos sectoriales en edificios volcánicos alrededor del mundo

Nombre del Volcán	Ubicación	Evento	Año o edad en que ocurrió el colapso	Distancia máxima alcanzada por el material	Volúmen del depósito	Área que ocupa el depósito	Tipo de Colapso			Actividad Hidrotermal asociada			Referencia	
							Bezimianny	Bandai	Unzen	n/d	si	no		n/d
1 Santa Elena	Washington	Maratta Creek	1980	29 Km	2.8 km ³	62 km ²	●						●	Capra, 2000
2 Augustine	Alaska	Burr Point	año 1883	8 Km	0.24 Km ³	21 Km ²	●						●	Siebert et al., 1995
		Rocky Point	500 años	8 Km	0.5 Km ³	30 Km ²		●					●	Siebert et al., 1995
		Grouse Point	> 500 años		0.1 Km ³	6 Km ²	●						●	Siebert et al., 1995
3 Wrangell	Alaska	Chetaslina	Pleistoceno	50 Km	4 Km ³		●						●	Waythomas y Wallace 2002
4 Dominique	Antillas Menores	Volcán Soufrière				3,500 Km ²				●			●	LeFriant et al., 2002
										●			●	LeFriant et al., 2002
5 Llullaillaco	Argentina	Dirección I	0.15 Ma	25 Km	2 Km ³	165 Km ²	●						●	Richards y Villeneuve 2001
		Dirección II		23 Km			●						●	Richards y Villeneuve 2001
6 Monte Amarelo	Cabo Verde		>10,000 años		200-300 Km ³				●				●	Day et al., 1999
7 Cumbre Vieja	Canarias								●				●	Day et al., 1999
8 El Hierro	Canarias		13-17,000 años		250-350 Km ³	1,500 Km ²			●				●	Masson, 1996
													●	Ancochea et al., 1996; Stillman, 1999
9 Fuerteventura	Canarias		Mioceno		3,000 Km ³				●				●	Pérez y Torrado, 1999, Klaus Y Schmincke, 1999
10 Roque Nublo	Canarias		2.7-3.5 Ma		14 Km ³	180 Km ²			●				●	
11 Tenerife	Canarias	Icod	170,000 años	65 Km	entre 1,000 y 1,200 Km ³								●	Watts y Masson, 2001; Cantagrel et al., 1999
		Orotava	0.5-0.7 Ma										●	
		Teno	>5 Ma										●	
		Anaga	>5 Ma										●	
12 Scompa	Chile		7,000 años		25.7 Km ³	490 Km ²				●			●	Wadge et al., 1995
13 Nevado de Huila	Colombia			14 Km	5.4 Km ³	36 km ²			●		●			
14 Arenal	Costa Rica		año 1993	3 Km	2.2x106 m ³				●				●	Alvarado y Soto, 2002
15 Cotopaxi	Ecuador		4,500 años	326 Km	3.8 Km ³		●						●	Mothes et al., 1998
16 Reventador	Ecuador	CVB	30,000 años		20 Km ³		●						●	Ins. Geof. De la Esc. Politecnica
		VPR	20,000 años		8 Km ³		●						●	Nal. De Ecuador, 2003; Toulkeridis y Aguilera, 2003
		VER	año 2002				●						●	
17 Cordillera Absaroka	EEUU	Deer Creek			100 Km ³	450 Km ²					●		●	Malone, 1994
		Castle Rocks Chaos									●		●	Sundell, 1985
		Enos-Owl Creek									●		●	Bown y Love, 1987
18 Rainier	EEUU	Little Tahoma Peak	1963	6.8 km	.01 km ³	1.3 km ²			●				●	Sheridan et al., 2004
		Electron					●						●	Scott et al., 1995
		Osceola	5,600 años	113 Km	3.8 Km ³	547 Km ²			●				●	Vallance y Scott, 1997
19 Cerro Quemado	Guatemala		980-1,440 años		0.13 Km ³		●					●		Vallance et al., 1995
20 Pacaya	Guatemala		400-2,000 años	25 Km	0.65 Km ³	55 Km ²	●						●	Vallance et al., 1995
21 Tecuamburro	Guatemala	Miraflores	38,300+1,000 años	15 Km	4 Km ³	10 Km ²				●			●	Vallance et al., 1995
		Dos Depositos adicionales	el mas joven 2,910	3-4 Km		7Km ²				●			●	Vallance et al., 1995
22 Hawaii	Hawaii	Ka Lae Oeste		85 Km		850 Km ²				●			●	Moore et al., 1989
23 Hawaii	Hawaii	Ka Lae Este		75 Km		950 Km ²				●			●	Moore et al., 1989
24 Hawaii	Hawaii	Hilina		40 Km		5,200 Km ²				●			●	Moore et al., 1989
25 Hawaii	Hawaii	Papa'u		20 Km		200 Km ²				●			●	Moore et al., 1989
26 Hawaii	Hawaii	Loihi		15 Km		500 Km ²				●			●	Moore et al., 1989
27 Hawaii	Hawaii	Pololu		130 Km		3,500 Km ²				●			●	Moore et al., 1989
28 Kauai	Hawaii	Kauai Norte		140 Km		14,000 Km ²				●			●	Moore et al., 1989
29 Kauai	Hawaii	Kauai Sur		100 Km		6,800 Km ²				●			●	Moore et al., 1989
30 Lanai	Hawaii	Clark		150 Km		6,100 Km ²				●			●	Moore et al., 1989

Colapsos sectoriales en edificios volcánicos alrededor del mundo

Nombre del Volcán	Ubicación	Evento	Año o edad en que ocurrió el colapso	Distancia máxima alcanzada por el material	Volúmen del depósito	Área que ocupa el depósito	Tipo de Colapso			Actividad Hidrotermal asociada			Referencia	
							Bezimianny	Bandai	Unzen	n/d	si	no		n/d
31	Maui	Hawaii	Hana		85 Km		4,900 Km2			●			●	Moore et al., 1989
32	Mauna Loa	Hawaii	Kona Sur		80 Km		4,600 Km2			●			●	Moore et al., 1989
33	Mauna Loa	Hawaii	Alika-1		88 Km		2,300 Km2			●			●	Moore et al., 1989
34	Mauna Loa	Hawaii	Alika-2		95 Km		1,700 Km2			●			●	Moore et al., 1989
35	Molokai	Hawaii	Wailaw		<195 Km		13,000 Km2			●			●	Moore et al., 1989
36	Uahu	Hawaii	Kaena		80 Km		3,900 Km2			●			●	Moore et al., 1989
37	Uahu	Hawaii	Waianae		50 Km		6,100 Km2			●			●	Moore et al., 1989
38	Uahu	Hawaii	Nuuanu		235 Km		23,000 Km2			●			●	Moore et al., 1989
39	Piton de la Fournaise	Isla Reunión		150,000 años	60 Km		60-80 Km3			●			●	Bachélery y Marine, 1990; Labazuy, 1996; Lénat y Bachélery, 1988
40	Stromboli	Italia	últimos cuatro episodios	13,000 años			2.23+0.83Km3		●				●	Tibialdi, 2001
							1+0.54 Km3						●	Tibialdi, 2001
							1.08+0.39Km3						●	Tibialdi, 2001
							0.73+0.22Km3						●	Tibialdi, 2001
41	Esan Skyzawa-yama	Japón										●	●	Katsui et al., 1983
42	Irumukeppu-Yama	Japón										●	●	Ui, 1985
43	Komagatake	Japón												
44			Komagatake	año 1640									●	Katsui et al., 1983
			Kurumisaka	22,500 años									●	
45	Minami-dake	Japón											●	Katsui et al., 1982
46	Niseko	Japón							●				●	Yamagishi, 1993
47	Onnebetsu-dake	Japón										●	●	Yamagishi, 1996
48	Oshima Oshima	Japón	año 1741							●			●	Yamagishi, 1996
49	Shikaribetsu	Japón			2 Km					●			●	Yamagishi, 1996
50	Shiribetsu-dake	Japón											●	Yamagishi, 1993
51	Tokachidake	Japón	año 1926						●				●	Yamagishi, 1996
													●	Yokoyama et al., 1973; Soya et al., 1981
52	Usu	Japón	<7,000 años						●				●	Belusov, 1996
53	Besymianny	Kamchatka	año 1956		19 Km		0.2-0.4 Km3	500 Km2	●				●	Belusov et al., 1999; Ponomareva et al., 1998
54	Siveluch	Kamchatka	Posiblemente 13 colapsos	Pleistoceno tardío	20 Km		3 Km3	200 Km2					●	
55	Peléé	Martinica											●	
				9,000 años	30 Km		1.7 Km3	60 Km2					●	LeFrianta et al., 2003; Le friantb et al., 2003
					50 Km		20 Km3	700 Km2					●	
					60 Km		30 Km3	1,100 Km2					●	
56	Cofre de Perote	México											●	Lozano y Carrasco, 1999; Carrasco Nuñez y Nelson, 1998
			Avalancha Xico	42,000 - 10,400	30 Km					●		●	●	
			Los Pescados										●	Bradbury, 1998
57	El Estribo	México		45,000 años	3 Km				●				●	Capra et al., 2002
58	Jocolitlan	México		9,690+89 años	12 Km			80 Km2					●	Rodríguez, 1998
59	Las Cumbres	México	Las Cumbres	40,000 años	67 Km			516 Km2					●	Siebe et al., 1995
60	Las Derrumbadas	México											●	
			Primera Generación		9 Km								●	
			Segunda Generación		4.5 Km								●	
61	Nevado de Colima	México		200,000 años	65 Km		3.5 Km3	800 Km2	●				●	Robin et al., 1987; Capra y Macias, 2002
62	Volcan de Colima	México		10,000 años	35 Km		10-20 Km3	500 Km2	●				●	Vincent et al., 1983
63	Nevado de Toluca	México											●	
			Pilcaya		55 Km		2 Km3	100 Km2					●	Capra et al., 2002
			Mogote		75 Km		0.8 Km3	120 Km2					●	Capra et al., 2002
64	Patambán	México			9 Km			25 Km2	●				●	Garduño Monroy et al., 1999
65	Pico de Orizaba	México											●	
			Jamapa		75 Km		20 Km3	380 Km2					●	Carrasco Nuñez et al., 1993
			Teteltzingo		85 Km		1.8 Km3	187 Km2					●	Carrasco Nuñez et al., 1993

Colapsos sectoriales en edificios volcánicos alrededor del mundo

Nombre del Volcán	Ubicación	Evento	Año o edad en que ocurrió el colapso	Distancia alcanzada por el material	Volumen del depósito	Área que ocupa el depósito	Tipo de Colapso				Actividad Hidrotermal asociada		Referencia	
							Bezimianny	Bandai	Unzen	n/d	si	no		n/d
66 Popocatepetl	México	Tres episodios	>50,000 años	70 Km	28-30 Km ³	300 Km ²	●							Robin y Boudal, 1987
67 San Martín Pajapan	México			20 Km					●					Capra et al., 2002
68 Santa María	México			20 Km					●					Capra et al., 2002
69 Sierra de Zempoala	México		Plioceno	80 Km	4 Km ³	400 Km ²		●						Capra et al., 2002
70 Tacintaro	México		>10,000 años	60 Km	3.5 Km ³	176 Km ²		●						Capra et al., 2002
71 Casita	Nicaragua		año 1998	20 Km	1.6x106m ³			●						Kerfe, 2002; Sheridan et al., 1999
72 Mombacho	Nicaragua		>20 ka <1 ka	9 Km		60 Km ²		●						van Wyk de Vries y Francis, 1997
73 Egmont	Nueva Zelanda													
		Opua Fm	7,000 años	25+ Km	0.4 Km ³	120 Km ²			●					Palmer et al., 1991
		Warea Fm	12-14,000 años	31+ Km	1.2 Km ³				●					Palmer et al., 1991
		Pungerehu Fm	20,000 años	26+ Km	7.5+ Km ³	250+ Km ²			●					Palmer et al., 1991
		Ngare Fm	23,000 años	39+ Km	5.8 Km ³	500 Km ²			●					Palmer et al., 1991
		Opunake Fm	33,000 años	32+ Km	0.6 Km ³	45 Km ²			●					Palmer et al., 1991
		Stratford Fm 1	48,000 años	32+ Km	2.6 Km ³	510 Km ²			●					Palmer et al., 1991
		Stratford Fm 2		39+ Km	0.1 Km ³	90 Km ²			●					Palmer et al., 1991
		Stratford Fm 3	80,000 años	29+ Km	1 Km ³	255 Km ²			●					Palmer et al., 1991
		Okawa Fm	100,000 años	39+ Km	3.6 Km ³	255 Km ²			●					Palmer et al., 1991
		Montunui lahar	115,000 años	39+ Km	0.1 Km ³	30 Km ²			●					Palmer et al., 1991
74 Ruapehu	Nueva Zelanda													
			9,500 años	15+ Km	0.2 Km ³	23 Km ²			●					Palmer et al., 1991
			>50,000 años	40+ Km					●					Palmer et al., 1991
75 Tongariro	Nueva Zelanda													
		Te Whaiau Fm	>20,000	8+ Km	0.1 Km ³	8 Km ²			●					Palmer et al., 1991
76 White Island	Nueva Zelanda		75 años	1+ Km	0.005 Km ³	0.1 Km ²			●					Palmer et al., 1991
77 Ritter	Papua		año 1888		4-5 Km ³				●					Johnson., 1987

Capítulo 2

Entorno Geológico

II.1 Cinturón Volcánico Transmexicano

El Cinturón Volcánico Trans Mexicano (CVTM) comprende una franja con una longitud superior a los 1,000 kilómetros que se extiende desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México ([figura II.1](#)); el ancho de norte a sur, fluctúa entre los 20 y 150 km ([Ferrari *et al.*, 1999](#)), el cual cruza la parte central del país de este a oeste, y cuya edad estimada es de hasta 14 Ma ([Ferrari *et al.*, 1999](#)). Aunque persiste el debate acerca del origen del CVTM la hipótesis más aceptada es aquella en la que se propone que el CVTM se formó como resultado de la subducción de las placas de Cocos y de Rivera ([Negendank *et al.*, 1985](#)), siendo característico un vulcanismo del tipo caldialcalino, aunque la composición, tipo de estructuras y estilo eruptivo a lo largo de este es muy variado. De acuerdo a [Ferrari y colaboradores, \(1999\)](#) el CVTM inició su transición a partir del arco de la Sierra Madre Oriental alrededor del Mioceno temprano. El CVTM se caracteriza por presentar un alineamiento de los grandes centros poligenéticos en la dirección N-S, quedando las principales alineaciones formadas por las cadenas: Citlaltépetl-Cofre de Perote; Tláloc-Iztaccihuatl-Popocatepetl; Palo Huérfano-Nevado de Toluca; Cántaro-Volcán de Colima; Las Navajas-Cerro Grande ([Alaniz *et al.*, 1998](#)). En contraste, y alineados en dirección E-W, gran cantidad de estructuras monogenéticas comprenden conos cineríticos, domos y maars, que se encuentran distribuidos a lo largo de todo el CVTM. El CVTM ha sido dividido en tres sectores por [Pasquaré *et al.*, \(1986\)](#), quedando la cordillera de Citlaltépetl-Cofre de Perote dentro del sector oriental, que se extiende desde la falla de Taxco-San Miguel de Allende, hasta el alineamiento que forma la cordillera del Citlaltépetl-Cofre de Perote.

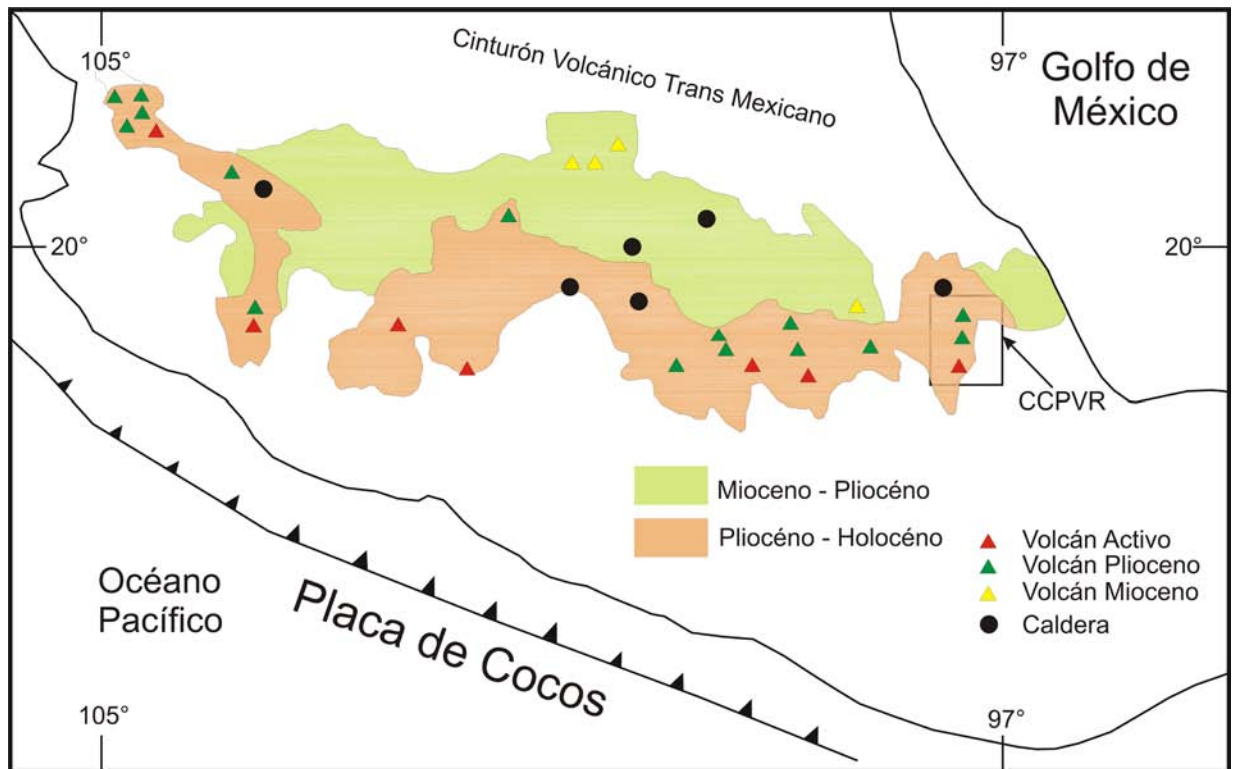


Figura II.1 Distribución del vulcanismo Mio-Pliocénico y Cuaternario del Cinturón Volcánico Trans Mexicano mostrando la ubicación de los principales volcanes poligenéticos y calderas más importantes (Modificado de Carrasco-Núñez, 2007)

II.2 Sector oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano

El sector oriental del CVTM comprende la cordillera denominada como Citlaltépetl-Cofre de Perote (CVCCP), la cuenca del Serdán Oriental, y, en el extremo oriental, el campo volcánico de Naolinco (figura I.3). El vulcanismo poligenético se encuentra principalmente concentrado en la cordillera CVCCP, compuesta por los volcanes Cofre de Perote; el complejo volcánico de La Gloria que comprende a los volcanes Cerro Desconocido (al norte) y Cerro Tecomales (al sur); el volcán Las Cumbres; y el volcán Pico de Orizaba en el extremo sur de esta cordillera. Finalmente, al SW del volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba), se encuentra el volcán Sierra Negra. La cordillera, que ha sido descrita como un alineamiento NE-SW (Rodríguez, 2005), es aparentemente el resultado de dos diferentes alineamientos principales: el primero de ellos, se encuentra orientado prácticamente N-S y comprende los volcanes Pico de Orizaba o Citlaltépetl (PO) en el sector meridional, y Las Cumbres(LC) y Cerro Desconocido (CD) en su extremo norte. El segundo alineamiento se encuentra orientado en dirección NE-SW, y está formado por los centros Tecomales (CT) (La Gloria), Cofre de Perote (CP) y Las Lajas (LL) en el extremo norte de esta segunda alineación.

Hacia el oriente, al ENE del volcán Las Lajas, se encuentra el campo volcánico de Naolinco el cual cubre un área bastante extensa y colinda con el complejo volcánico del Chiconquiaco y Palma Sola (Siebert y Carrasco-Núñez, 2002). En el campo volcánico de Naolinco se encuentra la estructura denominada como El Volcancillo, estructura que representa la única evidencia de actividad volcánica del Cuaternario en la parte nor-oriental del Cinturón Volcánico Trans Mexicano, el cual ha arrojado una edad precolombina de 870 años (Siebert y Carrasco-Núñez 2002), desafiando la hipótesis de que el vulcanismo en el CVTM ha migrado de norte a sur. Asimismo existen evidencias de actividad volcánica durante el Pleistoceno tardío en el complejo volcánico de La Gloria (Hubbard *et al.*, 2002a), lo que sugiere que la edad del vulcanismo no ha variado en forma sistemática para este sector del CVTM. Al NW del volcán Cofre de Perote se encuentra ubicada la Caldera de Los Humeros, es una estructura de edad Pleistocénica cuya actividad inició alrededor de ~0.47 Ma Este centro volcánico, se encuentra formado por dos calderas anidadas, compuestas por la Caldera de Los Humeros y por la caldera de Los Potreros, que se formó más recientemente. A la caldera de Los Humeros se asocian 3 importantes depósitos piroclásticos que se encuentran distribuidos ampliamente en la región, estos depósitos han sido denominados como la toba Zaragoza; la toba Faby; y la toba de Xaltipán (Ferríz y Mahood, 1984).

Por su parte, la cuenca del Serdán Oriental se encuentra caracterizada por un vulcanismo de tipo bimodal. Las más importantes estructuras distribuidas a lo largo de la cuenca del Serdán Oriental son *maars* como Alchichica; Quechalac; Atexcac; Tecuitlapa; Aljojuca. También se encuentran presentes volcanes monogenéticos de tipo domo como Las Derrumbadas; Cerro Pinto y Cerro Pizarro, además de algunos conos cineríticos aislados que se encuentran distribuidos aleatoriamente en la cuenca.

El parteaguas que comprende la cordillera CVCCP, sigue aproximadamente la orientación de la falla de Oaxaca (Alaniz y Nieto, 1997) al menos en la parte sur, aunque no se ha demostrado que una extensión de la misma pudiese estar afectando a las estructuras ahí emplazadas. Por otra parte numerosas fallas con orientaciones NW-SE, NE-SW, E-W, se encuentran distribuidas a lo largo de toda la cordillera, algunas de ellas siguiendo la orientación del plegamiento de las rocas correspondientes al basamento Cretácico (Concha *et al.*, 2005).

II.3 Geología Regional

La línea costera del Golfo de México a lo largo del territorio Mexicano, se encuentra compuesta principalmente por dos grandes cuencas que se extienden desde Tampico, en el norte hasta Coatzacoalcos, en el sur: ambas cuencas conforman el sector occidental de los límites estructurales del Golfo de México (Salvador, 1991) (Figura II.2), por lo que la influencia que este ejerce sobre toda la línea costera, sugiere la presencia de un control estructural significativo.

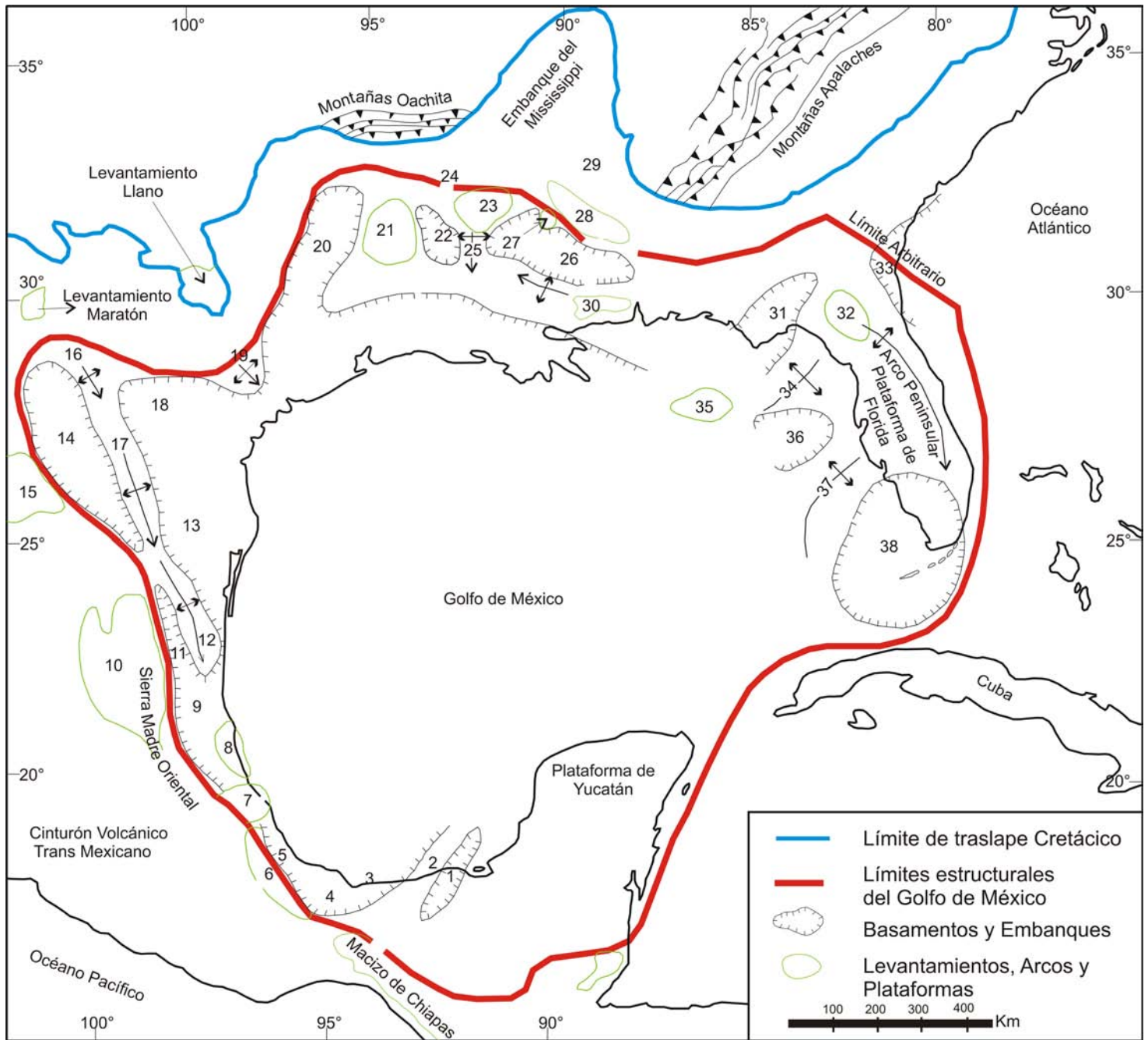


Figura II.2 Límites estructurales del Golfo de México 1) Basamento de Macuspana, levantamiento de Villahermosa, 2) Levantamiento de Villahermosa, 3) basamento de Comalcalco, 4) basamento del Istmo Saline, 5) basamento de Veracruz, 6) plataforma de Córdoba, 7) macizo de Santa Ana, 8) plataforma de Tuxpan, 9) basamento Tampico Misantla, 10) plataforma Valles San Luis, 11) basamento Magiscatzin, 12) arco de Tamaulipas, 13) basamento de Burgos, 14) basamento Sabinas, 15) plataforma de Coahuila, 16) levantamiento El Burro, 17) arcos Peyotes Picachos, 18) embalse Río Grande, 19) arco San Marcos, 20) basamento del este de Texas, 21) levantamiento Sabinas, 22) basamento salino del norte de Louisiana, 23) levantamiento Monroe, 24) basamento Desha, 25) arco La Salle, 26) basamento salino Mississippi, 27) domo Jackson, 28) cinturón deformado central de Mississippi, 29) basamento Black Warrior, 30) levantamiento Wiggins, 31) embanque Apalachicola, 32) levantamiento Ocala, 33) embanque del sud este de Georgia, 34) arco Middle Ground, 35) plataforma Sureña, 36) embanque de Tampa, 37) arco Sarasota, 38) basamento del sur de Florida. (Modificado de Salvador, 1991).

El basamento sedimentario, compuesto principalmente por rocas de edad Mesozoica comprende un período que abarca desde el Jurásico hasta el Cretácico. El Basamento se formó como producto de trasgresiones y regresiones marinas (Salvador, 1991) las cuales en la actualidad conforman las dos cuencas mencionadas y se denominan como las Cuencas Tampico/Teziutlán (norte); y Veracruz/Papaloapan (sur) (figura II.2), ambas cuencas, cubren de manera conjunta una longitud superior a los 700 Km. (Viniestra, 1950). La línea divisoria entre ambas es fácilmente identificable, y geográficamente se encuentra a lo largo del batolito denominado como Macizo de Teziutlán, localizado al NE de la ciudad de Xalapa.

El volcán Cofre de Perote, al igual que las demás estructuras de la cordillera CVCCP, se encuentra emplazado sobre una superficie fuertemente plegada (Concha *et al.*, 05) y fracturada (Mossman y Viniestra 1976) que da como resultado un basamento muy irregular conformado por rocas calizas de edad Mesozoica, correspondientes al basamento de Veracruz, al sur del límite con la cuenca de Tampico Mizantla (Hernández Romano *et al.*, 2004), y al sur del batolito Paleozoico denominado Macizo de Teziutlán, que divide las cuencas Tampico y Veracruz, el cual ha sido fechado como Permo-Triásico en 269-252 Ma (K-Ar), y que corresponde a un magmatismo que se extiende desde Chihuahua en el norte y termina en Chiapas en el sur (Gómez-Tuena *et al.*, 2003). El Macizo de Teziutlán se encuentra rodeado por rocas calizas a ambos lados, y hacia el sur comprende las rocas del basamento de Veracruz. El basamento de Veracruz, se encuentra limitado, al norte, por el Río Nautla y, al sur, por el macizo de San Martín Tuxtla; al oeste de la Sierra Madre Oriental y este del Golfo de México (Viniestra, 1950).

Las rocas sedimentarias Cretácicas se encuentran intensamente plegadas formando cadenas montañosas y la superficie del basamento de Veracruz. El plegamiento muestra una dirección NW-SE con numerosos anticlinales y sinclinales cuyo rumbo muestra la misma dirección de las rocas sedimentarias. Asimismo, las rocas muestran un intenso fallamiento y fracturamiento con diferentes rumbos, principalmente NW-SE, NE-SW, y E-W (Yañez-García y García-Durán, 1982). El fracturamiento a lo largo de la superficie Cretácica ha formado un basculamiento, el cual se inclina en la dirección del Golfo de México. Este basculamiento se propone como uno de los mecanismos de control estructural mas importantes de toda la cordillera (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006).

Por su parte, Mossman y Viniestra (1976) proponen un modelo derivado de estudios de exploración geofísica para la provincia de la Cuenca de Veracruz; dicho modelo integra una interpretación generada a partir de datos sísmicos y una sección E-W trazada a través de la región de Agostura, la cual muestra una serie de fallas lítricas basculando el basamento en dirección Este (figura II.3b).

En las proximidades del volcán CP los afloramientos correspondientes al basamento Cretácico son escasos, sin embargo la sección trazada por Carrasco y colaboradores (2006) presenta una sección en corte para el volcán Citlaltépetl (figura II.3a), en esta sección se observa que existe una contrastante diferencia en elevación entre ambos sectores. De continuar la misma tendencia hacia el norte, un basculamiento similar de las rocas Cretácicas debe estar presente entre ambos sectores. Este modelo apoya la propuesta respecto a las características geométricas de la configuración de las rocas Cretácicas y su posición relativa con la horizontal, que propone la existencia de un mecanismo de control gravitacional que contribuye a las condiciones de inestabilidad, en este caso en dirección oriental. Lo que de acuerdo a Carrasco-Núñez y colaboradores, explica los masivos depósitos en dirección del Golfo de México.

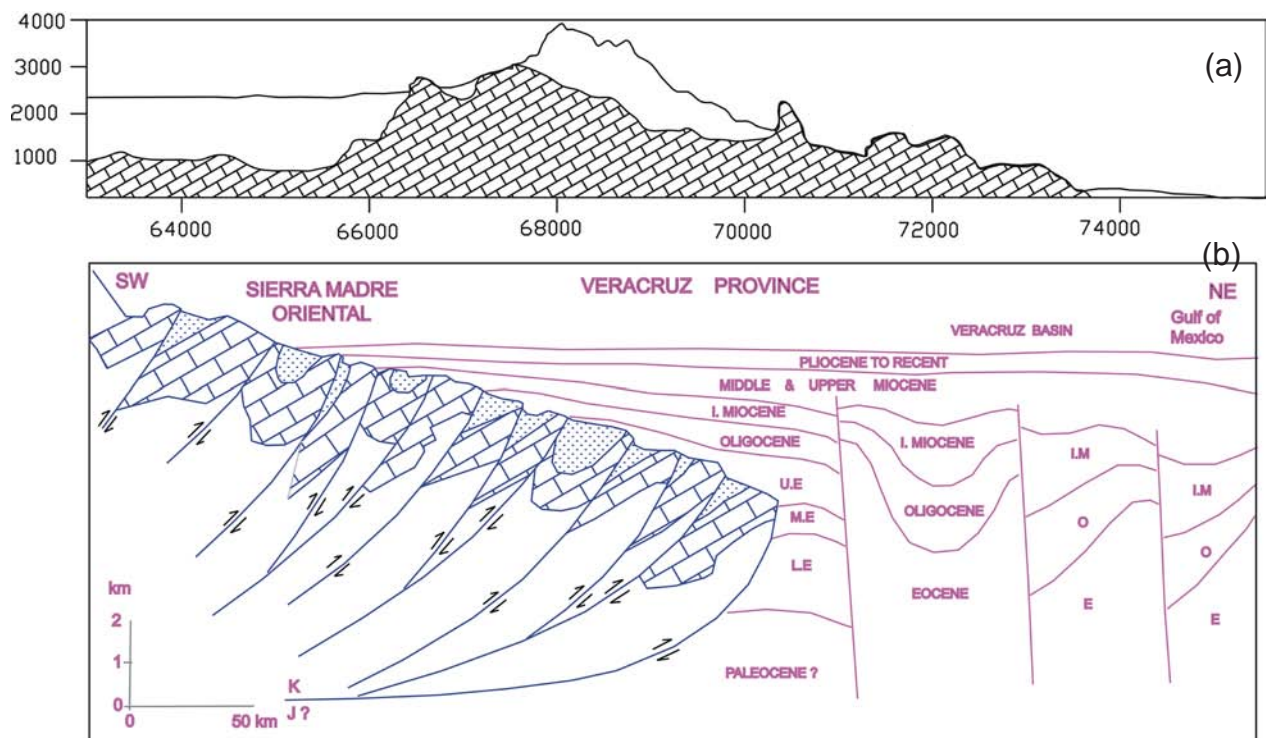


Figura II.3 a) Sección transversal del volcán Citlaltépetl en la que se muestra la distribución de las rocas Cretácicas (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006). b) Sección transversal a través de la región denominada como La angostura (Mossman y Viniegra., 1976).

II.4 Geología del volcán Cofre de Perote

Existen pocos estudios geológicos en relación al volcán Cofre de Perote, los primeros comprenden las observaciones descritas en las cartas de Humboldt a España denominados “Ensayo político sobre la Nueva España, Tomo 2.- Cosmos, Tomo IV” (Ordóñez, 1904) y que datan del siglo XIX, en ellos se detalla la morfología del volcán y el nombre de la estructura derivado de su forma. Entre otros estudios se encuentran trabajos que describen de manera general la geología del volcán (Carrasco-Núñez y Nelson, 1998, Silva Mora, 1991); muestran los rasgos de inestabilidad a nivel regional (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006), o bien que presentan consideraciones sobre el papel de la alteración hidrotermal (Díaz-Castellón *et al.*, 2004), Sin embargo la información geológica de detalle acerca de esta estructura es muy reciente (Carrasco-Núñez *et al.*, en preparación), pues a pesar de sus dimensiones e importancia geográfica, no ha sido completamente estudiada o sus estudios son muy recientes y no han sido publicados.

Desde el punto de vista morfológico, el volcán Cofre de Perote puede ser definido como un volcán compuesto (compound) tipo escudo; es decir morfológicamente presenta pendientes suaves y no existe un conducto único, sino que los materiales volcánicos fueron extruidos a través de varias bocas eruptivas muchas de ellas alineadas en dirección NE-SW, siguiendo el mismo alineamiento que presentan las estructuras principales CP-CT-LL. Una de sus principales características son sus suaves pendientes (figura II.4) las cuales a pesar de su baja pendiente, la presencia de masivos depósitos hacia el occidente del volcán sugieren que estas distan de ser estables.

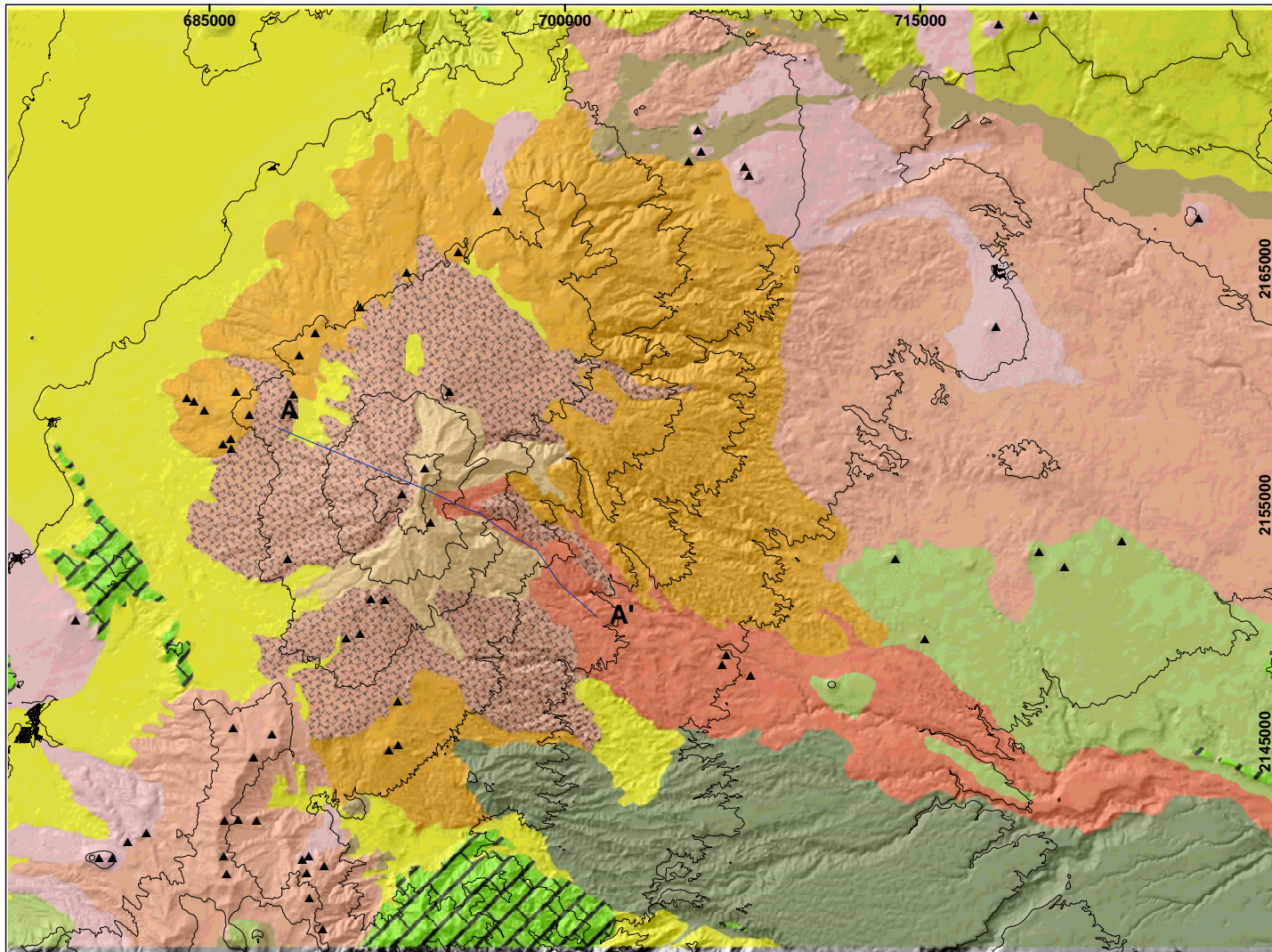


Figura II.4 Volcán Cofre de Perote visto desde el occidente

Su evolución puede ser dividida en tres etapas de construcción distintivas y al menos dos periodos de destrucción confirmados, que sucedieron en forma contemporánea al cese de actividad del volcán (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006). La primera etapa de construcción ha sido fechada por métodos de K/Ar en alrededor de 1.3±0.1 Ma. (Carrasco-Núñez y Nelson, 1998), corresponde a muestras de andesitas basálticas ubicadas en el flanco sur oriental del volcán. Sin embargo, lavas más antiguas han sido reportadas en localidades cercanas al volcán cuyas edades varían entre 1.7 y 1.9 Ma (Yañez y García, 1982), así como una muestra recolectada al este de la ciudad de Xalapa y que arroja una edad de 1.57±0.05 Ma (Pleistoceno), sin embargo no existen datos suficientes que puedan asociar estas lavas con las primeras etapas de formación del volcán. Por esta razón, la edad más adecuada para señalar como las primeras etapas de formación del volcán es la de 1.3 Ma reportada por Carrasco-Núñez y Nelson, (1998). La composición de las lavas más antiguas del volcán consiste principalmente de andesitas basálticas de olivino y augita (Carrasco Núñez y Nelson, 1998), además de que no presentan un alto contraste en cuestiones de diferenciación composicional (Carrasco Núñez y Nelson, 1998).

La primera etapa de construcción, se encuentra caracterizada por intensa actividad efusiva originada en múltiples centros eruptivos ubicados a lo largo de un extenso campo volcánico distribuido a lo largo de todo el perímetro de lo que en el presente forma la parte volcánica basal del CP. Estas observaciones pueden ayudar a explicar el alto contraste en la diferencia de edades, debido a que no se trata tan solo de una estructura si no se trata más bien de todo un campo volcánico, por lo tanto su edad representa contrastes elevados en cuanto a la edad de las rocas y debe ser reportada en un rango bastante amplio (figura II.5 "A").

Las rocas de la primera etapa de construcción son de composición principalmente básica a intermedia, se observa una textura dominante de tipo porfídica, en ocasiones seriada, y una mineralogía compuesta principalmente por cristales de plagioclasa y augita, en algunas muestras se observan cristales de olivino. La matriz es predominantemente microlítica (pequeños cristales, recristalizada prácticamente por completo) compuesta por microcristales de plagioclasa con clinopiroxenos (augita) y ortopiroxenos (hiperstena) (figura II.6).



A **A'**

Cofre de Perote		Alrededores	
Holoceno	D depósitos de avalancha y flujo de escombros	depósitos aluviales y suelos	
Pleistoceno	C andesitas del Pleistoceno medio a tardío	flujos de lava basálticos	
	andesitas del Pleistoceno medio	flujos de lava basálticos	
Plioceno	A andesitas del Pleistoceno temprano	andesitas y basaltos	
	cráteres	flujos de lava andesíticos	
	ciudades	flujos de lava y vulcanoclasticos	
		flujos de lava basálticos	
		rocas sedimentarias del Mesozoico	

0 2 4 8 12 16 km

N
W E
S

NAD_1983_UTM_Zona_14N
Proyección: Transversa_Mercator
Este_Falso: 500000.000000
Norte_Falso: 0.000000
Meridiano_Central: -99.000000
Factor_Escala: 0.999600
Latitud de Origen: 0.000000

MAPA GEOLÓGICO DEL VOLCÁN COFRE DE PEROTE, SECTOR ORIENTAL DE LA CORDILLERA CVCCP

**Carrasco Núñez, Gerardo
Siebert, Lee
Díaz Castellón, Rodolfo**

Escala 1:150,000

Figura II.5 Mapa geológico del volcán Cofre de Perote

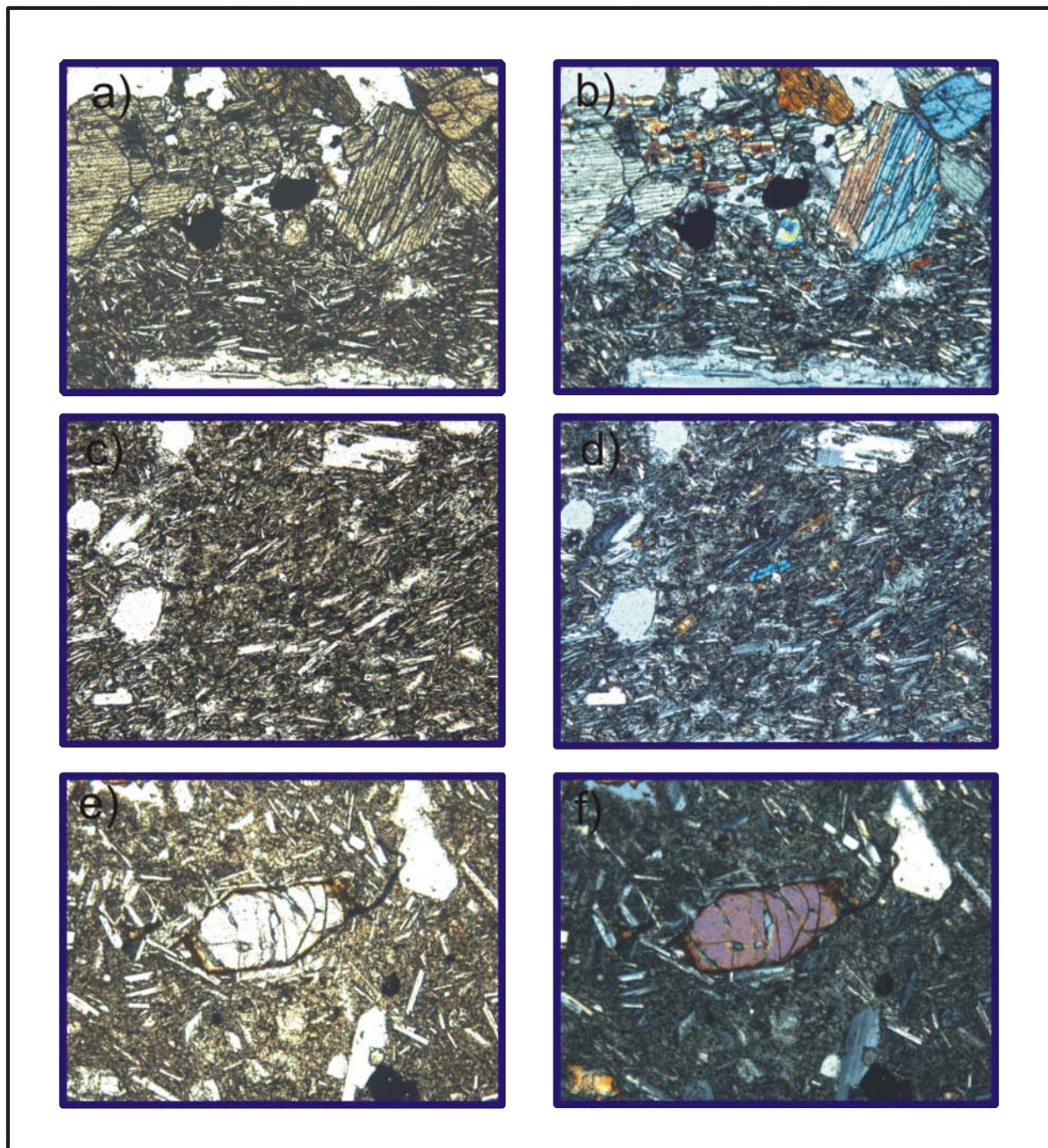


Figura II.6. Imágenes en lámina delgada de rocas pertenecientes a la primer etapa de formación del volcán Cofre de Perote. a) fotografía en luz natural en la que se observa la presencia de olivinos y plagioclasas en una matriz porfírica; b) la presencia de los olivinos se observa en color utilizando luz polarizada. La misma muestra tiene presencia masiva de plagioclasas; c) así como la presencia de augita; d) al centro de la imagen; e) y f) se observan evidencias de alteración en los bordes de los olivinos tanto en luz natural como con luz cruzada, la matriz se encuentra conformada por plagioclasas con textura porfírica en donde es observable recristalización de algunos cristales de plagioclasa sobre otros.

También son visibles marcas alteración en algunas de las muestras, las cuales son observables principalmente en aquellas que muestran contenidos de óxidos de hierro (hematita y/o magnetita). Un indicador de desequilibrio es la textura “esqueletal” observada en algunas plagioclasas. En otras muestras se encuentra presente una mineralogía similar, siendo característica la presencia de plagioclasa y augita, la matriz en la mayor parte de las muestras se encuentra compuesta por fenocristales de plagioclasa y augita; en donde también es posible encontrar en algunas muestras una matriz vítrea recristalizada.

En muestras recolectadas al oeste de la cima del volcán para lavas correspondientes al segundo periodo de construcción del volcán ([figura II.5 “B”](#)), fechamientos de Ar/Ar indican que esta inició hace 0.40 Ma ([Carrasco-Núñez *et al.*, en preparación](#)), siendo característico un vulcanismo puramente efusivo al igual que lo reportado para el primer episodio. Estas lavas son de composición andesítica y, sobreyacen claramente a los depósitos de la ignimbrita Xaltipán, fechada en 0.46 ± 0.02 Ma ([Ferríz y Mahood., 1984](#)). Asimismo, la tasa de efusividad sugiere un periodo de erupciones continuas hasta el cese de actividad del volcán ([Carrasco-Núñez y Nelson, 1998](#)).

Análisis petrográficos de muestras correspondientes a rocas pertenecientes a la segunda etapa de formación de CP, muestran una mineralogía con muchas similitudes a las de las rocas pertenecientes a la primera etapa, estas manifiestan textura de tipo porfírica seriada. Se encuentran formadas por fenocristales de plagioclasa y dos piroxenos: hiperstena y augita. La matriz se encuentra conformada por microlitos, aunque hay un poco de vidrio y algo de olivino con bordes de alteración, y algunos cristales de magnetita ([figura II.7](#)).

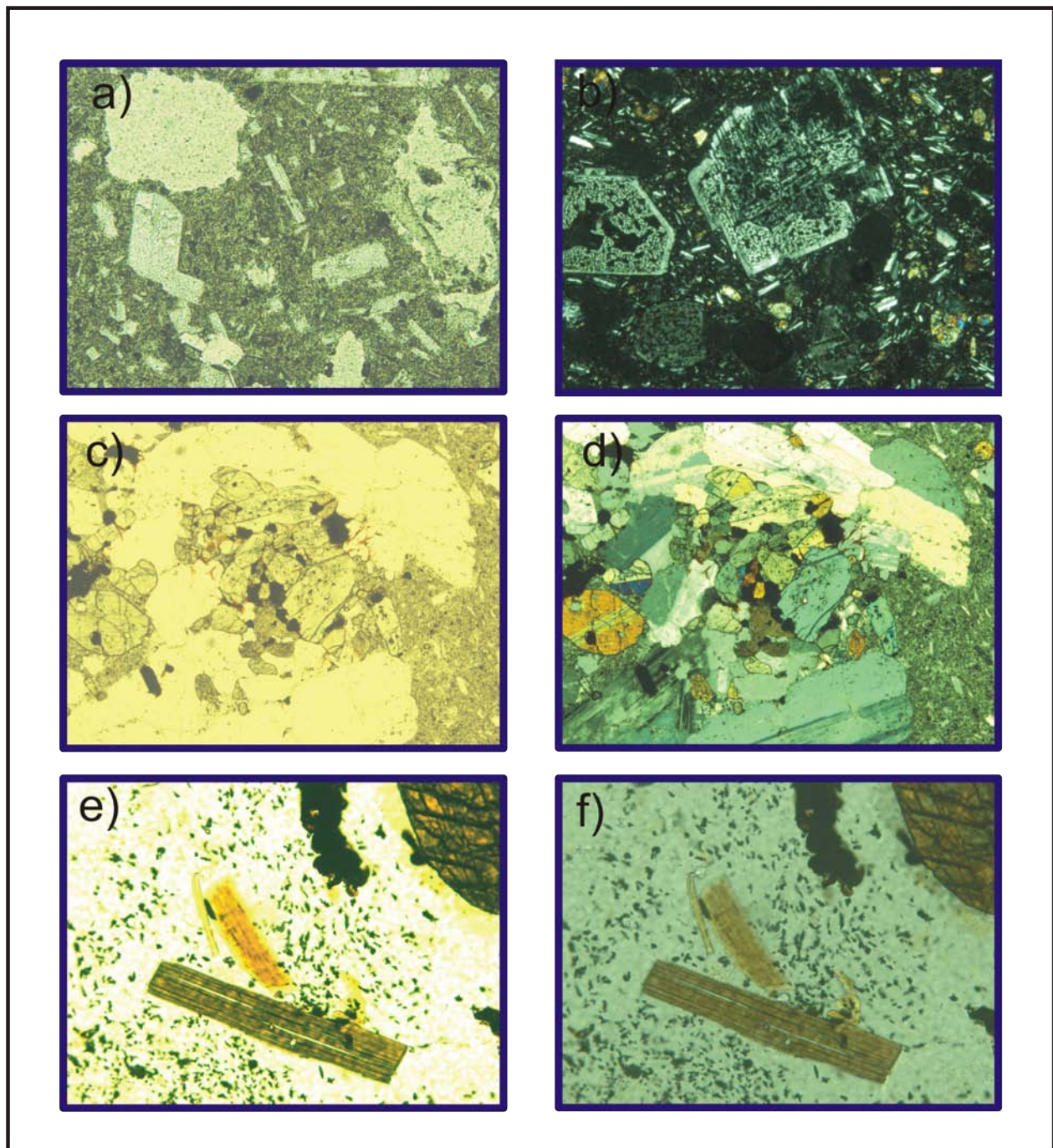


Figura II.7. Mineralogía característica de la segunda etapa de construcción del volcán Cofre de Perote. La matriz en ambas muestras se observa a) en luz natural con la presencia de fenocristales de plagioclasa en una matriz de estructura porfírica seriada, b) con luz cruzada. La textura muestra estructuras esqueletales, comunes en muestras de la segunda etapa de formación del volcán. c) y d) muestran la presencia de óxidos de hierro, olivinos y plagioclasas. e) y f) muestran la presencia de biotita aunque en pocas cantidades, así como la presencia de cristales de apatita.

Para muestras recolectadas en la cima del volcán, las rocas de la última etapa de formación del volcán CP (figura II.5 “C”), arrojan una edad máxima de 0.24 ± 0.05 Ma. (Carrasco-Núñez y Nelson, 1998). La mineralogía de las rocas correspondiente a la última etapa de formación del volcán CP, se encuentra caracterizada por rocas de composición que va de intermedia a ácida, siendo características las texturas de tipo porfídica, en una matriz microlítica. Las muestras analizadas, contienen cristales de piroxeno y magnetita rodeados por vidrio, aunque este es escaso y se encuentra recristalizado. También es común observar fenocristales de plagioclasa, y una importante característica que contrasta con las rocas de la segunda etapa de formación, es que no se encuentran presentes texturas de desequilibrio (formas esqueletales) como es característico en las rocas de la segunda etapa (figura II.8).

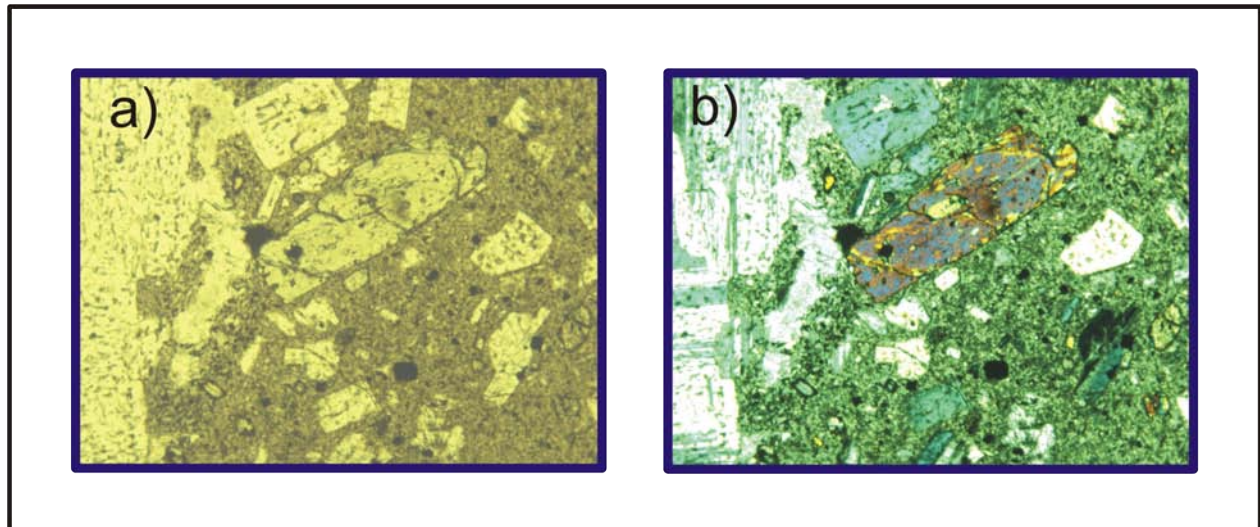


Figura II.8. La última etapa de construcción del volcán Cofre de Perote, presenta una mineralogía similar a la de las dos etapas de construcción previas, sin embargo las estructuras esqueletales no se encuentran presentes. la lámina en sección bajo luz natural; (a) muestra la presencia de cristales de plagioclasa y augita en una estructura porfírica con una matriz vitrofírica de textura seriada y óxidos de hierro (b) que se observan similares al analizar la muestra con luz cruzada.

Para ninguna de las 3 etapas de construcción del volcán Cofre de Perote ha sido característica la actividad explosiva. Sin embargo, se debe de tomar en consideración la existencia de depósitos piroclásticos provenientes de la Caldera de Los Humeros, particularmente hacia el flanco occidental del CP.

La composición química de las rocas de las 3 etapas del Cofre no presenta variaciones composicionales significativas, quedando la mayoría de las rocas clasificadas como lavas andesíticas de composición calcialcalina (figura II.9) aunque algunas con ligera tendencia tanto basáltica como dacítica, las cuales son características tanto de las rocas de CVCCP, como de la mayor parte de las rocas que componen el CVTM.

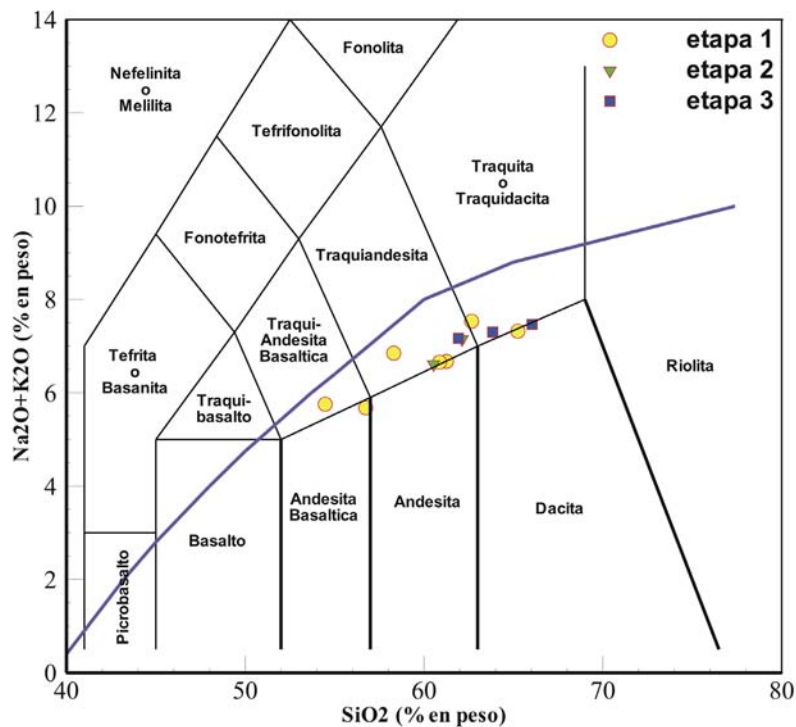


Figura II.9 Relación de la composición de las rocas en el volcán Cofre de Perote en sus tres etapas de construcción mostrando la variación composicional a lo largo de la construcción del volcán (LeBas *et al.*, 1986).

En resumen, la evolución del volcán CP puede ser separada en 3 periodos principales de construcción y 2 etapas de destrucción del edificio volcánico de acuerdo a como se sugiere en los siguientes 5 puntos: (figura II.10).

1. Inicio de la formación del CP con erupciones efusivas de lavas principalmente basálticas y andesíticas basáltica con una edad aproximada de 1.3 Ma. las cuales están distribuidas a lo largo de todo el complejo volcánico CP, sobre un basamento intensamente plegado, fallado y basculado en dirección oriental de acuerdo a como lo sugieren Mossman y Viniegra, (1976); Concha Dimas *et al.*, (2005).

2. Superposición de los centros eruptivos con erupciones sucesivas de composición basáltico-andesítica con edades de 0.40 Ma (Carrasco-Núñez y Nelson, 1998).
3. Inicio de la última etapa eruptiva del volcán CP, con flujos masivos de lava de composición principalmente andesítica hasta 0.24 Ma (Carrasco-Núñez y Nelson, 1998).
4. Destrucción parcial del flanco SE del volcán CP, originando la formación del flujo de escombros de Los Pescados, fechados por métodos de ^{14}C en 42 Ka. (Carrasco Núñez *et al.*, 2006).
5. Destrucción parcial del flanco SE del volcán CP, dando lugar a la formación de los depósitos de la Avalancha Xico, fechados por métodos de ^{14}C en 11 Ka. (Carrasco Núñez *et al.*, 2006).

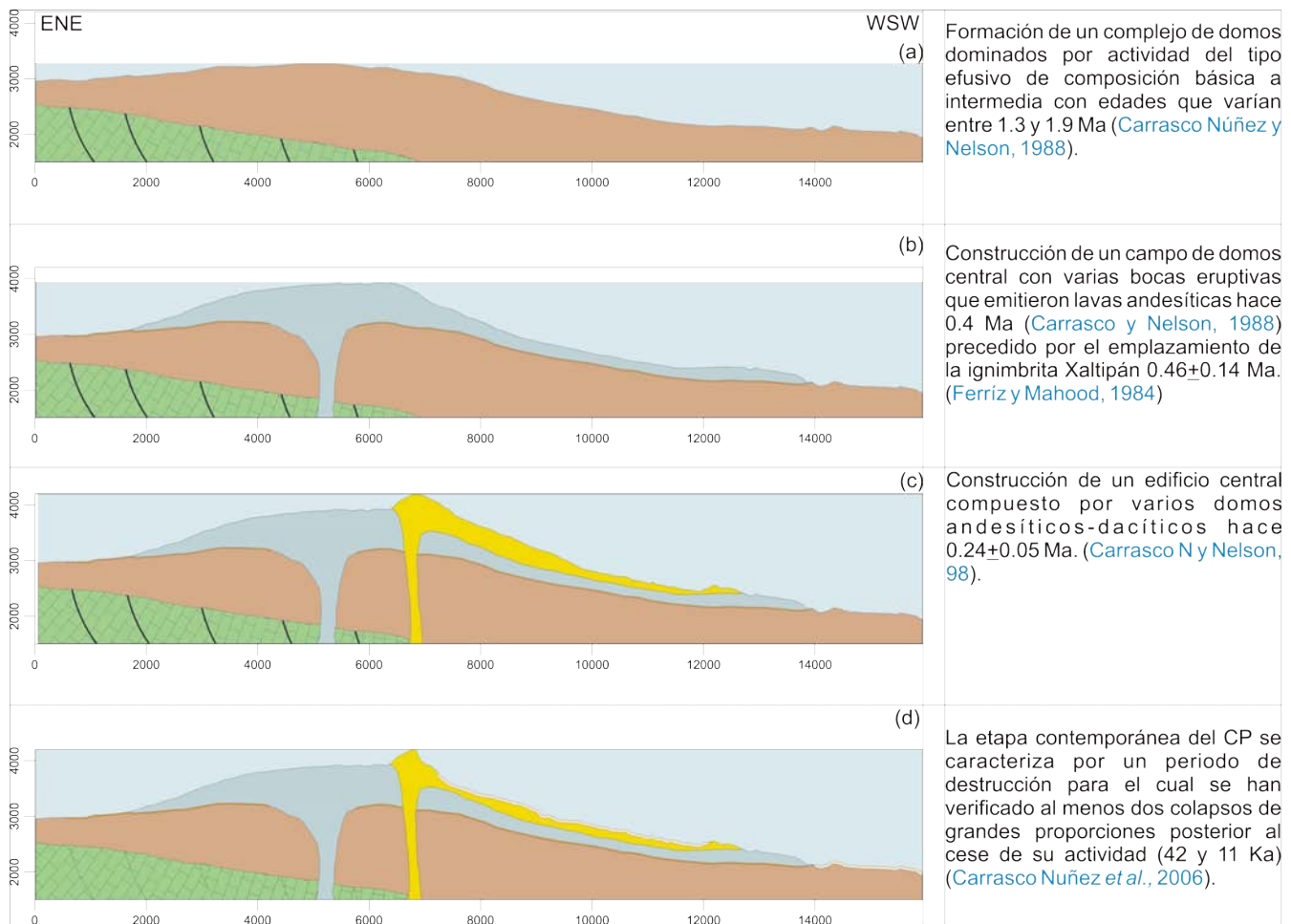


Figura II.10 Modelo de evolución del volcán Cofre de Perote. Representado en tres etapas de construcción y dos periodos de destrucción del volcán.

Capítulo III

Conceptos fundamentales de la Mecánica de Rocas

III.1 Generalidades.

La mecánica de rocas desde sus inicios se desarrolló lentamente por medio de métodos empíricos, hasta que el primer enfoque metodológico para la clasificación de la calidad de los macizos rocosos fue propuesto por Karl Terzaghi en 1946. En la actualidad existen diversos tipos de clasificación de rocas y macizos rocosos, los más reconocidos y utilizados en la ingeniería son los propuestos por: Coates, (1964); Deere y Miller, (1966); Broch y Franklin, (1972); Jennings, (1973); Bieniawski, (1973); y el de ISRM, (1981). Sin embargo, es apenas hacia la segunda mitad del siglo XX, cuando el análisis en estabilidad de taludes en macizos de roca empieza a ser considerado como un campo de estudio particular e independiente de la mecánica de suelos.

Las propiedades mecánicas de las rocas varían de acuerdo a su composición, grado de alteración, y características de la forma y dirección de las discontinuidades que las contienen. Por ello, y a diferencia de los materiales comúnmente analizados en la mecánica de sólidos o mecánica de materiales, las características de las rocas resultan ser completamente opuestas a lo que podría ser descrito como materiales ideales, pudiendo resumirse sus características como anisotrópicas, heterogéneas y discontinuas. La referencia a la mecánica o resistencia de materiales, es precisamente por que los postulados respecto a su comportamiento mecánico son los mismos, y para los cuales su resistencia es analizada dentro de los rangos elásticos, dado que su capacidad de deformación en el rango elástico es limitada. Por otra parte, la evaluación de las características estructurales en los taludes debe de considerar la deformación en el estado plástico, pues a pesar de que los especímenes de roca se evalúan dentro de los límites elásticos, los macizos de roca tienen un comportamiento plástico debido principalmente a las anisotropías existentes en él.

III.2 Propiedades de las rocas

Las rocas se encuentran separadas en bloques de discontinuidades, que se encuentran lejos de ser materiales ideales. Aún cuando las rocas se encuentren intactas, normalmente son no homogéneas, se comportan en forma anisotrópica, llegan a estar intemperizadas, etc. Por otra parte, las rocas son materiales que están sujetos a una amplia variedad de procesos mecánicos, químicos y/o térmicos, a través del tiempo desde su formación. Las características estructurales del macizo rocoso se encuentran determinadas por el material de roca, las discontinuidades y la interacción entre ambos, aunque conjuntos de discontinuidades en la misma roca pueden tener una génesis completamente diferente.

Algunas propiedades mecánicas de las rocas pueden ser determinadas en el laboratorio, tales como: resistencia a la compresión, corte directo, y a la tensión, sin embargo la resistencia a la tensión es generalmente considerada cero en estudios de estabilidad estructural o simplemente despreciable.

Las pruebas de resistencia a la compresión simple en laboratorio se calculan de acuerdo a la resistencia a la carga aplicada en forma axial a una probeta de roca. La probeta debe de tener una relación alto/ancho (H/D), de acuerdo a lo establecido por la ISRM Sociedad Internacional de Mecánica de Rocas (International Society of Rock Mechanics).

Esta relación debe de ser mantenida para evitar que la geometría de la probeta influya en las pruebas de resistencia a la compresión simple. Por otra parte, con el uso de equipo de medición, es posible medir la relación de esfuerzo deformación de la roca en ambos sentidos, y con ello poder calcular los módulos de elasticidad de la roca, de acuerdo a los criterios de Poisson ([ASTM D7012-4](#); [D3148-96](#))

La constante de proporcionalidad de la roca, también denominada como módulo de Poisson, debe de permanecer en un rango de 0 a 0.5, aunque comúnmente se asume que éste debe de ser de 0.25, debido a que la expansión horizontal debe ser igual a la contracción vertical sin que la roca experimente pérdidas de volumen. Previo a la realización las pruebas de resistencia a la compresión, se deben considerar el tipo y clasificación de cada roca, ya que las rocas son materiales anisotrópicos, por lo que la forma en la que se coloque o extraiga la muestra, impactará en la resistencia mecánica de la misma y consecuentemente, su posición con respecto a la que se encuentra en situ influirá en las características estructurales de un macizo.

Para llevar a cabo pruebas de compresión simple en especímenes de roca, la carga debe ser aplicada de acuerdo a las normas propuestas por ASTM o ISRM, que es de entre 5 y 10 minutos para que se presente la falla. Debido a que si la velocidad de aplicación de la carga es muy rápida, la roca podría aparentar poseer parámetros de resistencia mayores de los reales.

III.3 Comportamiento de las rocas dependiente del tiempo (Creep)

El término “*creep*”, se refiere en general a deformación continua sin variaciones del esfuerzo. En algunos materiales, las características originales son recuperadas al retirar la carga (deformación elástica o comportamiento Hookeano). Sin embargo, cuando una roca es deformada ocasiona cambios a la fábrica de la roca, lo que repercutirá en la respuesta de esfuerzo deformación al aplicarse nuevamente una carga (Histéresis).

III.4 Estabilidad de macizos rocosos fracturados

La estabilidad en laderas se encuentra fuertemente asociada a las características de estabilidad de los macizos rocosos, dado que una ladera se encuentra compuesta por grandes áreas de rocas interestratificadas con otros componentes como pueden ser depósitos de brecha, y/o material piroclástico. Para el caso de flancos volcánicos, estos se pueden encontrar interactuando con rocas cuya génesis pudiese no ser volcánica, tal como sucede a lo largo de toda la superficie que soporta a la cordillera C-CP, donde esta se encuentra compuesta por rocas calizas del tipo arrecifal.

Para poder evaluar la estabilidad del macizo, el trabajo inicia por una descripción de todas las anisotropías en donde el factor mas relevante a tomar en consideración son las discontinuidades, que pueden atravesar al macizo en un número indeterminado, y las cuales representan planos potenciales de falla. Por ello, cada discontinuidad representa un plano de debilidad entre estas; se consideran: discontinuidades, juntas, estratificación, foliación y fallas ([Watters et al., 2000](#)).

Existen diferentes métodos para llevar a cabo la cuantificación y descripción física de las discontinuidades, entre los parámetros que deben ser evaluados se encuentran los siguientes, según ([Barton et al., 1978](#)).

1. **Orientación** (dirección del fracturamiento; rumbo del fracturamiento)
2. **Espaciamiento** (distancia perpendicular entre fracturas adyacentes)
3. **Persistencia** (rumbo de la discontinuidad tal como es observada en el afloramiento)
4. **Rugosidad** (ondulamiento de la discontinuidad relativo al plano de contacto)
5. **Resistencia de la pared** (resistencia equivalente al esfuerzo de compresión de las paredes adyacentes)
6. **Apertura** (distancia de la separación entre fracturas adyacentes)
7. **Relleno** (material entre paredes de roca adyacentes)
8. **Forma de las discontinuidades** (flujo de agua y humedad visible en discontinuidades)
9. **Numero de juegos de juntas** (numero de orientaciones “preferenciales” que intersectan un sistema de juntas)
10. **Tamaño de los bloques** (tamaño de los bloques que resultan del espaciamiento entre juegos individuales de juntas)

El factor de escala, (Watters *et al.*, 2000; Hoek y Brown, 1997) es considerablemente importante, especialmente en escenarios como el de los flancos volcánicos, donde la escala puede llegar a variar en varios órdenes de magnitud con respecto a los escenarios tradicionales utilizados en ingeniería. El criterio del factor escala indica que una roca puede aparentar poseer un número menor de discontinuidades a medida de que la escala es menor y en casos extremos, si se considerase una escala sumamente pequeña (figura III.1), es probable que un macizo aparentara no contener discontinuidades, sin embargo a medida que esta creciera, se encontraría que no es así. Es por eso que el parámetro designado como RQD (*Rock Quality Designation*), requiera para su cuantificación, el uso de núcleos extraídos de un diámetro de 52mm (2") a una profundidad o distancia de exploración no inferior a los 10 metros (Deere, 1963).

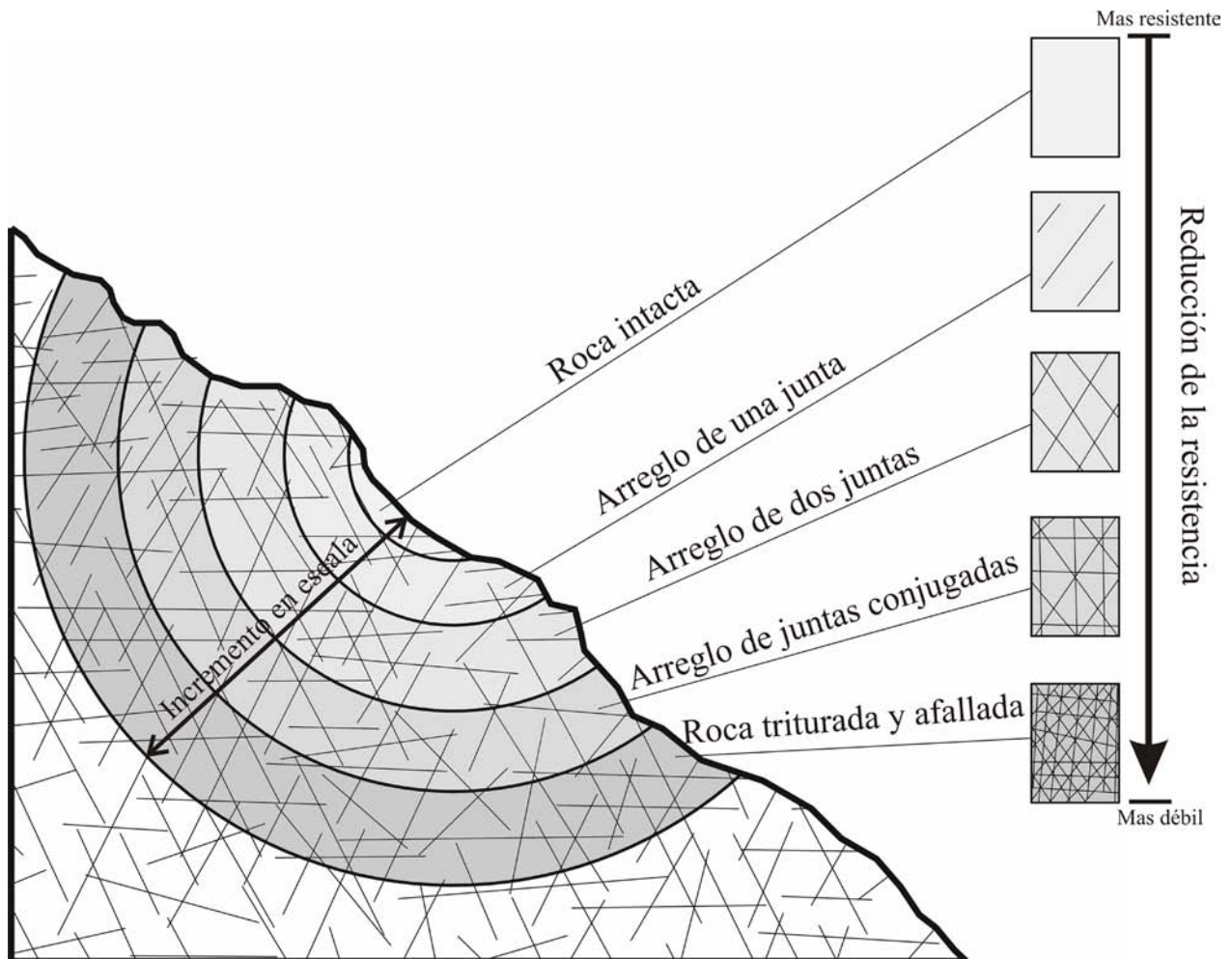


Figura III.1 Reducción de la resistencia en función del incremento en la escala (modificado de Hoek y Brown, 1997)

Otra diferencia fundamental entre las fallas que se presentan en los medios rocosos y los suelos, es la forma en que estas se manifiestan. Mientras que cuando se trata de suelos, la falla mas frecuente es la rotación del talud por corte, los macizos tienden a fallar por aquellas zonas en donde se encuentran discontinuidades, sin embargo esto no implica que la falla de rotación no se presente en rocas, todo lo contrario, si el material se encuentra lo suficientemente fracturado, o bien la escala es lo suficientemente grande, la falla mas probable continúa siendo la falla por rotación. La [figura III.2](#), muestra las fallas más comunes que se presentan en medios rocosos.

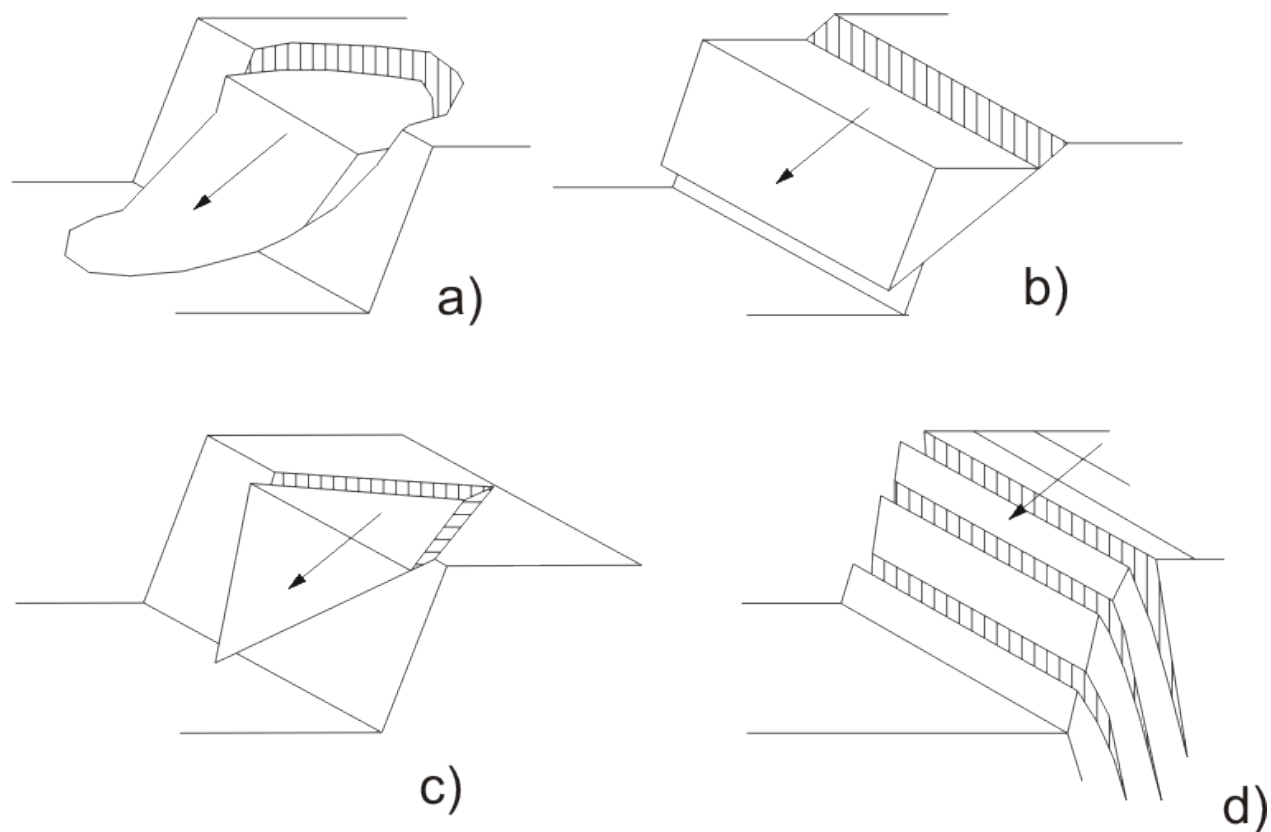


figura III.2 Tipos de falla más comunes: a) falla rotacional, b) deslizamiento entre discontinuidades o estratos, c) falla conjugada, d) volteo o "toppling"

V.5 Sistema de clasificación para la calidad del macizo rocoso.

Originalmente se había considerado utilizar en este trabajo el sistema RMR (Rock Mass Rating) de clasificación propuesto por Bieniawski (1976), sin embargo posteriormente se consideró que era mas adecuado utilizar el sistema de estabilidad de macizos rocosos propuesto por Hoek *et al.*, (2002), para el cual se hacen consideraciones acerca de la calidad de las aproximaciones hechas con el primer método. La utilización del RMR de Bieniawski para ambos criterios es similar, por lo que se ha optado por hacer una comparación ente ambos, dejando la posibilidad de reevaluar los modelos con el primer método. Sin embargo, y de acuerdo a Hoek y Brown (1997), la caracterización propuesta por Biniawski no es adecuada para relacionar criterios de falla a observaciones geológicas, resultando en la introducción del criterio denominado como GSI (Geological Strength Index) o índice de resistencia geológico propuesto por Hoek *et al.*, (1992).

Comparativa de la caracterización de macizos de roca utilizando el RMR propuesto por Bieniawski y el GSI de Hoek en los modelos numéricos propuestos por Hoek y Brown, (1980).

RMR

$$\frac{\sigma_1}{\sigma_c} = \frac{\sigma_3}{\sigma_c} + \sqrt{m \frac{\sigma_3}{\sigma_c} + s}$$

Donde:

σ_1 = Esfuerzo principal mayor al momento de la falla

σ_3 = Esfuerzo principal menor

σ_c = Resistencia a la compresión axial pura del material de roca

m, s = Constantes de las que dependen las propiedades de la roca.

Para macizos de roca inalterados

$$m = m_i \exp\left(\frac{RMR - 100}{28}\right)$$

$$s = \exp\left(\frac{RMR - 100}{9}\right)$$

Para macizos de roca alterados

$$m = m_i \exp\left(\frac{RMR - 100}{14}\right)$$

$$s = \exp\left(\frac{RMR - 100}{6}\right)$$

GSI

$$\sigma_1' = \sigma_3' + \sigma_{ci} \left(m_b \frac{\sigma_3'}{\sigma_{ci}} + s \right)^a \dots\dots\dots(1)$$

Donde:

m_b es un valor reducido para la constante de material dada por m_i y se obtiene de la forma:

$$m_b = m_i \exp\left(\frac{GSI - 100}{28 - 14D}\right) \dots\dots\dots(2)$$

los valores de las constantes s y a para el macizo se obtienen de las relaciones:

$$s = \exp\left(\frac{GSI - 100}{9 - 3D}\right) \dots\dots\dots(3)$$

$$a = \frac{1}{2} + \frac{1}{6} \left(e^{GSI/15} - e^{-20/3} \right) \dots\dots\dots(4)$$

Los valores para la resistencia a la compresión axial pura σ_c se obtienen igualando $\sigma_3' = 0$ en la primera ecuación resultando:

$$\sigma_c = \sigma_{ci} \cdot s^a \dots\dots\dots(5)$$

y donde σ_{ci} es la resistencia a la compresión axial pura del espécimen de roca.
Donde:

D = Coeficiente de alterabilidad de la roca.

La referencia de alteración en ambos esquemas (D para GSI), no se refiere a parámetros de alteración química de la roca, sino al grado de desestabilización que ha sufrido el sistema, generalmente ocasionado por acción antropogénica (aunque no necesariamente). Para el caso del estudio de la estabilidad en los escarpes del volcán CP, el parámetro D se toma como un parámetro de relajamiento que sufre el macizo al ser retirada una gran parte del soporte que mantenía al talud en condiciones de confinamiento (Cai et al., 2007).

El método elegido para analizar la estabilidad en el estado elástico del sistema, ha sido en base a la disponibilidad de la paquetería de cómputo en el mercado, por lo anterior se optó por utilizar un modelo de equilibrio límite, aproximándolo por medio del método de Bishop. Sin embargo, esta paquetería aproxima el problema utilizando los criterios de corte propuestos por Mohr-Coulomb, en donde se establece una relación del esfuerzo normal contra esfuerzo cortante mediante la relación ($\tau=c+\sigma \tan \varphi$).

El método propuesto por Hoek y Brown (2002), propone una aproximación por medio de los esfuerzos principales, sin embargo los mismos autores proponen un modo de relacionar ambos criterios de la siguiente forma:

El criterio propone que la relación de σ'_1 puede ser aproximada por la siguiente relación:

$$\sigma'_1 = \frac{2c' \cos \phi'}{1 - \sin \phi'} + \frac{1 + \sin \phi'}{1 - \sin \phi'} \sigma_3 \dots\dots\dots(6)$$

Donde la ecuación (6) y la ecuación (1) son equivalentes. Por otra parte, se debe de recordar que el criterio de Mohr-Coulomb dice que:

$$\tau = c' + \sigma \tan \phi' \dots\dots\dots(7)$$

Donde se pueden relacionar los parámetros de φ' y de c' con las constantes calculadas mediante las ecuaciones (2),(3) y (4) de la forma:

$$\phi' = \sin^{-1} \left[\frac{6am_b (s + m_b \sigma'_{3n})^{\gamma-1}}{2(1+a)(2+a) + 6am_b (s + m_b \sigma'_{3n})^{\gamma-1}} \right] \dots\dots(8)$$

$$c' = \frac{\sigma_{ci} [(1+2a)s + (1-a)m_b \sigma'_{3n} (s + m_b \sigma'_{3n})^{\gamma-1}]}{(1+a)(2+a) \sqrt{1 + \frac{6am_b (s + m_b \sigma'_{3n})^{\gamma-1}}{(1+a)(2+a)}}} \dots\dots\dots(9)$$

Para ambas expresiones se obtiene la relación empírica:

$$\frac{\sigma'_{3max}}{\sigma_{cm}} = 0.47 \left(\frac{\sigma'_{cm}}{\gamma H} \right)^{0.91} \dots\dots\dots(10)$$

Donde σ'_{cm} es la resistencia del macizo de roca y se encuentra definido por la ecuación:

$$\sigma'_{cm} = \sigma_{ci} \cdot \frac{2c' \cos\phi'}{1 - \sin\phi'} \dots\dots\dots(11)$$

Y donde también σ'_{cm} puede ser expresado en términos de las constantes de las ecuaciones (2),(3),(4).

Asimismo las constantes γ y H corresponden respectivamente al peso volumétrico del material y H a la geometría del talud que se encuentra siendo analizada.

Y donde:

$$\sigma_{3n} = \frac{\sigma'_{3max}}{\sigma_{ci}} \dots\dots\dots(12)$$

V.6 Índice de Resistencia Geológico (GSI)

El índice **GSI** se obtiene generalmente como una relación de la calidad de la roca, su grado de intemperismo que puede ser de origen atmosférico y/o hidrotermal, y el grado de fracturamiento de esta. Por ello, el parámetro puede ser considerado como descriptivo. Sin embargo, [Cai et al., 2004](#) proponen un modelo cuantitativo ([figuraIII.3](#)) para determinar el parámetro donde es posible cuantificar las discontinuidades y otras condiciones internas del talud. En general para la obtención del parámetro, se miden las discontinuidades normales a la dirección en que se lleva a cabo el levantamiento, de manera similar a como se obtiene el **RQD** o índice de calidad de la roca utilizado en la obtención de los parámetros de calculo utilizados para determinar el **RMR**.

GSI

Tamaño de los bloques

Masivo.- macizo muy bien ensamblado e inalterado, bloques formados por tres discontinuidades o menos cuyo espaciamento entre discontinuidades es muy amplio >100cm.

Tabular.- piezas de roca muy bien ensambladas e inalteradas consistentes de bloques cúbicos formados por tres juegos de discontinuidades ortogonales. el espaciamento entre las juntas varía entre 30-100cm.

Muy Tabular.- Piezas ensambladas y parcialmente alteradas con bloques angulares con fases múltiples formados por cuatro juegos de discontinuidades o mas. el espaciamento entre juntas varía entre 10-30cm

Tabular/alterado.- Plegado y/o fallado con bloques angulares formados por la intersección de muchos juegos de discontinuidades. el espaciamento entre juntas varía entre 3-10 cm.

Desintegrado.- mal ensamblado, fuerte fracturamiento o macizo de roca fracturado con mezcla de fragmentos de roca angular o redondeada. el espaciamento entre las juntas es <3cm

Foliado/laminado/cizallado.- láminas delgadas y/o foliadas, cizalladas tectónicamente, rocas débiles con discontinuidades muy cercanas, la esquistosidad es común sobre cualquier otro juego de discontinuidades resultando en una masa carente de ensamblajes <1cm

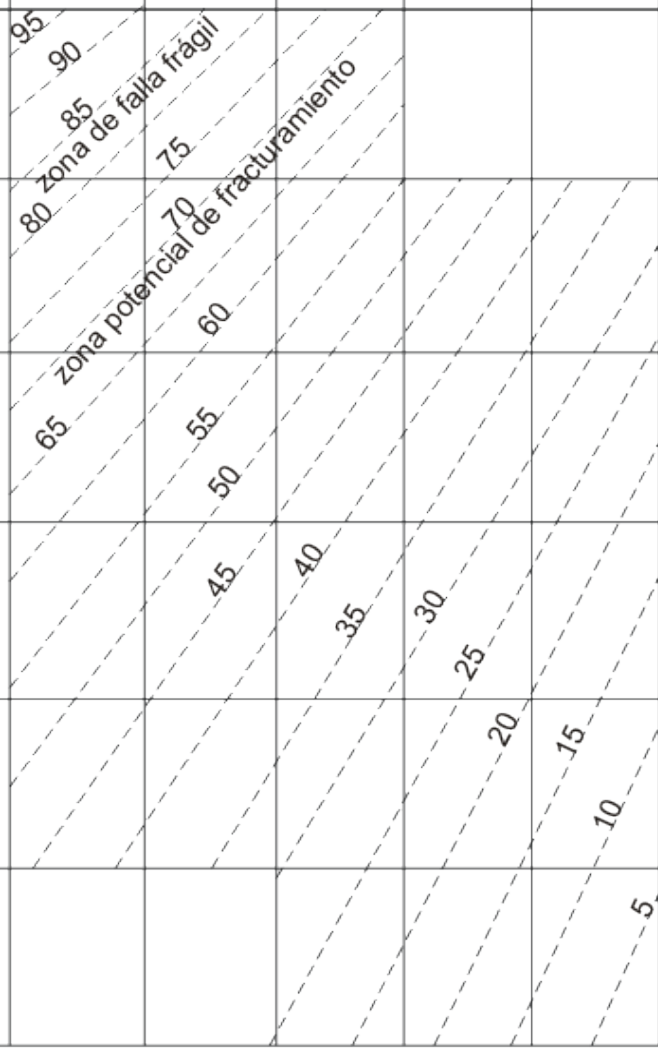
Muy Buena
Muy rugosa, fresca y superficies inalteradas

Buena
áspera, ligeramente alterada, manchas de óxido visibles en las superficies

Regular
suavizada, moderadamente alterada o superficies de alteración

Mala
lisa, superficies de fuerte alteración con cubrimiento compacto o rellenos de fragmentos angulares

Muy Mala
completamente lisa, fuertemente alterada, superficies con cubrimiento de arcilla



1e7

1e6

1e5

1e4

1000

100

10

1

0.1

Volumen del bloque (cm³)

Factor de condición de las juntas 12 4.5 1.7 0.67 0.25 0.09

Figura III.3 Tabla de valores para obtener el GSI (Hoek et al., 1992), modificada por (Cai et al., 2004)

Posteriormente, se lleva a cabo una cuidadosa observación de las discontinuidades y se analizan a detalle cada una de ellas, así como que tan juntas se encuentran. Finalmente se traza la información en la tabla propuesta por [Hoek et al., \(1992\)](#), donde de acuerdo a [Cai et al., \(2007\)](#), esta puede ocasionar zonas potenciales de fracturamiento por debajo de la línea de 70, en una clasificación elaborada en escala de 0 a 100.

El modelo en este caso, es aproximado mediante el análisis digital de imágenes. Previo a determinar la cuantificación se calibra el tamaño de los píxeles con objeto de obtener el área estimada del macizo de roca, el área a ser analizada es separada del resto de la imagen a la que se aplica posteriormente un tratamiento de pre-procesado, este consiste en incrementar el contraste para mejorar la visualización de los rasgos estructurales. Una vez completado se determina el tamaño mínimo que debe tener el grupo (cluster) de píxeles que ajuste mejor a las condiciones de fracturamiento, la imagen es separada en roca y fracturas, finalmente los píxeles son contados y normalizados al 100% para obtener un valor estimado al **GSI**. Se debe tomar en cuenta que el método sugiere no solo fracturamiento sino que también condiciones de las fracturas y grado de alteración. El conteo de píxeles no puede determinar tales factores por lo que una detallada descripción de las condiciones del fracturamiento es necesaria cuando se elaboran los registros de calibración de los píxeles y para que el método sea consistente con lo propuesto en la evaluación del parámetro. Los resultados de la cuantificación por medio de imágenes digitales ha sido consistente con el modelo cuantitativo propuesto por [Cai et al., \(2004\)](#). Mas aún, debido a que los medios digitales pueden capturar toda la pared de roca, las estimaciones del **GSI** deben ser mas exactas que aquellas obtenidas utilizando un flexómetro, además de que una vez determinados los parámetros de calibración el parámetro puede ser obtenido de forma mucho mas rápida.

V.6.1 Metodología para la obtención del GSI mediante análisis de imágenes.

El GSI tal como ha sido propuesto por Hoek y colaboradores es un método que caracteriza el fracturamiento en taludes analizando las condiciones de roca expuesta. El método es exclusivo de caracterización de rocas y no puede ser utilizado en taludes de suelo ya que lo que mide es fracturamiento. Tradicionalmente se utiliza una cinta y se contabilizan las fracturas en una sola dimensión en forma muy similar a como se obtiene el RQD ([Deere et al., 1967](#)), el criterio de caracterización al igual que en el RMR considera parámetros adicionales que se irán discutiendo mas adelante.

La captura de las imágenes se debe llevar a cabo en las condiciones de luz y perspectiva más adecuadas que sea posible para no perder información durante el procesado de la misma. En este caso no se midió la distancia de la cámara hacia el afloramiento, sin embargo se procuró que la cámara viera directamente al centro de este, de manera que se redujera al mínimo la distorsión por el ángulo de captura de la misma ([figura III.4](#)).

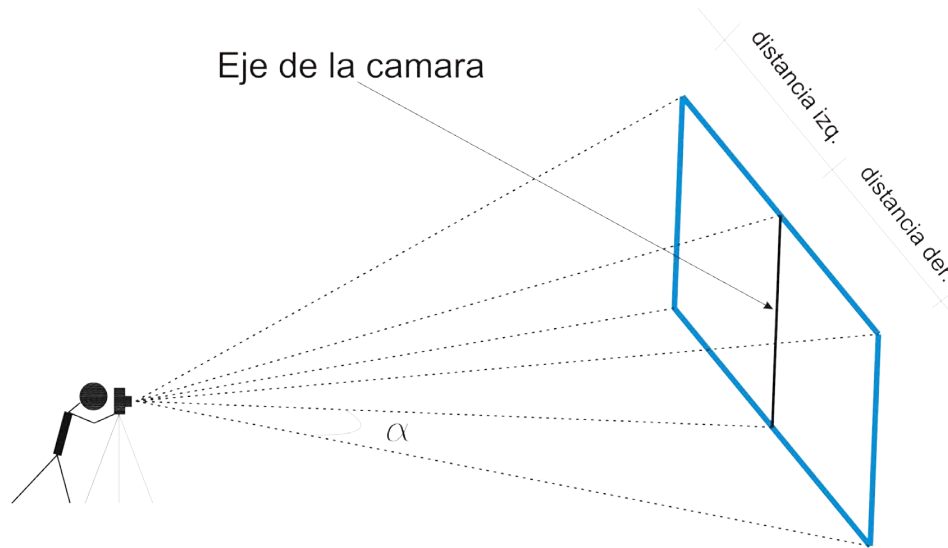


Figura III.4 obtención de la imagen para determinar el GSI. La posición de la cámara debe quedar frente al afloramiento procurando que los ángulos (α) sean pequeños para que exista la menor distorsión posible y de esta forma se mida la distancia mas adecuada entre las fracturas.

En general, los equipos comerciales de fotografía trabajan con rangos de luz, que dependiendo de las características del lente capturan la luz dentro del espectro visible en tres colores característicos (RGB), aunque existen diversos sistemas de saturación.

Una imagen digital se puede considerar como una representación tridimensional, en donde las coordenadas X,Y indican la posición de la unidad mínima ocupada a la cual se denomina como "píxel". En un modelo monocromático solamente sería posible ver los píxeles en una imagen como encendido o apagado marcando en color cuando esta encendido y sin color cuando esta apagado, resultando en imágenes cuyas escalas de saturación estuviesen entre "0" y "1". En una imagen de color tradicional se tienen tres escalas de saturación en 8 bits lo que resulta en 256 escalas de saturación de color para cada una de las bandas y que cubre un rango que va de 0 a 255 (2^8).

Si se considera que una imagen en color posee tres bandas, se tiene la combinación de tres escalas de saturación en 8 bits lo que da como resultado una imagen con una profundidad de saturación de 24 bits (2^{24}) o bien 16,777,216 colores.

El uso de escalas de color sumamente complejas no da un mejor resultado cuando se trata de analizar una imagen, ya que las condiciones de luz son determinantes en la calidad de los datos obtenidos, por lo tanto la imagen es convertida a un solo grado de saturación pero considerando una escala de mayor profundidad en imágenes de 16 bits en un solo color (escala de grises 2^{16}).

Debido a que la escala de grises posee menos información que la imagen original se transformaron con el equipo de cómputo en forma lineal los 16.8 millones de color a una escala de 65,536 niveles de gris lo cual es suficiente para calibrar un “kernel” de información digital.

Se denomina como kernel a un grupo de datos (píxeles) los cuales cada uno de ellos contiene información de 16 bits, un kernel puede ser desde un grupo de dos píxeles, sin embargo siempre es mejor trabajar en modelos cuadrados (2x2; 3x3; 4x4. etc.) (figura III.5).

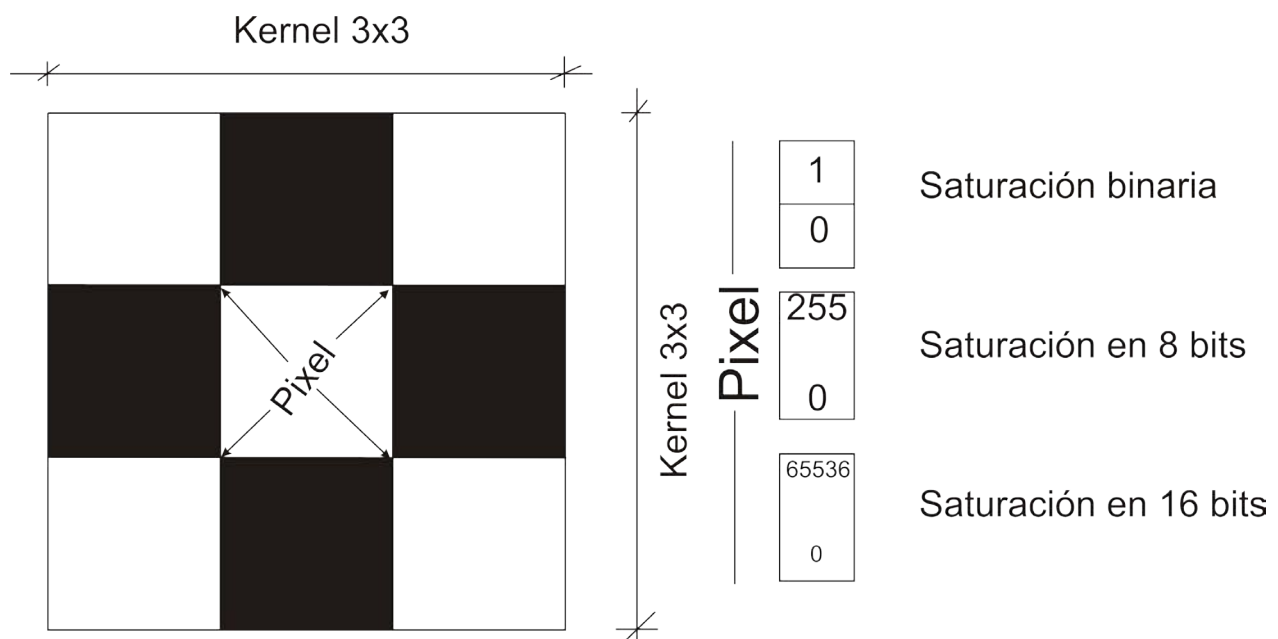


Figura III.5 características de un kernel para calibrar las imágenes (3x3) (izquierda) donde se muestra la profundidad en el grado de saturación para cada pixel y por lo tanto la precisión de interpretación en el kernel de fractura y/o roca.

El código que se utilizó para el análisis de las imágenes es un software avanzado que puede trabajar con imágenes de alta resolución en color de hasta 48 bits (Image Pro 4.5).

Al momento de la captura de un talud de roca, se obtiene también información de todo lo que rodea a la imagen. (Material suelto, vegetación además de los alrededores e incluso el cielo) por lo que la imagen debe de ser recortada procurando que se obtenga la mayor cantidad de información pero sin incluir nada que pudiese afectar los datos contenidos en la misma.

Las imágenes fueron debidamente calibradas utilizando una regla de campo (estadal) de 4 metros de longitud. Con ayuda de la regla se obtiene el tamaño de los píxeles así como el total del área expuesta.

El primer problema de concepto se involucra en la selección del kernel. La información digital nos va a proporcionar con un buen detalle, la cantidad de discontinuidades presentes en el afloramiento, sin embargo existen otros datos que deben ser introducidos a la obtención del parámetro GSI como son: condición de las discontinuidades (re llenas, medio re llenas, sin re lleno.), grado de alteración de la roca, agua en las discontinuidades, rugosidad (Barton y Choubey, 1973). Por esto se debe seleccionar un tamaño de kernel que incremente la cantidad de roca que se esta introduciendo junto con las discontinuidades y reducir (en área) la cantidad de los bloques de roca con respecto al número de las discontinuidades (figura III.6). El kernel elegido es transformado a una sola escala de color y de esta forma se puede elegir entre (0) discontinuidad y (1) roca. Los totales son sumados y normalizados fijándose un factor para cada GSI.



Figura III.6 Diferentes tamaños del kernel de calibración, en la figura se observa como se puede variar el contraste de captura del área de la fractura para compensar por las variaciones en las condiciones de las fracturas observadas en campo.

Capítulo IV

Factores de inestabilidad volcánica

IV.1 Introducción.

Ilustrados en la [figura IV.1](#) se encuentran los factores de inestabilidad volcánica más representativos, sin embargo la forma en que afectan o cuales de esos factores se encuentran presentes en cada caso particular, depende directamente de las características de cada estructura. Los factores aquí enlistados, fueron ordenados (principalmente, aunque no necesariamente) de acuerdo a la influencia que se observa que puedan ejercer en las estructuras volcánicas en general.

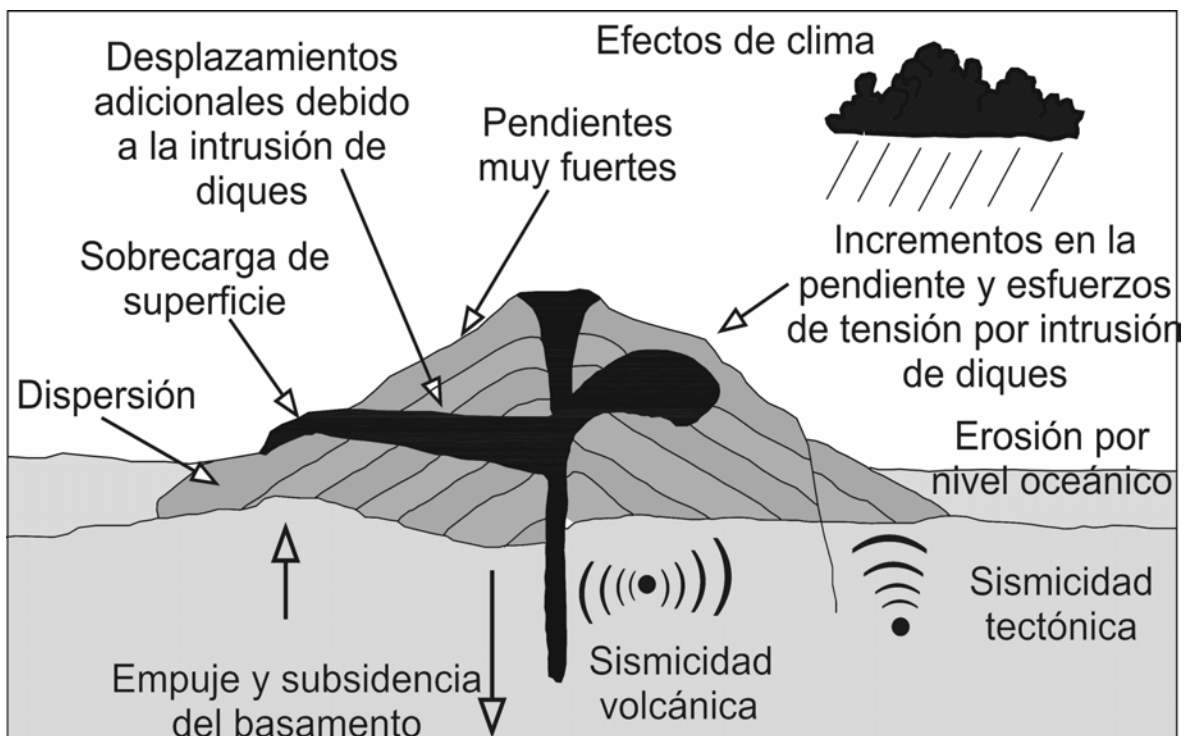


Figura IV.1 Elementos de inestabilidad volcánica (modificado de McGuire, 1996)

IV.2 Factores internos

1. Basamento. Características generales de soporte en la estructura (Tibaldi y Lagmay, 2006), y su configuración particular (Carrasco *et al.*, 2006).
2. Alteración hidrotermal. Debilitamiento de la estructura por presencia de fluidos hidrotermales (Watters y Delahaut, 1995; López y Williams, 1993).
3. Remoción de parte de la estructura. Relajamiento y/o dispersión de los flancos al retirar el confinamiento (Hoek *et al.*, 2002).
4. Sobrecarga. Deformación del basamento por desequilibrio isostático debido al rápido emplazamiento de la estructura volcánica (Murray, 1988).
5. Tectónica y Fracturamiento. Variaciones en las condiciones de esfuerzos (Petrinovic y Colombo; Nakamura, 1977), y la distribución de las direcciones preferenciales de las superficies de debilidad (Rasa *et al.*, 1996).
6. Geometría de la estructura. Ocasionada por la forma y distribución de la superficie que comprende el soporte, Tamaño y forma de la estructura así como su altura (Delaney, 1992).
7. Efecto de Contrafuerte. Presencia de estructuras mas antiguas sobre las que se apoya al menos un flanco de la estructura (Vallance *et al.*, 1988).
8. Cuerpos intrusivos. Fracturamiento de la estructura por la intrusión de un cuerpo magmático (McGuire, 1996).

Algunos de los factores aquí considerados son en realidad el resultado de otros factores o agentes de inestabilidad, por ejemplo el fracturamiento, puede ser el efecto del estado de esfuerzos ocasionado por la tectónica regional, o bien por dispersión de la estructura volcánica debida a la sobrecarga que esta representa sobre la estructura de soporte o basamento y/o condiciones adicionales de su posición con respecto de la horizontal (Vallance *et al.*, 1988). Asimismo, la sobrecarga que implica el emplazamiento de la estructura sobre el basamento, ocasionalmente genera deformaciones sobre el basamento, las cuales son posteriormente son reflejadas sobre la estructura en forma de fracturas.

IV.2.1 Basamento

La configuración del es considerada como uno de los mecanismos más importantes de control estructural (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006; Vidal y Merle, 2000; Merle y Borgia, 1996; van Wyk de Vries *et al.*, 2001), debido principalmente a la sobrecarga que ocasiona la estructura volcánica al emplazarse, ocasionando una flexión o deformación sobre el sistema de soporte complejo. Asimismo, el emplazamiento de estructuras volcánicas ocasiona deformación tanto dúctil como frágil, dependiendo de las características propias de la superficie de soporte, pudiendo ser desde muy gradual, ocasionando efectos de dispersión volcánica en el largo plazo, hasta catastrófica (van Wyk de Vries y Borgia., 1996; Ponomareva *et al.*, 2006). Por otra parte empujes ocasionados por debajo

de la estructura (McGuire, 1996) y la geometría del sustrato rocoso (Carrasco Núñez *et al.*, 2006) pueden ocasionar esfuerzos de tensión. los cuales se incrementan en función de la altura del volcán. Finalmente, está la presencia de fallas en el sustrato rocoso cuyo movimiento puede ocasionar inestabilidad en varias direcciones dependiendo de su geometría (Merle y Borgia, 1996).

IV.2.2 Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal en estructuras volcánicas es uno de los parámetros más importantes a evaluar en relación con sus condiciones de estabilidad (Lopez y Williams, 1993; Watters y Delahaut, 1995). La identificación de zonas de debilidad que se encuentren asociadas con evidencias de un sistema hidrotermal es de vital importancia, ya que éste se encuentra relacionado a la ocurrencia de colapsos, especialmente aquellos que no necesariamente están vinculados con actividad eruptiva contemporánea. Colapsos relacionados con el debilitamiento por agentes hidrotermales ha sido ampliamente documentado, destacando algunos ejemplos como el caso del Monte Rainier en el estado de Washington en E.U.A. (Morán *et al.*, 2000); y el volcán Nevado de Ruiz en Colombia (Lopez y Williams, 1993; Lowe *et al.*, 1986).

Debido a que la actividad hidrotermal tiende a modificar las características físico químicas de las rocas, en muchas ocasiones esta ocasiona un debilitamiento generalizado de la estructura de un macizo rocoso; dicho debilitamiento provoca que la estructura vea reducidas sus propiedades estructurales, que aunque generalmente se encuentra por sectores pueden llegar a ser muy grandes y de profundidad indeterminada (Watters y Delahaut., 1995). Por ello, es importante conocer la forma en la que ciertos minerales secundarios son formados y cual es la relación que tienen con la presencia de fluidos hidrotermales, donde la formación de minerales los minerales arcillosos pueden ser considerados como de extrema importancia debido a sus limitadas propiedades estructurales.

La alteración hidrotermal en rocas se debe a un cambio mineralógico y químico en los elementos que la componen; esta es provocada por la circulación de fluidos y soluciones a través de sistemas de fracturas pre-existentes en los taludes de roca. Así pues, la alteración hidrotermal se puede describir como resultado de la mezcla entre las rocas con agua caliente (Inoue, 1995).

roca + agua (DT°) → arcilla

El aporte de fluidos, proveniente de circulación de H₂O y/o gases a altas presiones y/o temperaturas, puede tener su origen en dos posibles fuentes: aporte de gases por un sistema magmático (fluidos que circulan en conjunto con un cuerpo intrusionante, o ascenso de magmas), o por la circulación de fluidos a través de un sistema de fallas y/o fracturas pre existentes en el talud o edificio. Dicho sistema facilita la movilización de los

fluidos a través de la estructura, la cual dependiendo del tipo de aportes, intensidad y grado de fracturamiento, alteran el talud a una profundidad no determinada (Watters y Delahaut, 1995), proceso también se denomina como venas de alteración. Asimismo, la circulación de fluidos (H_2O , CO_2 , H_2S , SO_2 y HCl) mezclados con el oxígeno de la atmósfera o agua meteórica forma ácidos, (p.e. H_2SO_4), estos ácidos percolan a la estructura causando la alteración de las rocas. Los ácidos al contacto con las rocas, remueven sus los elementos móviles dando lugar a la formación de minerales de arcilla, sílice poliforme y sulfatos.

La formación de minerales de arcilla se origina por intemperismo, diagénesis o alteración hidrotermal. Las arcillas formadas por acción hidrotermal, son el resultado de la circulación de agua caliente a través de la corteza. Utada (1980), define la alteración hidrotermal como aquella en donde las rocas interactúan con una solución a temperatura más alta que la esperada del gradiente geotérmico regional en cierta área. Ellis y Mahon (1977) clasifican los sistemas geotérmicos de dos tipos: de almacenamiento y cíclicos.

- a) Sistemas de almacenamiento; donde el agua, encontrada en un depósito in situ, es calentada a profundidad. Cuando el sistema estático es alterado por actividad tectónica, los fluidos hidrotermales son liberados y ascienden convirtiéndose en una solución hidrotermal, cuya temperatura es discordante con el gradiente regional.
- b) Sistemas cíclicos; donde el agua proviene de precipitación (meteórica), la cual ha pasado por un ciclo de descenso profundo, calentamiento y ascenso, en el que puede haber interacción con otras fuentes de agua, así como fluidos magmáticos. Las fuerzas convectivas son de importancia en este tipo de sistemas, las cuales pueden ser subdivididas de acuerdo al siguiente criterio:

Para dar paso a la formación de minerales de arcilla, ocurren cambios físico químicos en los minerales, resultando en una nueva fase mineral que se encuentra en equilibrio o en equilibrio temporal. Para que el nuevo ensamble mineral sea estable en un ambiente de alteración, deben de existir la estabilidad térmica, y la compatibilidad de los elementos con la solución.

IV.2.3 Remoción de parte de la estructura (Relajamiento)

Este concepto, sugerido a partir de técnicas utilizadas en ingeniería de minas es prácticamente nulo en la literatura de inestabilidad volcánica, sin embargo la consideración es válida en estructuras que han sufrido de al menos un colapso, o cuyas características de forma han sido alteradas. En forma adicional, Cai *et al.*, (2007) proponen recientemente el uso del concepto. Asimismo, un concepto similar descrito como “dispersión” (*spreading*), ha sido recientemente estudiado por diversos autores (p.e. vanWyk de Vries y Borgia, 1996; Merle y Borgia, 1996) quienes sugieren que deformación en las estructuras de soporte o basamento, se encuentra asociada a problemas de inestabilidad en el edificio volcánico ocasionando diversos estados de esfuerzos en la estructura.

El concepto de relajamiento, consiste en que, al remover parte de uno de los flancos de la estructura, la roca que originalmente se encontraba en condiciones de confinamiento (p.e. [Hoek, et al., 2002](#)) experimenta una alteración

mecánica ocasionada por la falta del soporte que el flanco faltante o el sustrato le proporcionaba, consecuentemente, inicia el relajamiento del macizo rocoso, el cual funciona como mecanismo de dispersión y, consecuentemente ocurre una redistribución de los esfuerzos. Esta característica provoca que la estructura se vuelva inestable y potencialmente mas susceptible a colapsos sectoriales o bien un relajamiento mecánico sistemático similar al efecto de dispersión, esto sucede por que el material faltante de uno de los flancos incrementa los esfuerzos de tensión en los macizos de roca, esfuerzos para los cuales la roca tiene poca capacidad estructural ([Hoek et al., 2002](#)). Sin embargo procesos de relajamiento previo en la estructura solamente podrian ser explicados por deformación del basamento o condiciones de desequilibrio entre ambos en forma similar a como sugiere [Vallance et al. \(1988\)](#).

IV.2.4 Sobrecarga

La sobrecarga sobre la superficie de soporte o basamento es otro importante factor que por si solo implica un desequilibrio isostático, este desequilibrio aunado a la posición de la estructura con respecto de la horizontal, puede ocasionar que esta sufra de deformaciones. Sin embargo las deformaciones no se generan de manera inmediata, estas toman un tiempo prolongado (*creep*) y dependen de las características reológicas entre ambas estructuras (basamento y volcán), el tiempo de deformación debido a la sobrecarga implica diferentes estados de esfuerzos durante el espacio de tiempo que la estructura se emplaza incluso posterior al cese de actividad eruptiva. Finalmente, otro factor de sobrecarga puede deberse a reactivación del volcán, que combinado con una intensa actividad efusiva e incrementos de carga sobre la estructura volcánica y su superficie de soporte, ocasionan un desequilibrio que pudiese terminar en el colapso de la misma ([Murray, 1988](#)).

IV.2.5 Régimen de esfuerzos y Fracturamiento

Las características tectónicas en general son responsables por el emplazamiento de una estructura volcánica, por lo tanto su evolución y comportamiento estructural se encuentran generalmente asociados, debido a ello gran parte del fracturamiento en la estructura puede encontrarse asociado en muchas ocasiones a las condiciones de esfuerzos dominantes en la región, existen numerosos trabajos que relacionan la distribución regional de los esfuerzos y el comportamiento tectónico ([Lagmay et al., 2000](#); [van Wyk de Vries y Borgia, 1996](#); [Merle y Borgia, 1996](#)) .

El fracturamiento radial y/o la distribución de diques pueden ser indicadores de las características estructurales de un edificio volcánico ([Elsworth y Voight, 1996](#)), y de la

orientación de los esfuerzos (Nakamura, 1977). Los esfuerzos y su relación en forma radial al centro de la estructura tienden a concentrarse en dirección del esfuerzo mayor, o normales a la dirección del esfuerzo menor, sin embargo esto dependerá del comportamiento del basamento (Vidal y Merle, 2000).

IV.2.6 Geometría del volcán

En general, la geometría de una estructura, obedece a la naturaleza, composición y las características mecánicas de los materiales que la componen al momento de su emplazamiento, sin embargo las estructuras van cambiando de forma a medida que evolucionan, por lo que en ocasiones alcanzan una forma la cual no es consistente con sus características mecánicas o la de los elementos que la componen y consecuentemente se vuelven inestables (Delaney, 1992).

IV.2.7 Efecto de contrafuerte

El efecto de contrafuerte, tal como lo describen Vallance *et al.*, (1988), trata de la presencia de una estructura mas antigua, en las proximidades de una nueva estructura, la nueva estructura se emplaza sobre alguna de las laderas de la estructura mas antigua en donde se genera una superficie de contacto y por donde se puede generar la superficie de deslizamiento o de falla. Asimismo, la estructura mas antigua trabaja como un sistema de apoyo al que también se denomina como contrafuerte, facilitando el colapso en dirección opuesta al sistema que funciona como apoyo. Debido a que no existe una fuerza que logre equilibrar a la ejercida por la estructura aledaña más antigua, el sistema se encuentra en desequilibrio y por lo tanto es susceptible de colapso.

IV.2.8 Cuerpos Intrusivos.

La intrusión magmática es uno de los mecanismos de desestabilización mas importantes en estructuras activas, donde un cuerpo intrusionante genera esfuerzos y fracturamiento de tensión, lo que también provoca una reducción considerable de la presión efectiva debido a la la presión de poro ocasionada por el emplazamiento del un cuerpo intrusionante (Elsworth y Voight. 1996), lo que en muchos casos, ocasiona un colapso sectorial acompañado de explosiones laterales violentas de tipo Bezymianny (Siebert *et al.*, 1987).

IV.3 Factores externos y/o mecanismos de disparo

IV.3.1 Glaciares

Los cambios en las condiciones climáticas que ocasionan la formación y desintegración de los cuerpos glaciares, puede ser responsable de la desestabilización en estructuras volcánicas. Esto además del intemperismo físico que actúa en cuerpos rocosos cubiertos

total o parcialmente por hielo y/o nieve, en donde el agua que percola entre las fracturas al congelarse ejerce esfuerzos de tensión que tiende a abrirlas. Son evidentes los efectos ejercidos por la acción de procesos continuos de congelamiento y desintegración del glaciar (Capra, 2006), especialmente en zonas elevadas en donde la línea denominada como *línea de altitud de equilibrio* ha variado a través de varios períodos glaciares; sin embargo para la longitud en donde se encuentran los picos mas elevados de México, esta se ha presentado en un rango que va de 3,800 m.s.n.m. hasta la línea actual de hielos perpetuos arriba de los 5,000 m.s.n.m. (Lachniet y Vazquez, 2005), limitando la inestabilidad por avances glaciares solo a los picos mas elevados del país.

IV.3.2 Sismos

La relación entre los sismos y la evolución de la estructura debe ser descrita como un factor externo. Si la estructura es poco estable o se encuentra en condiciones de equilibrio límite, un coeficiente de aceleración bajo provocado por la ocurrencia de un sismo puede desencadenar el movimiento súbito de los materiales, todo dependerá de que tan resistente es la estructura en términos de la relación entre fuerzas actuantes y fuerzas resistentes (Kumar y Kumar, 2003). Eventos registrados a nivel histórico muestran que al menos 40 deslizamientos a gran escala han sido producidos en los últimos 200 años con sismos que varían en intensidad de 5.3 a 9.5 grados en la escala de Richter (Keefer, 1984), de acuerdo a éste, los principales parámetros a ser considerados para que un sismo trabaje como un disparador en un deslizamiento son: a) intensidad mínima que puede disparar un deslizamiento, b) la relación entre la magnitud y el área afectada por un sismo, c) la relación entre la magnitud y la distancia máxima del epicentro que puede provocar un deslizamiento, d) la frecuencia mínima e intensidad a la cual los deslizamientos son generados (Keefer, 1984). En el caso de la cordillera C-CP deslizamientos provocados por sismos han ocurrido en tiempos recientes, cuando en 1920 (este colapso no se encuentra documentado en el compendio de Keefer) se generó un flujo de pequeña escala, provocado por licuefacción del material debido a la aceleración provocada por un sismo de 6.5 en la escala de Richter. El material removido produjo un flujo se esparció por una distancia no menor a 30 km a lo largo del río Huitzilapan al sur del volcán CP (Camacho, 1922; Hubbard, 2001; Scott *et al.*, 2001; Hubbard *et al.*, 2007).

IV.3.3 Precipitación

Al igual que se provoca la licuefacción del material al producirse un sismo, el material puede licuificarse si aumenta la presión de poro por un incremento excesivo en la presión hidrostática. De acuerdo con Hirano (1997), un flujo generado por precipitación excesiva se iniciará cuando el ángulo que forma la pendiente con la horizontal sea mayor de $\theta_c = 14.8^\circ$, donde la profundidad de la superficie del flujo es igual al diámetro promedio del tamaño de grano. Para ello, la descarga crítica debe ser calculada como una función del tiempo y la precipitación total acumulada (Buma y Dehn, 1998).

Capítulo V

Condiciones de inestabilidad en el volcán Cofre de Perote

Introducción

A lo largo del presente capítulo se conjuntan los elementos utilizados para evaluar las condiciones de estabilidad en el volcán Cofre de Perote. Entre estos, se integran parámetros tanto descriptivos como cuantitativos, descritos a lo largo del capítulo IV. Es evidente que no todos los mecanismos de inestabilidad descritos se encuentran presentes en toda estructura, sin embargo los parámetros que no influyen deben ser previamente evaluados y considerados. En este trabajo, los factores más importantes a considerar han sido el fracturamiento, las condiciones geométricas de la estructura y sus características estratigráficas. Asimismo las condiciones de soporte y los contrastes en elevación entre los sectores oriente y occidente de la estructura han sido tomados en consideración de tal forma que el modelo de evaluación estructural refleje las condiciones que controlan la configuración de esfuerzos, tanto en la actualidad como las que debieron estar presentes previo a los sucesos de colapso documentados. (p.e. Carrasco Núñez *et al.*, 2006).

Para facilitar el análisis, los factores aquí descritos se agruparon de acuerdo a sus características en físicos, estructurales y de alteración hidrotermal, este último como de particular importancia debido al aspecto que reviste al caso particular del volcán Cofre de Perote.

V.1. Características físicas y estructurales

V.1.1 Estructura interna del volcán Cofre de Perote.

El volcán Cofre de Perote fue construido a partir de prolongados periodos eruptivos que dieron lugar a un extenso campo volcánico (Figura II.5), como producto de erupciones efusivas derivadas a partir de múltiples centros eruptivos distribuidos a lo largo de

todo el campo volcánico (Carrasco-Núñez y Nelson, 1988; Carrasco-Núñez *et al.*, en preparación).

Por esa razón, se tiene una secuencia de estratos de rocas muy masivas, que probablemente en la mayoría de los casos se encuentran separadas por capas alternadas de brecha como se ha observado en afloramientos cerca de las cima (figura V.1), los cuales cuentan con espesores diversos, y funcionan como discontinuidades estructurales creando superficies susceptibles a deslizamiento en los flancos del volcán.



Figura V.1 Discontinuidades conformadas por brechas y/o material granular debajo de los depósitos de lava masivos que funcionan como discontinuidades estructurales.

Debido a la amplia distribución del campo volcánico que conforma el CP, y que grandes volcanes de los alrededores hicieron importantes erupciones, existe una amplia dispersión de productos eruptivos que no son parte de actividad eruptiva del volcán, un importante ejemplo de esto son los depósitos de material piroclástico con espesores importantes que se originaron por la erupción de la Caldera de los Humeros, cuyo evento paroxismal, con una edad de K/Ar de 0.45 Ma, provocó el emplazamiento de la ignimbrita Xaltipán con un volumen producido de alrededor de 115 km³ (Ferriz y Mahood, 1984). La extraordinariamente amplia cobertura de estos depósitos, permitieron que cubrieran a las rocas andesíticas existentes distribuidas principalmente sobre el flanco occidental, sin embargo debido a que esta ocurrió previo a la segunda etapa de construcción del volcán CP, como lo sugieren fechamientos Ar/Ar en 0.4 Ma (Carrasco-Núñez *et al.*, en preparación), estas deben encontrarse por debajo de los depósitos de las lavas andesíticas pertenecientes a la segunda etapa de formación del CP, aunque no se encontró ningún contacto visible de estas.

Por otra parte los contactos de las lavas con depósitos piroclásticos representan discontinuidades, que ayudadas por la sobrecarga ocasionada por los derrames de lava que soportan, pueden generar importantes zonas de debilidad y superficies de deslizamiento entre estratos. Asimismo la presencia de material granular y depósitos de brecha facilitan la circulación de fluidos hidrotermales que pudiese ocasionar zonas extensas de alteración, lo anterior implicaría una reducción de las características estructurales de la roca. En esta sección solamente se discuten las características físicas de la estructura interna del volcán, sin embargo mas adelante se detallan los factores que ayudan a determinar por que se propone la existencia de un sistema hidrotermal fósil (Díaz-Castellón *et al.*, 2004). En función de la intensidad del fracturamiento y la presencia de estratos permeables que pudiesen haber ayudado a la movilización de los fluidos hidrotermales, se ha propuesto la existencia de zonas extensas de alteración en el interior del volcán (Lopez y Williams, 1993), con la consecuente presencia de zonas de menor calidad estructural en el mismo.

IV.1.2 Patrón estructural y régimen de esfuerzos

La distribución de esfuerzos representa un importante elemento en estabilidad, que en función de las condiciones actuales de la estructura del volcán, son el resultado de una compleja interacción entre la carga gravitacional, el régimen regional de esfuerzos, la deformación y/o configuración de la superficie de soporte y la deformación del volcán. La deformación de la estructura volcánica, independientemente de cuales sean los factores que la provoquen, provocan una redistribución de los esfuerzos, consecuentemente la estructura debe entrar nuevamente en equilibrio con el medio, pudiendo o no experimentar condiciones de inestabilidad durante este proceso.

El análisis de las fracturas requiere consideraciones acerca de los mecanismos de control. Las fracturas verticales o sub verticales pueden aparecer como resultado de esfuerzos de tensión en la roca (figura V.2), de ser así estas se generan en dirección normal a la resultante vectorial de las fuerzas actuantes como resultado de la carga gravitacional, en este escenario la debilidad sectorial ocurre normal a la dirección del fracturamiento sugiriendo la dirección de la resultante para el esfuerzo menor (σ_3). Por otra parte, pueden existir fracturas de corte en la roca originadas por esfuerzos de cizallamiento generados por la distribución de los esfuerzos a nivel regional, los cuales también pueden manifestarse como fracturas sub-verticales, sin embargo bajo estas condiciones la dirección de esfuerzos resulta paralela a la orientación de las fracturas.

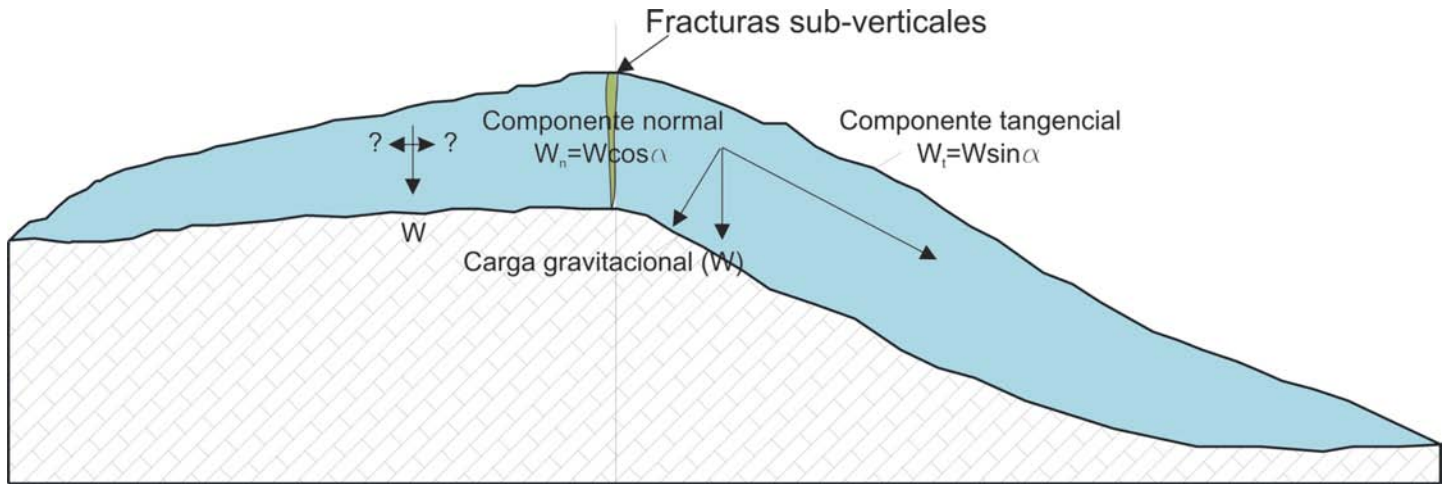


Figura V.2 Distribución gravitacional de los esfuerzos en un contacto de una superficie inclinada. La aparición de fracturas sub-verticales es un indicador de la dirección de los esfuerzos de tensión

Asimismo, si la estructura sufre de deformaciones geométricas debido a la deformación de la superficie de soporte o simplemente por la orientación de la misma, la resultante de fuerzas aplicadas generará una resultante de esfuerzos normal a la orientación principal del sistema de fallas (Figura V.3a) (Lagmay et al., 2000). Finalmente, si la dirección de los esfuerzos regionales principales ocasiona fallas de movimiento transcurrente, entonces la superficie de deslizamiento debe ser paralela a la dirección del movimiento de la falla (Figura V.3b).

El análisis de fracturamiento en este trabajo toma como parámetro inicial los alineamientos y fracturas mayores observables a partir de imágenes de satélite, para este caso se elaboraron diagramas de rosa para observar la tendencia en la orientación y dirección de los esfuerzos, de esta forma se puede proponer una dirección para el esfuerzo menor (σ_3) la cual representa la dirección de deslizamiento mas probable.

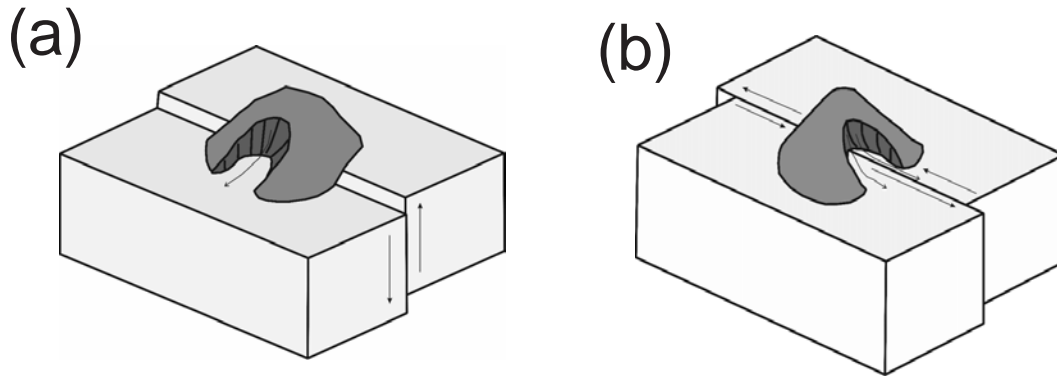


Figura V.3 Dirección preferencial de los colapsos en dirección del movimiento de la falla. El caso (a) es un colapso perpendicular a la dirección de una falla de movimiento normal. El caso (b) es un colapso paralelo al movimiento transcurrente de una falla lateral (modificado de [Lagmay et al., 2000](#)).

Los diagramas aquí presentados se elaboraron a partir de imágenes de satélite Landsat7tm, observando los principales rasgos estructurales ([Díaz-2003](#)), que fueron condensados en una gráfica regional de estructuras ([Figura V.4](#)). La orientación del fracturamiento en el diagrama sugiere la dirección preferencial de estas hacia el NE ([apéndice 3](#)).

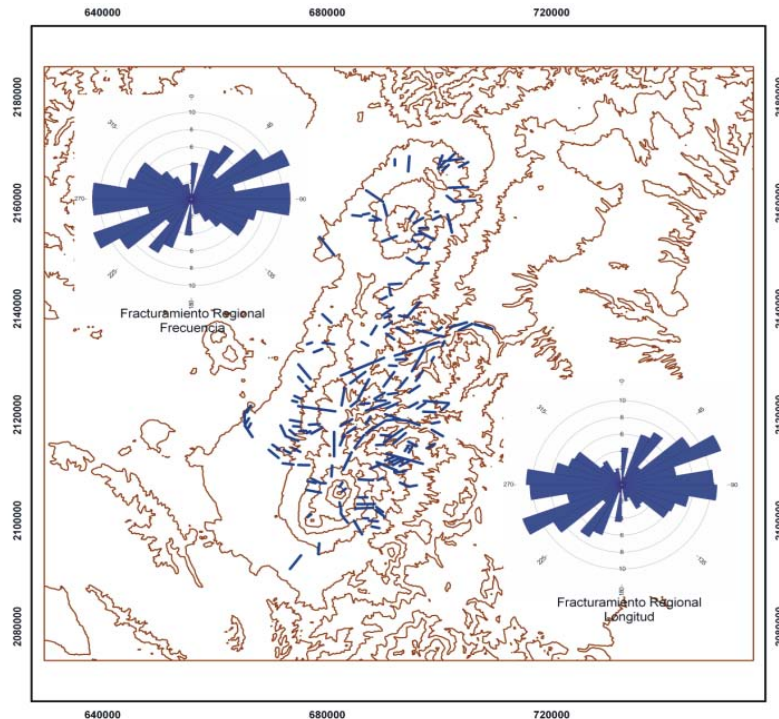


Figura V.4 Diagramas de densidad de fracturamiento representados en frecuencia (arriba izquierda) y en longitud de las fracturas (abajo derecha). En el modelo se observan dos direcciones preferenciales en el fracturamiento ENE.WSW y NE-SW, que resulta ser igual al de la falla de Huitzilapan por donde se canalizó el flujo producido por el sismo de 1920.

A partir de las fotografías aéreas se elaboró un segundo diagrama con objeto de observar rasgos mas localizados de las estructuras sobre el volcán CP, este segundo análisis de rasgos estructurales sobre fotografías aéreas de resolución media (pixel de 2m) (ortofotos INEGI escala 1:15,000) se llevó a cabo con objeto de verificar si existe alguna correlación entre la orientación promedio de las estructuras a nivel regional (cordillera C-CP) y el alinamiento de rasgos estructurales presente en el volcán (Figura V.5) (apéndice 3).

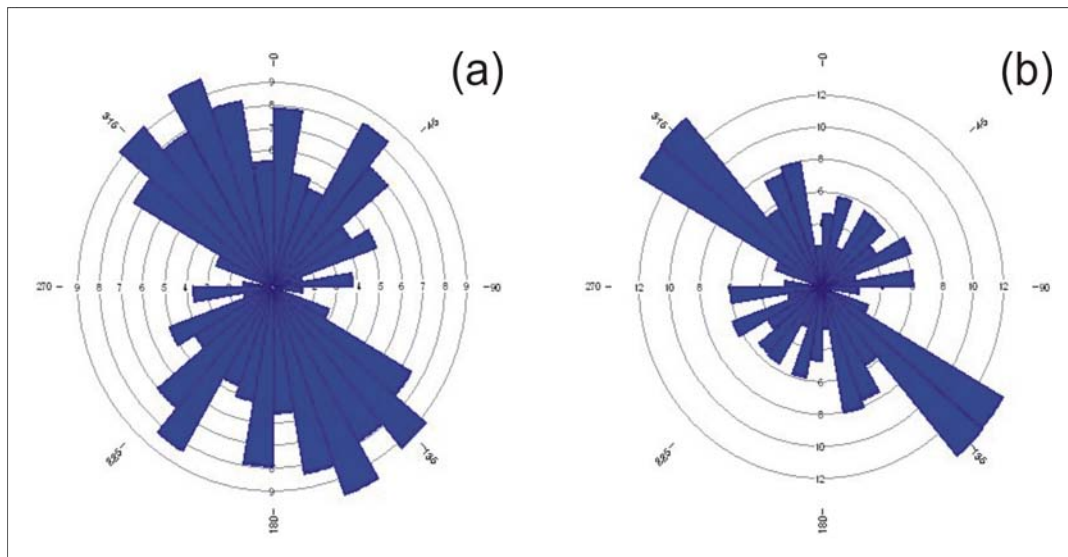


Figura V.5 Orientación del fracturamiento en el volcán Cofre de Perote derivado de fotointerpretación de imágenes aéreas en escala 1:15,000 de INEGI. a) representa la densidad de fracturas, b) la orientación preferencial en cuanto a la longitud de las fracturas.

La comparación de los resultados obtenidos entre ambos diagramas no parece presentar similitudes, sin embargo la densidad en los rasgos estructurales hacia el sur es mayor que alrededor del volcán Cofre de Perote. La comparación entre ambos sistemas sugiere que los esfuerzos no presentan la misma dirección hacia el norte de la cordillera, esta observación puede en parte explicar que efectivamente se trata de dos diferentes alineamientos a lo largo de la cordillera.

Finalmente y aparte de los contrastes entre los modelos de fracturamiento, es necesario conocer el fracturamiento a nivel local, para ello se tomaron lecturas directamente en afloramientos en el volcán con una brújula que fueron posteriormente graficados en diagramas de polos con objeto de determinar la dirección de los esfuerzos sobre su cima. Es posible que algunas de las fracturas que se observan en la cima del CP correspondan a fracturas provocadas por enfriamiento durante el emplazamiento; sin embargo es posible encontrar una orientación preferencial de las mismas, la cual sugiere superficies susceptibles que pueden operar como mecanismos de control estructural e influir en la dirección para que ocurra una falla (figura V.6) (apéndice 3).

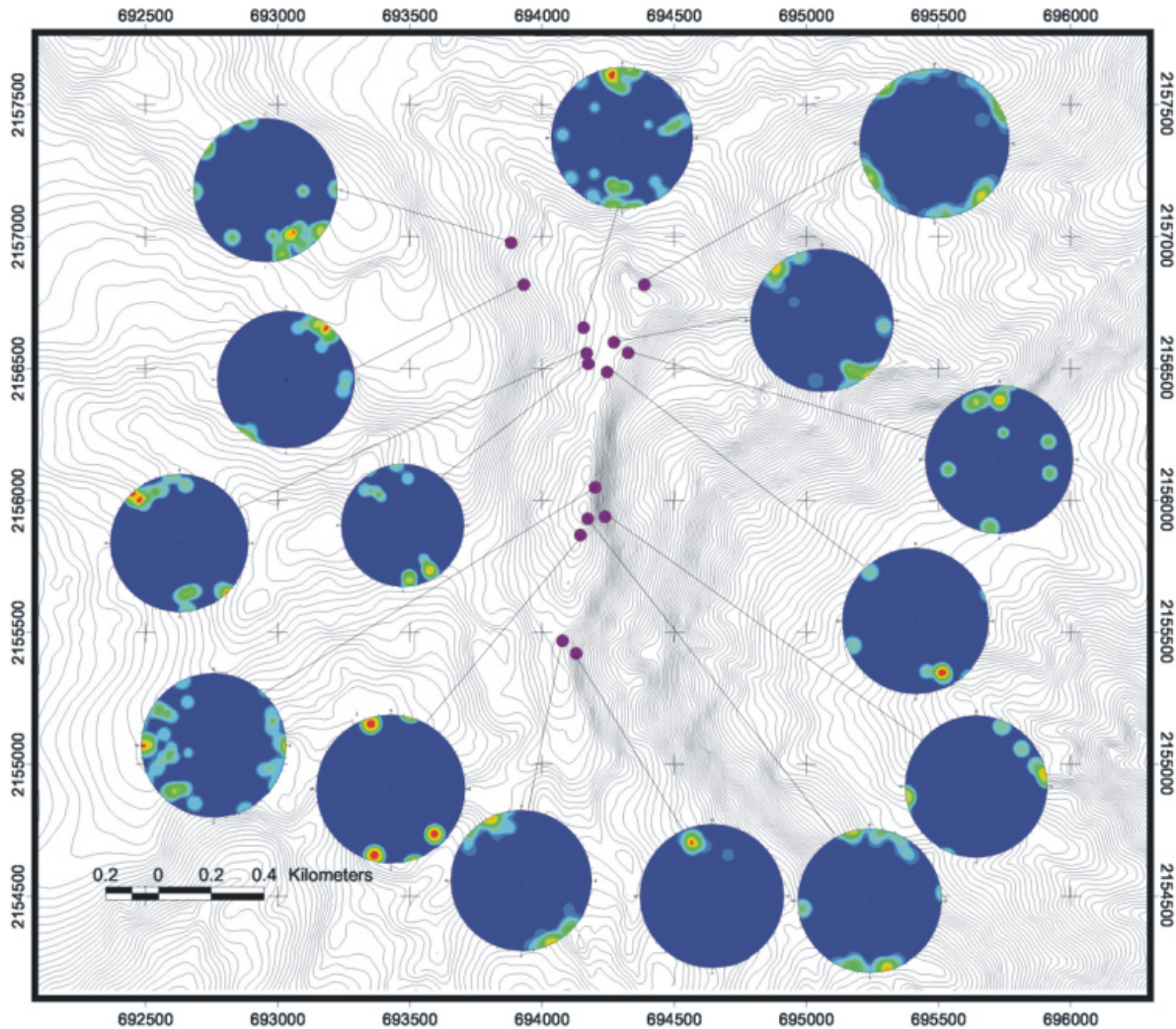


Figura V.6 diagramas de polos obtenidos de las fracturas medidas en campo en la cima del volcán Cofre de Perote

Si bien las diferencias observadas en los alineamientos estructurales indicados en las Figuras V.4 y V.6, pueden ser explicadas por los contrastes de densidad en la distribución de estos a lo largo de la cordillera, es también evidente que existe una variación en la distribución de los esfuerzos. Hacia el sur, el alineamiento de las estructuras monogenéticas como conos cineríticos, sugiere una orientación predominante E-W, mientras que hacia el norte, los rasgos estructurales indican que los esfuerzos tienden a concentrarse más en la dirección NE-SW, ocasionando el fracturamiento observado en los diagramas de rosa, y en la alineación que presentan la mayor parte de los centros de emisión de la parte norte, además de las estructuras mayores como son el Cerro Desconocido, el volcán Las Lajas y el volcán Cofre de Perote.

Estos alineamientos son consistentes con el modelo propuesto por [Nakamura \(1977\)](#), donde se sugiere que la orientación de las estructuras es un indicador del régimen estructural, resultando en este caso en dirección NE-SW.

Se puede decir que hay fundamentalmente dos características que definen a la superficie que en este trabajo se propone como el basamento Cretácico de la cuenca de Veracruz. La orientación de los plegamientos que forman las rocas calizas cuyas orientaciones son preferentemente NW-SE, con numerosos anticlinales y sinclinales con el mismo rumbo, y el fallamiento de las rocas, que muestra tres rumbos preferenciales NW-SE; NE-SW; E-W ([Yañez García y García Durán, 1982](#)). Asimismo se ha tomado en cuenta que el basamento presenta un basculamiento, cuya inclinación se incrementa hacia el oriente ([Carrasco-Núñez et al., 2006](#)). De existir esta irregularidad en la superficie de soporte, el control gravitacional facilitaría que los deslizamientos se presenten preferentemente hacia el Este. La propuesta de dicho modelo encuentra soporte en el modelo derivado de interpretación de datos geofísicos propuesto por [Mossman y Viniestra \(1976\)](#) en el que se sugiere la existencia de un sistema de fallas lítricas escalonadas incrementando su profundidad en dirección del Golfo de México, esta causa puede explicar la abrupta diferencia de elevación entre los sectores oriente y occidente la cual se estima en alrededor de 1200 metros entre el sector oriental del volcán CP y la cuenca del Serdán Oriental hacia el occidente de la cordillera C-CP.

Por otra parte, si las desfavorables condiciones de soporte ocasionadas por basculamiento proporcionan un plano de deslizamiento cuya resultante sea normal a la dirección de tracción gravitacional, las condiciones de falla se facilitan en la dirección que incrementa la pendiente de la superficie del soporte ([figura V.2](#)), esta consideración es uno de los postulados del presente trabajo, pues existen suficientes evidencias ([Carrasco-Núñez et al., 2006](#)) para proponer que el basamento presenta características geométricas similares a los que se indican en la figura esquemática V.2.

Finalmente si se compara la información de los datos de rumbo de los plegamientos de las rocas Cretácicas con los datos del basculamiento que han sido propuestos para estas ([Mossman y Viniestra 1976](#)), se puede proponer que la dirección preferencial de colapsos se ha presentado en forma normal a la orientación del esfuerzo principal mayor.

De acuerdo a la [Carrasco Núñez et al., \(2006\)](#) y [Lozano y Carrasco \(2000\)](#), los colapsos ocurridos en el CP se han presentado en dirección del Golfo de México; en forma perpendicular al rumbo de los plegamientos, lo anterior no implica que la configuración de las estructuras de soporte haya ocasionado el colapso del volcán CP, sin embargo la dirección en que se generaron puede encontrarse controlada por la posición de la superficie de soporte, lo que sugiere que el modelo propuesto por [Mossman y Viniestra \(1976\)](#), es adecuado para la superficie de soporte ([figura II.3b](#)).

V.1.3 Características morfológicas del volcán Cofre de Perote

Sin duda, uno de los principales parámetros a evaluar por la mayor parte de los especialistas dedicados a la evaluación de riesgo geológico son las pendientes, características hidrológicas y el fracturamiento de la estructura.

En el caso del volcán Cofre de Perote, visto desde su flanco occidental, presenta una morfología muy distintiva con pendientes relativamente suaves que podría asemejar a la de una estructura estable. Sin embargo la realidad es que este dista mucho de serlo, si se observa desde el oriente, se hace evidente que el volcán es una estructura volcánica incompleta que ha sido truncada en la parte superior de su sector suroriental. Los escarpes, muy próximos a la vertical, son evidencia de periodos de destrucción de la estructura, aunque fue hasta hace poco que se propuso esta había colapsado en forma contemporánea al cese de su actividad (Lozano y Carrasco, 2000). Estudios posteriores proponen que las partes faltantes de la estructura superior del volcán se encuentran formando parte de dos depósitos, uno de avalancha y otro de flujo de escombros que afloran a lo largo del río Los Pescados (Díaz-Castellón *et al.*, en preparación); este trabajo). Ambos son evidencia de que al menos dos colapsos de grandes proporciones se generaron posterior al cese de su actividad (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006), los cuales dejaron al descubierto el interior de la estructura, dejando expuestas extensas zonas de intensa alteración hidrotermal.

Para el análisis de estabilidad, la geometría de los escarpes se evalúa en forma conjunta con la integridad estructural del volcán mas adelante, sin embargo se considera muy importante destacar que las las pendientes proporcionan un importante elemento de análisis.

El factor mas importante relacionado con su geometría son las condiciones de reposo de material granular o material suelto. Debido al intenso fracturamiento en la cima, así como la presencia de material suelto en muchos sectores, se deben hacer consideraciones acerca de las causas que ocasionarían su remoción.

Un modelo para analizar el flujo de materiales granulares ocasionado por precipitación excesiva dice que si las condiciones de precipitación extrema en zonas con pendientes superiores a los 15°, y un coeficiente de infiltración superior al diámetro medio de las partículas podría ocasionar movilización del material (Hirano, 1997).

Visto hacia el oriente, la mayor parte de las pendientes exceden los 30°, y próximo a los escarpes de la cima estas superan los 50° (figura V.7). Un modelo de pendientes por si mismo no otorga mucha información, sin embargo la dirección de máxima pendiente, apoyada por los modelos de fracturamiento, nivel freático, condiciones y tipo de relleno en fracturas, y las propiedades mecánicas de las superficies de contacto, trabajan como un mecanismo de control en la estabilidad estructural; por otra parte, las zonas

de mayor pendiente deben ser consideradas cuando se llevan a cabo los análisis de estabilidad, puesto que la distribución de masas de los materiales geológicos se encuentra estrechamente ligada al efecto gravitacional.

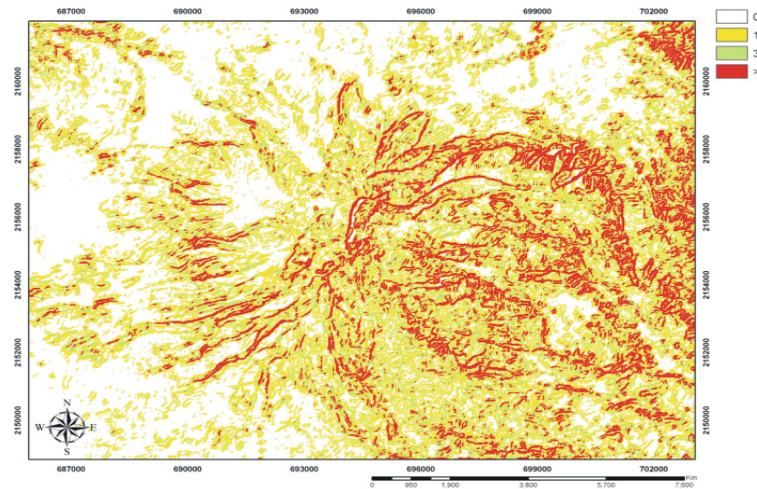


Figura V.7 modelo de pendientes en el volcán Cofre de Perote separado por cuatro sectores: inferiores a 15° (de acuerdo al modelo propuesto por [Hirano, 1997](#)); intermedias de 15-30°; altas 30-45°; y superiores a los 45°

V.1.4 Evidencias de colapsos ancestrales no relacionados a actividad eruptiva en el volcán Cofre de Perote.

A partir de las observaciones realizadas desde las primeras visitas de campo, y las breves descripciones que existen en la literatura (p.e. [Ordoñez, 1904](#); [Carrasco-Núñez y Nelson, 1998](#)), quienes describieron al volcán CP como una estructura incompleta truncada en su sector sur oriental, mostrando como evidencias de ello enormes cicatrices en forma de escarpes verticales que atestiguan diversos eventos de colapso en algún momento durante su evolución. La apariencia fresca que muestran esos escarpes ([figura V.8](#)) sugiere que fueron formados en tiempos recientes, lo cual coincide con la edad obtenida para los depósitos resultantes fechados en 42 y 11 ka ([Carrasco-Núñez et al., 2006](#)). Los dos depósitos de grandes dimensiones a lo largo del río Los Pescados ([Lozano y Carrasco, 2000](#); [Carrasco-Núñez et al., 2006](#)) han sido asociados a colapsos sectoriales ocurridos durante la evolución del volcán CP. En este trabajo, se ha tomado en cuenta dicha relación, para lo cual se buscaron evidencias las cuales vinculen a ambos depósitos con el volcán. El más antiguo de ellos (Los Pescados) se extiende ampliamente aguas abajo, y llega más allá de la confluencia con el río Huitzilapan ([Hubbard et al., 2002b](#)), lugar en donde se encuentran también aflorando depósitos vulcanoclásticos, cuya disposición y posición estratigráfica parecen indicar que proceden de otra fuente, posiblemente localizada al sur del Cofre de Perote, en el complejo volcánico de La Gloria y/o Las Cumbres, sin embargo para el caso de los depósitos asociados al campo volcánico de Las Cumbres, es claro que estos depósitos son más antiguos, ya que se observa en campo que estos se encuentran formando parte de la pared meridional del valle que posteriormente fue rellenado por los depósitos del flujo denominado como Los Pescados ([figura V.9](#)).



Figura V.8 Vista del escarpe principal en el volcán Cofre de Perote, las zonas marcadas en las que es visible cambio de coloración sugieren la presencia de material de alteración de origen posiblemente hidrotermal

Los colapsos ocurridos como producto de la destrucción de la cima del volcán CP, produjeron flujos que recorrieron grandes distancias, particularmente en el caso de Los Pescados, los depósitos llegaron hasta cerca de 60 km de la cima del volcán.

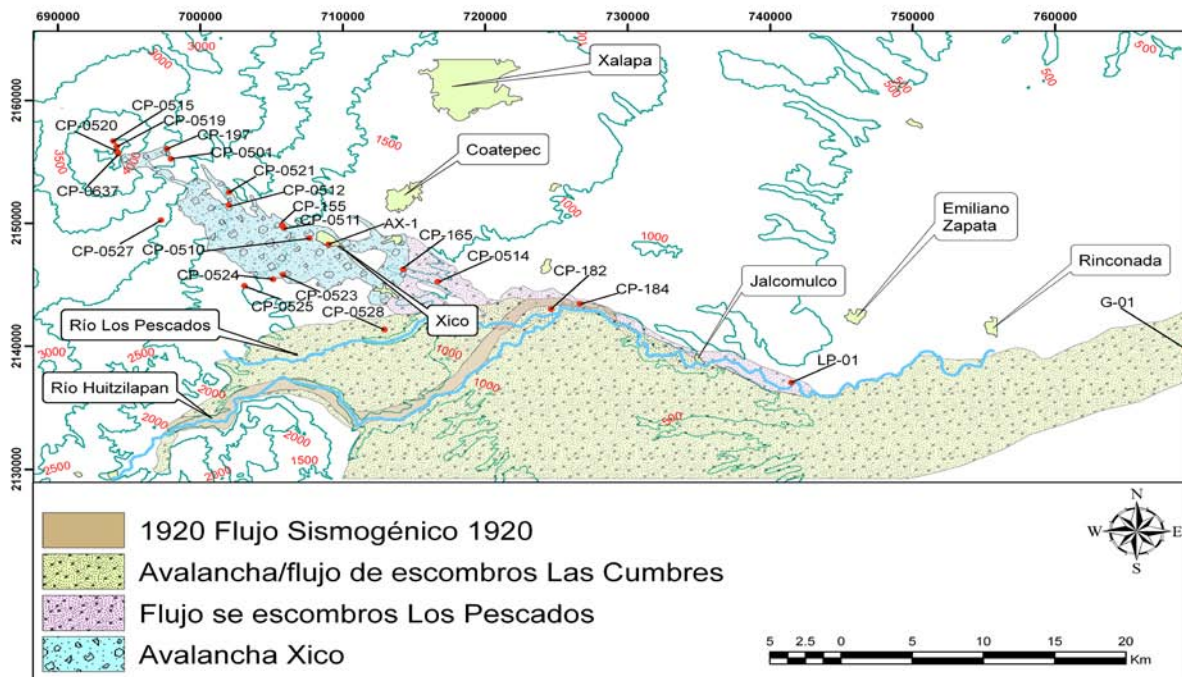


Figura V.9 Depósitos vulcanoclásticos que convergen a lo largo del río Los Pescados (Díaz Castellón *et al.*, en preparación)

Los principales indicadores que sugieren que este material es producto colapsos son los rasgos morfológicos en toda el área de la cima representados por diferentes juegos de escarpes, además de los depósitos vulcanoclásticos masivos encontrados en sus faldas en dirección SE. Los colapsos en el área de la cima, dejaron cicatrices sumamente espectaculares que no dejan lugar a dudas de que el material fue removido por un evento masivo. La morfología de escudo, característica del volcán, se encuentra truncada hacia su flanco SE (figura V.8) por estos escarpes los cuales se observan relativamente frescos y sumamente verticales, que por su profundidad dejan al descubierto el interior de la estructura; que expone a una potente secuencia de flujos de lava andesíticos-dacíticos con zonas sumamente irregulares que muestran áreas en donde se encuentran rocas fuertemente alteradas.

V.1.4.1 Flujo de escombros de Los Pescados (FELP)

El depósito es masivo e incluye mezclas de fragmentos de roca y grava dentro de una matriz limo arcillosa cementada. Este depósito cubre una distancia superior a los ~60km con espesores variables que llegan hasta 25 metros. Los depósitos de este flujo son fácilmente identificables hasta la localidad de El Limón (figura V.9), a mas de 60 km de su fuente. En estas localidades se encuentran también algunas exposiciones de los depósitos de flujo de escombros asociados a

la transformación de la avalancha Las Cumbres (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006), el depósito de Las Cumbres se identifica por su alto contenido en clastos andesíticos, de textura porfírica conteniendo abundantes cristales de hornblenda, que son una de las litologías características del complejo de Las Cumbres, que a diferencia de las rocas pertenecientes al Cofre de Perote, las rocas no poseen estas características.

El depósito del FELP posee características intermedias que pueden ser atribuidas ya sea a un a un flujo de de avalancha y un lahar. En la convergencia entre los ríos Los Pescados y Huitzilapan, se forman terrazas de relleno de valle con una morfología prácticamente plana sub-horizontal, que es característica de depósitos de flujo de escombros o lahar. En esta localidad la gradación es inversa con una matriz limosa abundante, y es posible observar algunos bloques que aún presentan el fracturamiento típico en forma de rompecabezas, característico de las avalanchas de escombros. Sin embargo, en este depósito no se encontraron estructuras monticulares (hummocks). Es heterolitológico, sin embargo muchos de los fragmentos líticos dentro del depósito presentan texturas y una mineralogía similar a la estructura contemporánea del CP, lo que lleva en el presente trabajo a la propuesta de que son correlacionables a la cima del volcán CP.

Es probable, que este depósito se derive de la rápida transformación de avalancha de escombros a lahar, en forma similar a como se comportó el lahar Teteltzingo, producido por el colapso del volcán Citlaltépetl (Carrasco-Núñez *et al.*, 1993). Dicha transformación en el régimen de avalancha a flujo de escombros, puede ir acompañada de un incremento en los contenidos de arcilla, contribuyendo a la formación de flujos cohesivos, los cuales independientemente de las características de terreno, son capaces de alcanzar distancias considerables y mucho mayores que las de los flujos no cohesivos (Scott *et al.*, 2001), esta condición los vuelve potencialmente mas destructivos y peligrosos para zonas habitadas.

No se obtuvieron evidencias del origen del agua en el flujo, sin embargo la línea de equilibrio de hielo ha llegado a los 3650±40 msnm (Lachniet y Vazquez., 2005); debido a la altura del volcán CP (4,282 msnm) así como otras evidencias proporcionadas por la existencia de circos glaciares y valles característicos de glaciaciones en forma de “U”, principalmente en los flancos occidentales como es claramente observable en el modelo digital de elevación de la figura 1.2, esta morfología proporciona evidencias de erosión glaciar durante el Pleistoceno tardío. Morfologías similares han sido encontradas en estructuras al sur como son el volcán Las Cumbres y el volcán Citlaltépetl, ambos parte de la cordillera C-CP (Lorenzo, 1964; White, 1986; Siebe *et al.*, 2001; Lachniet y Vazquez, 2005; Rodríguez, 2005). Su edad obtenida (¹⁴C 42 ka) (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006), lo coloca en un marco de tiempo muy posterior al cese de actividad del volcán CP.

Una suposición inicial es que debido a la distancia que este flujo recorrió, debió haber tenido características cohesivas, además de que el depósito se encuentra cementado lo que inicialmente sugirió la presencia de arcilla.

Aún cuando el depósito se encuentra soportado sobre matriz en los afloramientos identificados durante el presente trabajo, incluso en las partes proximales del flujo, análisis granulométricos de algunas de las muestras (figura V.10) muestran un alto contenido de finos, sin embargo los contenidos de arcilla no son suficientes (3-5% Crandell, 1971) para que este pueda clasificarse como cohesivo (Murcia *et al.*, 2008). (tabla V.1).



Figura V.10 Flujo de escombros de Los Pescados sobreyaciendo a un depósito antiguo de ignimbritas de origen no determinado

V.1.4.2 Avalancha Xico (AX)

La avalancha Xico, es el depósito mas reciente que puede ser relacionado con el volcán CP, el depósito se distribuye por un área aproximada de 73 km² (figura V.11). El área fue determinada a partir de cartografía de campo, apoyada por ortofotos de INEGI en escala 1:15,000 (tamaño del pixel 2m) y un modelo digital de elevación con separaciones entre curvas de nivel de 30 metros, obtenido a partir de los archivos vectoriales de inegi (cartas E14B26, E14B27, E14B36, E14B37), su espesor es variable, sin embargo en base a mediciones se ha estimado un espesor promedio que varía entre 25-30 metros, alcanza una distancia de no menos de 20 km. El volumen de la avalancha, fue estimado a partir del área obtenida de los datos cartográficos mostrados en la figura V.9 de los que se obtuvo un área (73,331,572 m²) que multiplicada por la altura promedio resulta en un volúmen máximo de 2.19 km³.

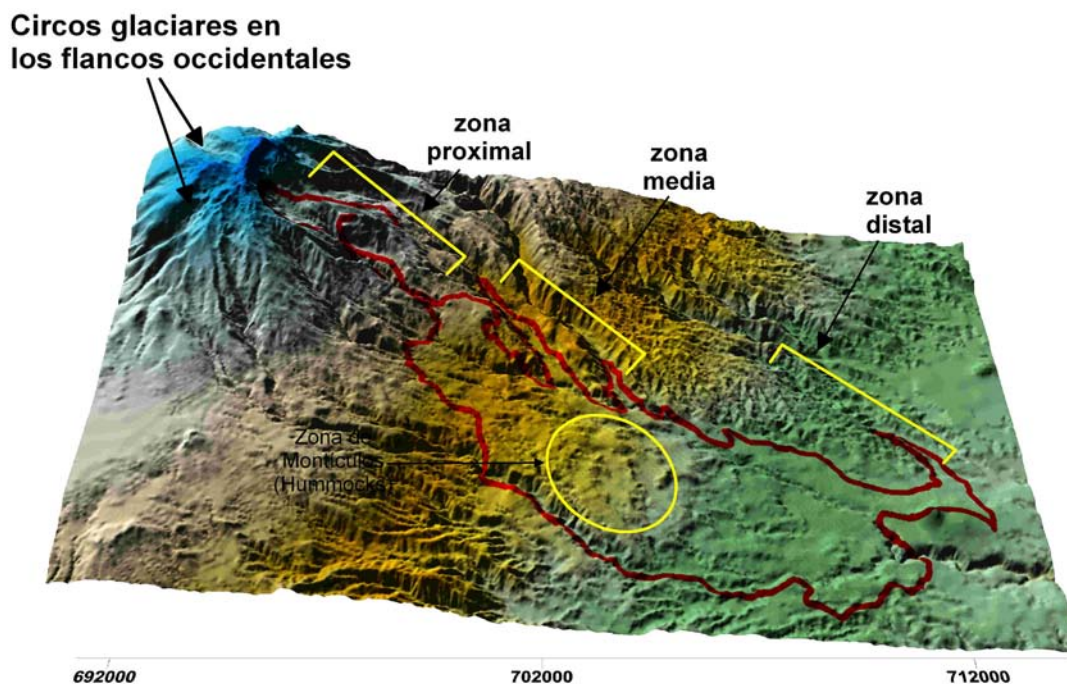


Figura V.11 Modelo de elevación digital en el que se muestra la distribución de la avalancha Xico en donde se observa la topografía monticular distribuida en sus partes proximales o hacia el sector occidental (Díaz-Castellón *et al.*, en preparación).

Su edad (¹⁴C en 11 Ka) se determinó a partir de fragmentos de madera encontrados en el interior del depósito (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006). La AX se encuentra estratigráficamente encima del FELP aunque solamente cubre las partes proximales y medias dado que FELP alcanza una distancia mucho mayor. Aún cuando es posible encontrar material granular en la avalancha (matriz), el depósito presenta los rasgos distintivos y característicos de una avalancha, mostrando la típica topografía monticular

(tabla V.2) especialmente en zonas proximales y medias de la misma (figura V.11), asimismo presenta bloques enormes (megabloques) soportados clasto a clasto y es heterolitológica, las estructuras de rompecabezas típicas de este tipo de regímenes, son fácilmente identificables (figura V.12) en prácticamente cualquier parte de la avalancha. Los fragmentos líticos frescos son principalmente rocas andesíticas compuestas de fenocristales de plagioclasa y piroxenos, las cuales son muy similares a las rocas de la tercera etapa de formación del volcán CP (cima).



Figura V.12 Muestra del intenso fracturamiento que presentan algunos bloques, en ocasiones tienden más a mostrar estructuras en forma de rompecabezas las cuales son una vista común en las zonas proximales de la avalancha, también es visible una intensa vegetación que cubre la mayor parte de los afloramientos de los depósitos. (Díaz-Castellón *et al.*, en preparación).

En las partes medias de la avalancha, la vista mas común es la topografía monticular con megabloques mostrando estructuras de rompecabezas. En esos sitios se midieron varios bloques, entre los mas grandes se encontraron muchos de gran tamaño que oscilaban entre los 26 y los 31 metros en su diámetro mayor, sin embargo se considera que existen bloques mucho mas grandes en el interior de la avalancha, El espesor del depósito en muchas localidades es siempre superior a los 20 m, y justo en las afueras de la ciudad de Xico, se midió el espesor en alrededor de ~25 metros en promedio; en esta parte, la avalancha se encuentra sobreyaciendo secuencias basálticas antiguas, aunque no se encuentra directamente en contacto con el FELP.

V.2 Determinación de mineralogía en la fracción fina

V.2.1 Metodología

Posterior al trabajo de reconocimiento y cartografía, se siguieron los principales sistemas de drenaje a lo largo del río Los Pescados, y se recolectaron muestras en algunas ubicaciones cerca de la convergencia con el flujo de escombros de Las Cumbres, y de la confluencia del FELP y de la AX (figura V.9). En cada una de estas ubicaciones se extrajo al menos 1 kg de material (principalmente la matriz), evitando tomar material de intemperismo reciente o material orgánico producto de vegetación. Para ello se limpió la superficie y se desecharon los primeros centímetros de cubierta de material previo a la recolección. Esta metodología resulta aparentemente contradictoria si se trata de la identificación de minerales por medio de escenas producidas por plataformas orbitales, sin embargo el objeto del trabajo es determinar la mineralogía dominante dentro de los depósitos y comprobar si existe alguna relación entre la mineralogía contenida en los estos, con aquella mineralogía que por el momento se asume como producida por interacción con fluidos hidrotermales en el volcán. Asimismo, el muestreo de ambos depósitos es utilizado en el trabajo para calibración de en el trabajo de identificación con sensores remotos. Una vez llevado a cabo el proceso de muestreo, se seleccionaron muestras las cuales se separaran lo suficiente entre ellas para que los resultados obtenidos sean representativos de cada uno de los depósitos (AX y FELP) para ser analizados por medio de la combinación de técnicas instrumentales (difractometría de rayos-x y espectrometría analítica).

Los dos depósitos en el sector oriental del volcán CP (FELP y AX) muestran la presencia de minerales secundarios producidos muy probablemente por alteración hidrotermal; esta identificación se ha elaborado a partir de la combinación de dos técnicas: difracción de rayos-X (XRD), y espectrometría analítica por medio de absorción de luz (VIS/IR) en frecuencias que cubren desde el infra rojo visible cercano, al infrarrojo de onda corta (VNIR – SWIR), en un rango que varía entre 0.35 y 2.5 μm en frecuencias contiguas separadas a intervalos muy cortos (0.001 μm), con objeto de producir un espectro continuo de las firmas correspondientes a las muestras.

Las muestras fueron tamizadas por medios mecánicos utilizando un equipo dinámico y de impacto denominado como “rotap”, y una serie de mallas que varía en apertura desde 6ϕ a 4ϕ (64mm a 64 μm). Las partículas a analizar, excepto en donde se encuentra indicado, fueron aquellas con diámetros menores los cuales fue posible obtener mediante los medios mecanizados, es decir para los análisis de mineralogía, el tamaño mas grande de partículas utilizado fue el de aquellas que pasaron la malla de 4ϕ , lo que significa que se utilizaron solamente aquellas con un diámetro igual o menor a 64 μm ó 0.064 mm.

V.2.1.1 Difractometría de Rayos-X (XRD)

La mayor parte de los análisis (casi en su totalidad) fueron realizados con un equipo de difracción de rayos-X Scintag, ubicado en el servicio geológico de Estados Unidos (USGS) en la ciudad de Reston Va. Utiliza radiación $\text{CuK}\alpha$ con una intensidad de 45 kV y se midió un intervalo total de (2θ) de 2° a 45° @ 0.02° de incremento por paso para los polvos sin orientar con velocidad de lectura de 1° por minuto. Las muestras fueron montadas separando la fracción fina, permitiendo la sedimentación en agua destilada y esperando menos de 4 horas a menos que las muestras flocularan; tratamientos posteriores de glicol y calentado de las muestras a 400°C y a 550°C se aplicaron para buscar arcillas expansivas e interestratificadas de acuerdo a los criterios y metodología propuestos por Moore y Reynolds., (1997).

Para el montaje de las muestras orientadas, se midió un intervalo de 2θ mas corto y la misma velocidad de lectura, en muestras orientadas se considero el intervalo de 3° a 40° @ 0.02° de incremento por paso.

V.2.1.2 Espectroscopía de reflectancia infra roja visible (VIS/IR)

La identificación de las firmas espectrales se llevó a cabo utilizando bases de datos del servicio geológico de los Estados Unidos (USGS; United States Geological Survey), en longitudes de onda específicas utilizando los rangos de VNIR; Infra rojo medio (MIR); y SWIR. De las muestras obtenidas en campo se hicieron análisis de espectrometría analítica cuyos resultados fueron comparados a intervalos cortos en rangos específicos y característicos de algunas arcillas. En la identificación se aplicaron modelos estadísticos de acuerdo a Hunt (1977), la metodología de análisis utiliza los métodos de mejor ajuste combinando resultados con técnicas SFF (Spectral Feature Fittings) y SAM (Spectral Angle Mapper) (Crosta *et al.*, 98). En caso de minerales estratificados la identificación es mas compleja, puesto que algunos de los patrones espectrales de absorción varían dependiendo del tamaño del grano para los mismos minerales (Crowley y Vergo 1988; Clark *et al.*, 1993).

Cuando se utilizaron los métodos estadísticos (SFF y SAM) se usaron rangos cortos específicos y posteriormente en todo el rango otorgando peso estadístico a cada método, aunque para la mayoría de los casos se utilizó el 50% para cada uno y un resultado combinado no inferior a 90%.

El uso de la espectroscopia de reflectancia infrarroja relacionada con la identificación de minerales producto del intemperismo en rocas volcánicas o alteradas hidrotermalmente ha sido ampliamente estudiado por Hunt (1979), y Hunt y Ashley (1979). Los patrones de vibración en minerales que contienen aluminio (dioctaedral Al^{3+}) y magnesio (trioctaedral Mg^{2+}) poseen características de absorción muy fuertes que resultan en patrones de absorción en frecuencias cercanas a $1.4 \mu\text{m}$.

Asimismo la presencia de hidróxidos (OH⁻) característicos en las arcillas resultan en patrones de absorción en frecuencias cercanas a 2.2 μm , sin embargo combinaciones de los hidróxidos con el aluminio incrementa la frecuencia de vibración (Al-OH) moviéndola de 2.2 de 2.3 μm , por lo que para muchas de las arcillas interestratificadas, la interpretación estadística en ocasiones puede resultar inadecuada, y consecuentemente esta debe ser validada por muestras analizadas bajo otros métodos (p.e. XRD).

La información que proporcionan los métodos XRD y VIS/IR debe tender a verificar una a la otra, sin embargo algunas excepciones pueden presentarse. Por ejemplo [Buckingham y Sommer \(1983\)](#) así como [Hunt y Ashley \(1979\)](#) indican que la hematita y goetita pueden presentarse como cubiertas superficiales en algunos fragmentos líticos que a su vez enmascaran rasgos de absorción dominantes en 0.43 μm relacionados con la jarosita; esto resulta en picos prominentes de jarosita en patrones de difracción de rayos-x, y contrastan con patrones de absorción (VIS/IR) muy bajos o inexistentes en relación a la hematita y la goetita. Asimismo [Buckingham y Sommer \(1983\)](#) dan algunos otros ejemplos de minerales identificados por reflectancia infrarroja los cuales no son detectados por medio de la difracción de rayos-x.

Para este trabajo, se han utilizado firmas multispectrales obtenidas en laboratorio midiendo espectros (VIS/IR) para identificar las firmas de absorción en muestras seleccionadas obtenidas en campo, las muestras fueron analizadas bajo condiciones controladas de laboratorio con un equipo de análisis radiométrico denominado como equipo de espectrometría analítica o ASD (*Analytical Spectral Device*), el equipo utiliza una fuente de luz artificial en rango de frecuencia variable que cubre de manera continua (a intervalos de 0.001 μm) patrones de reflectancia desde infrarojo visible a onda corta, midiendo frecuencias desde 0.35 a 2.5 μm (VNIR a SWIR) sobre un fondo oscuro denominado "spectralon", la superficie hecha de plástico comprende un material estandarizado altamente reflectivo que garantiza que las lecturas correspondan a las muestras analizadas. Una ventaja muy grande del método de espectrometría analítica, es que las muestras no requieren de preparación y no son destruidas durante el proceso, la desventaja en el proceso es que la profundidad de muestreo es extremadamente baja y únicamente penetra las capas más superficiales correspondientes a unos cuantos micrómetros.

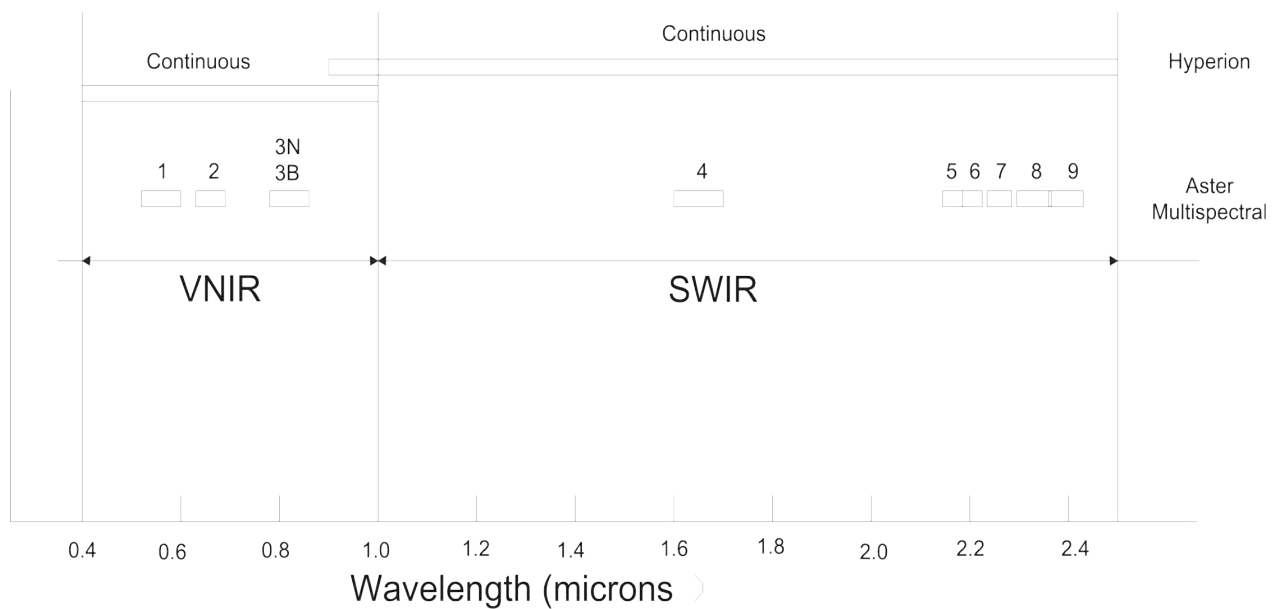
En resumen se puede decir que el análisis de espectrometría analítica se lleva a cabo para determinar las fases minerales dominantes previamente caracterizadas por medio de difracción de rayos-X (XRD), sin embargo se deben tener en consideración las limitaciones que ofrecen ambos métodos y tomar en cuenta de que los resultados son complementarios y no necesariamente convergentes.

V.2.1.3 Cartografía de minerales de alteración con los sensores ASTER y Hyperion

La identificación de minerales de arcilla, hidróxidos y arcillas interestratificadas mediante los parámetros de absorción de luz ha sido ampliamente estudiada por [Hunt \(1977\)](#) y otros autores a partir de entonces; por otra parte el uso de sensores remotos para la identificación de minerales de arcilla y sulfatos ha sido de demostrada utilidad por mas de una década a partir de [Crowley y Zimbleman \(1997\)](#). La capacidad de los sensores remotos incrementa su capacidad con cada nuevo satélite, de modo que a medida que aumenta la tecnología y el acceso a esta, nuevos algoritmos y técnicas en teledetección de minerales y/o familias de minerales van siendo desarrollados.

La resolución de los sensores, mejor con cada nueva generación de satélite pareciera ser una técnica reciente, sin embargo esta es una tecnología bastante madura aunque hasta hace poco solo se encontraba al alcance de pocos, dadas las características de computo requeridas y el acceso a imágenes con resolución suficiente. Hoy en día esta técnica puede ser utilizada casi por cualquier persona que cuente con los conceptos fundamentales en espectrometría analítica, con un software adecuado y un buen catalogo de firmas espectrales utilizando prácticamente cualquier computadora de escritorio de carácter reciente.

Las plataformas que produjeron las imágenes utilizadas en este trabajo fueron puestas en órbita por la NASA (*National Aeronautics Space Administration*). El trabajo utiliza la combinación de sensores montados en dos satélites (EO-1 y Terra) con objeto de incrementar la calidad de la información obtenida, además también se puede mejorar la calidad de las imágenes que se obtengan resultando en una cartografía de minerales de alteración con mejor resolución. El satélite EO-1 (*Earth Observant-1*) fue lanzado en Noviembre 21 del año 2000 su intervalo de retorno es de 16 días y orbita la tierra a una altura de 705 km, que lo coloca en una órbita polar sincrónica con el satélite Terra, y con los satélites Landsat 7 y 5. A bordo de esta plataforma se encuentra montado el sensor Hyperion, el cual fue el primer equipo de espectrometría de imágenes montado en el espacio. El sensor recoge datos en 242 bandas angostas y contiguas, las cuales cubren longitudes de onda que van desde VNIR a SWIR (infrarrojo visible cercano a infrarrojo de onda corta) y cuenta con una resolución espacial de 30 m (10m en pancromático). Por otra parte la plataforma espacial Terra cuenta con el sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), esta plataforma orbita la tierra a una altitud de 705 km y tiene un intervalo de retorno de 16 días, el sensor, empezó a recolectar datos en febrero 24 del año 2000, ASTER cuenta con tres sistemas de registro de imágenes: VNIR (*Visible Near Infra Red*), con una resolución espacial de 15 metros; SWIR (*Short Wave Infra Red*), con una resolución espacial de 30 metros; y TIR (*Thermal Infra Red*) con una resolución espacial de 90 metros ([figura V.13](#)); el sistema consiste de 14 bandas multiespectrales y dos telescopios que le otorgan capacidad estereoscópica ([Fujisada, 1995](#)).



Multispectral/ Hyperspectral Sensor	Subsystem	Band Number *	Spectral Range (μm)	Radiometric Resolution ** (S/N)	Spatial Resolution *** (m)	Swath With *** (km)
ASTER	VNIR	1	0.520-0.600	370/1	15	60
		2	0.630-0.690	306/1		
		3N	0.780-0.860	202/1		
		3B	0.780-0.860	183/1		
	SWIR	4	1.600-1.700	466/1	30	
		5	2.145-2.185	254/1		
		6	2.185-2.225	229/1		
		7	2.235-2.285	234/1		
		8	2.295-2.365	258/1		
Hyperion	VNIR	continuous	0.400-1.000	161/1	30	7.7
	SWIR	continuous	0.900-2.500	40/1		

Figura V.13 características de principales de los sensores montados en EO-1 y Terra. 3N y 3B son designados como “Nadir” y “Backward” **Valores máximos reportados o derivados, ***Previo remuestreo y coregistro Modificado de Hubbard y Crowley, (2005).

En el infrarrojo visible cercano (VNIR) el sensor ASTER mide radiación en tres bandas en una frecuencia que varía entre 0.52 y 0.86 μm , en la banda 3 dentro del infrarrojo visible, se encuentra montado el sistema estereoscópico correspondiente a 3N y 3B (*Nadir* y *Backward*). En el infrarrojo de onda corta (SWIR), el satélite mide frecuencias de radiación en seis bandas entre 1.00 y 2.43 μm . Este rango de frecuencias es comúnmente utilizado para la detección de minerales de arcilla, finalmente en una resolución mas baja (90 metros) el sensor cuenta con 5 bandas cuyo rangos de frecuencias van de 8.125 a 11.650 μm que equivalen a la región del infrarrojo térmico (TIR) (figura V.13).

Debido a las diferentes resoluciones dependiendo de la frecuencia de registro, las imágenes fueron remuestreadas a la resolución mas alta (15 metros) y corregistradas para compensar por vapor atmosférico utilizando el software ACORN (ImSpec LLC, 2004). La calibración de los datos se llevó en forma simultánea con la del sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), que también se encuentra a bordo de la plataforma orbital Terra (Gao y Kaufman, 1998).

Las imágenes sin nubes de ASTER fueron calibradas a reflectancia previo a los registros espectrales utilizando los datos de vapor atmosférico de MODIS, ambos sistemas fueron calibrados con las muestras obtenidas en el volcán CP y en depósitos asociados a eventos de colapso del mismo. La calibración de las imágenes calibradas con muestras de campo es uno de los métodos mas comúnmente utilizados en la identificación de minerales (p.e. Hunt y Ashley, 1979). A pesar de que se cuenta con suficiente cobertura de ASTER sobre el total del área que conforman los depósitos de la AX y FELP, las porciones media y distal que se encuentran a elevaciones bajas (entre 2,000 y 500 msnm) no se integraron en este trabajo por dos razones. La primera de ellas es que la finalidad del trabajo es determinar la mineralogía dominante en el volcán CP, la segunda es que a pesar de que las imágenes se encuentran libres de obstrucciones atmosféricas (nubes), las partes media y distal cuentan con una cobertura vegetal muy fuerte, estas coberturas dan como resultado afloramientos muy escasos que al menos para el sector oriental no otorgan información adecuada por debajo de la línea de los 3,500 msnm (Lauer, 1973), a partir de esta cota la cubierta vegetal va reduciéndose a medida que se incrementa la altura hasta desaparecer, quedando la cima prácticamente desnuda en donde únicamente se observan afloramientos de roca y material asociado. La calibración se llevó a cabo utilizando los miembros mas representativos de las clases de minerales mas comunes (en este caso 3 grupos) identificados en la cima utilizando un método automatizado de pureza de píxeles, asimismo se enmascararon las zonas bajas para filtrar “ruido” producido por vegetación y se llevó a cabo un análisis proyectando los nueve puntos del espectro “puro” (*spectral endmembers*) por medio de análisis de componentes principales (Green et al., 1988). Para el filtrado de la vegetación se utilizó un algoritmo que retirara cualquier vegetación que contuviese clorofila utilizando un radio espectral 3/2 ($0.81\mu\text{m}/0.66\mu\text{m}$) para las bandas de ASTER. Este rango representa el umbral de vegetación utilizado que en este caso prácticamente eliminó toda la vegetación. Finalmente se utilizaron los espectros más puros (*spectral endmembers*) para los tres grupos de minerales más característicos de rocas hidrotermalmente alteradas identificados y se aplicó sobre toda la imagen de acuerdo a la clasificación mostrada en la imagen de la [figura V.13](#).

Las imágenes provenientes de Hyperion de 30 metros de resolución fueron evaluadas en 196 bandas contiguas posterior a que se removieran todas las bandas sin información o traslapadas, al igual que las imágenes de ASTER fueron calibradas con ACORN. A pesar de que se tiene mucho mayor cobertura espectral en 196 bandas, la resolución de las imágenes provenientes de Hyperion tiene una resolución espacial mas reducida por lo que los resultados de los analisis fueron utilizados únicamente para comparar los espectros con aquellos provenientes de la imagen ASTER y verificar los resultados.

V.2.2 Resultados

V.2.2.1 Análisis de difracción de Rayos-X y Espectrometría analítica

Utilizando la combinación de las técnicas previamente mencionadas, ha sido posible la identificación de minerales secundarios que pudieron haber sido producidos por interacción de las rocas con fluidos hidrotermales, encontrándose entre estos: cristobalita, esmectita, halloysita, caolinita, (natro)jarosita, yeso y hematita, principalmente.

En la cima del volcán CP, las fases dominantes de minerales secundarios encontrados son: esmectita, halloysita, caolinita, y (natro)jarosita. Aparentemente todas las muestras colectadas en el volcán CP muestran la presencia de óxidos de hierro, la mineralogía secundaria más intensa se encuentra caracterizada por la presencia de (natro)jarosita y mezclas de caolinita/esmectita, sin embargo las esmectitas son más abundantes que la caolinita. Los resultados de espectrometría muestran rasgos prominentes de óxidos de hierro característicos de la jarosita y patrones de absorción muy fuertes ($0.66\mu\text{m}$) característicos de hematita y/o goetita, sin embargo es importante destacar que aún cuando aparecen en registros de hematita en espectrometría analítica los picos representativos para estos minerales no fueron detectados por medio de la difracción de rayos-X. Debido a que la detección de estos minerales es principalmente por medio de la espectrometría, es probable que en superficie las rocas solamente cuenten con una alteración superficial la cual se incrementa a profundidad dado que las muestras no mostraron la presencia de minerales de alteración (CP0515 y CP0520) cuando estas fueron analizadas por medio de difracción (figura V.14). Ambas muestras son el producto de la molienda de fragmentos líticos recolectados en superficie lo cual sugiere que la alteración es mayormente superficial, en especial para aquellas rocas que se encuentran expuestas en la superficie de la cima. Se tienen diferencias importantes entre las muestras de superficie CP0515 y CP0520 las cuales son aparentemente más sanas y con un alto contenido de cristales de plagioclasa con las muestras CP0637 y CP0519 las cuales cuentan con un contenido menor de feldespatos y una importante cantidad de arcillas, sulfatos y óxidos de hierro como la (natro)jarosita indicativos de alteración pervasiva.

La mineralogía de alteración que se observó para la avalancha Xico, muestra la presencia de halloysita, esmectita y caolinita (figura V.15). Asimismo el análisis de espectrometría analítica muestra la presencia de la misma mineralogía mas la presencia de óxidos de hierro como (natro)jarosita, hematita, y goetita así como esmectita, caolinita y arcillas interstratificadas como caolinita/esmectita (figura V.16).

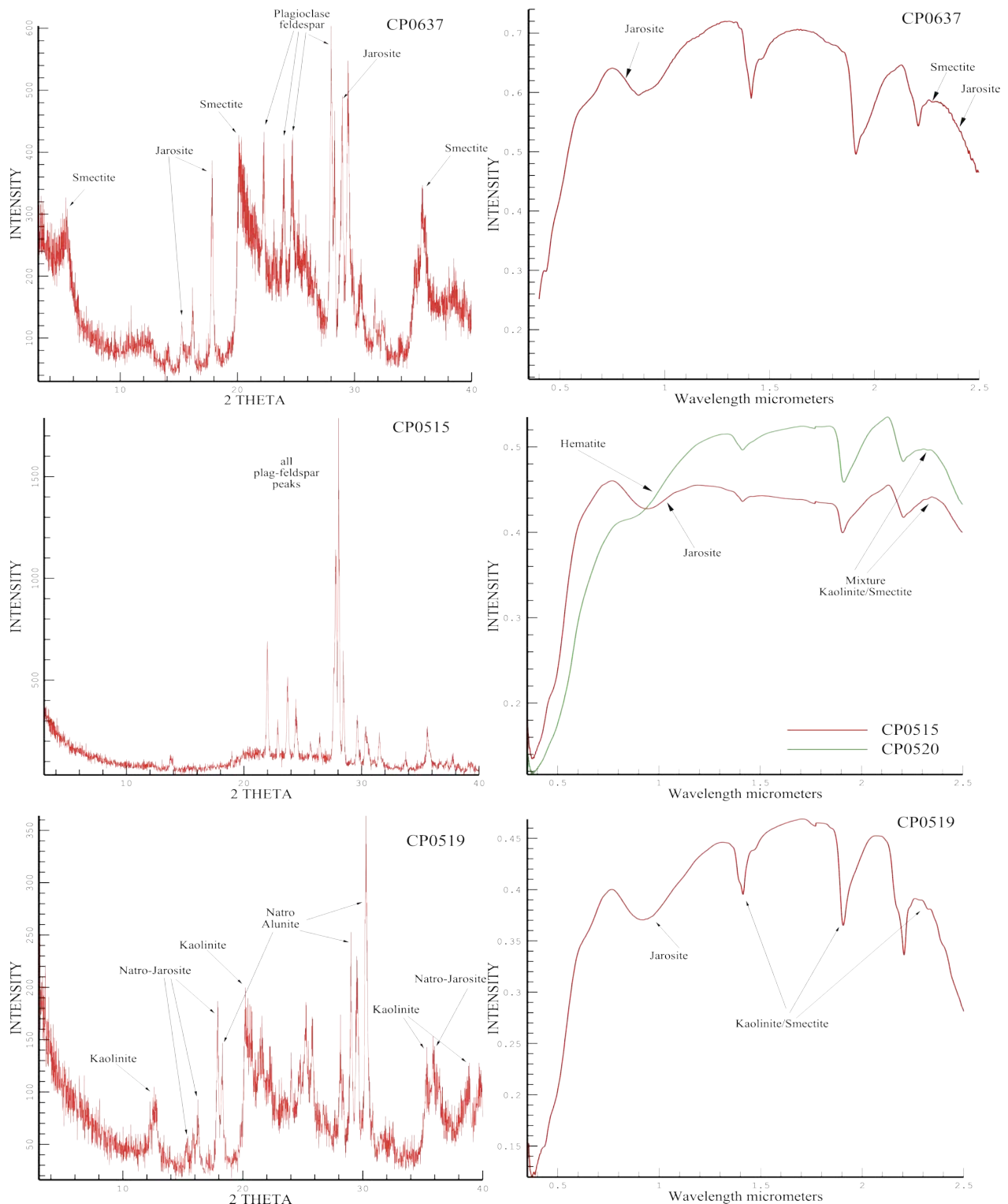


Figura V.14 Mineralogía secundaria en muestras obtenidas en la cima del volcán Cofre de Perote, del lado izquierdo aparecen los diagramas de difracción de rayos-X y del lado derecho los espectros obtenidos mediante ASD. Los espectros correspondientes a la muestra CP-0515, provienen de rocas molidas y analizadas por medio de ambas técnicas (Díaz-Castellón *et al.*, en preparación); Ubicación de las muestras en la figura (V.9).

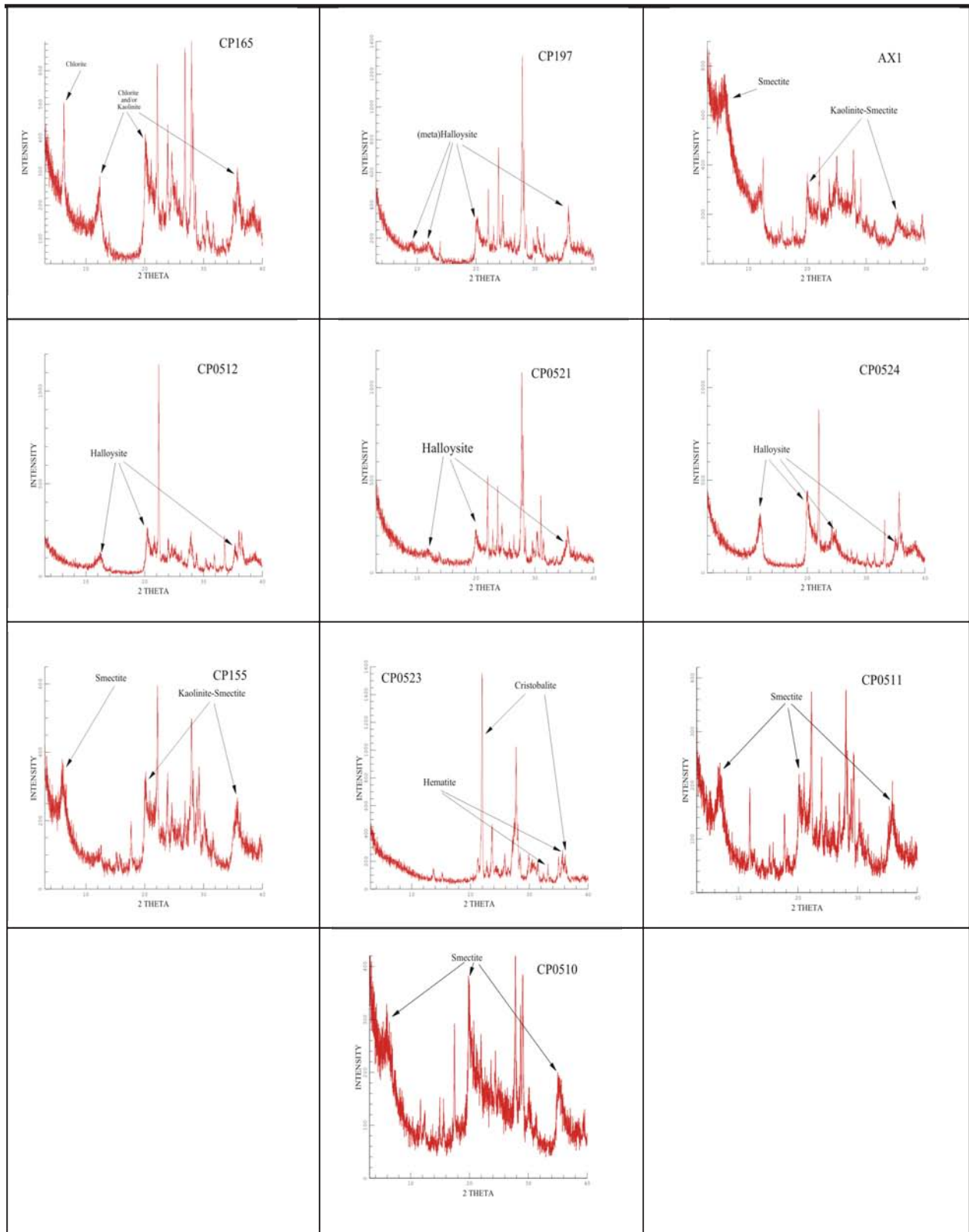


Figura V.15 Resultados del análisis de difracción de rayos-X de muestras pertenecientes a la avalancha Xico (Díaz-Castellón *et al.*, en preparación).

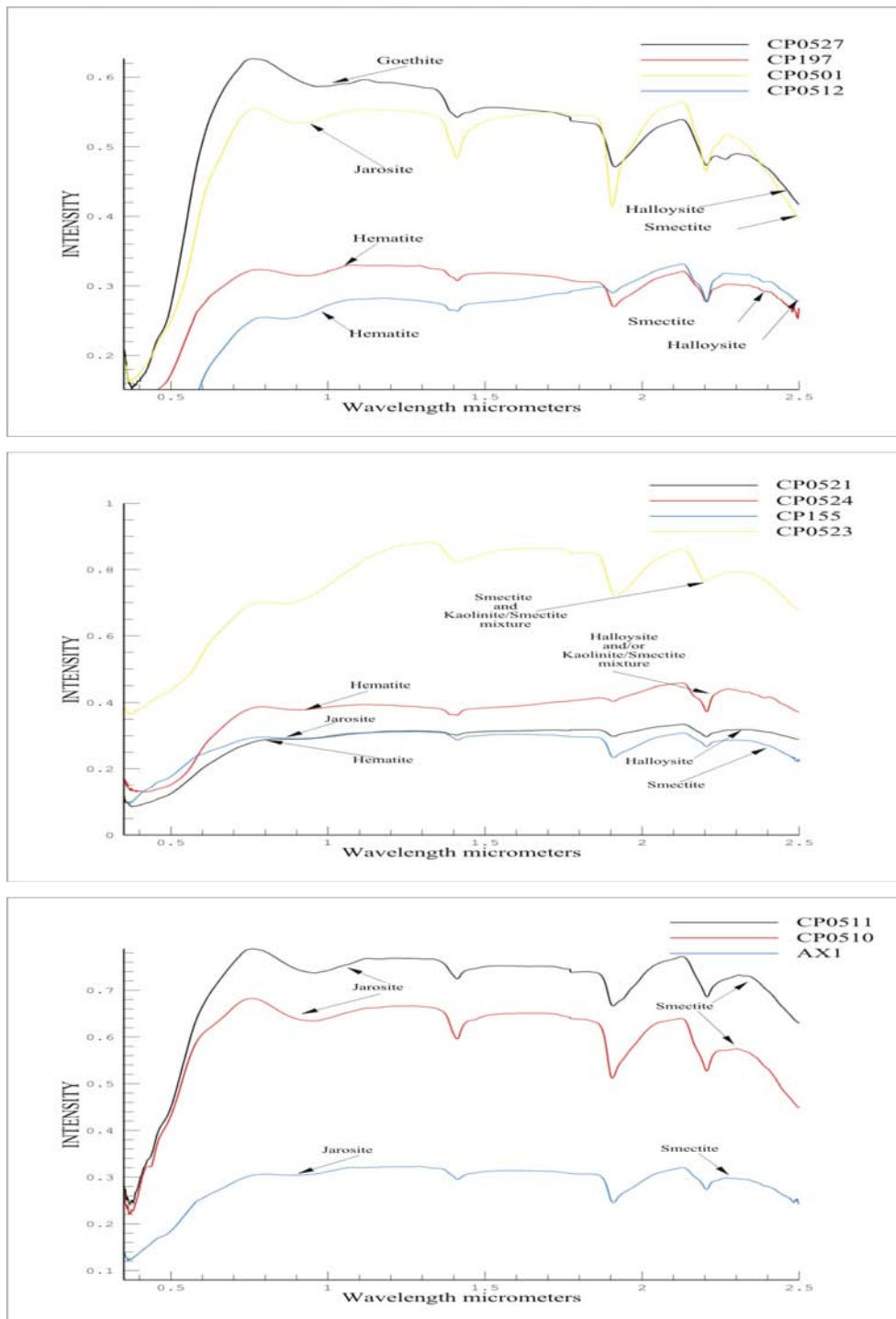


Figura V.16 Resultados de los análisis de espectrometría analítica a muestras correspondientes a los depósitos de la Avalancha Xico (Díaz-Castellón *et al.*, en preparación).

La mineralogía secundaria en el FELP es similar a la de la avalancha Xico, aunque no es común la presencia de caolinita, siendo dominada por esmectita, halloysita y óxidos de hierro como (natro)jarosita y hematita (Figuras V.17; Figura V.18). La mineralogía encontrada en el FELP con la excepción de la caolinita, sugiere condiciones de alteración similares a las de la AX, las cuales deben haber estado presentes previo a ambos colapsos del volcán CP, ya que la mineralogía observada es similar a aquella presente en rocas provenientes de la cima del volcán y del interior de los escarpes. Una mejor comparación entre la mineralogía de los diferentes depósitos puede ser llevada a cabo comparando la Tabla V.2 (Difractometría de Rayos-X); y Tabla V.3 (Espectrometría analítica), las cuales resumen los resultados de la difracción de rayos-X y de espectrometría analítica en forma respectiva. Ambas tablas, muestran los resultados de las técnicas analíticas utilizadas junto con otros resultados que aparentemente no forman parte de ninguno de los dos eventos discutidos, cuyo origen es incierto o se encuentran muy cercanas a otros depósitos. Las ubicaciones para todas las muestras aquí descritas, están ilustradas en la Figura V.10.

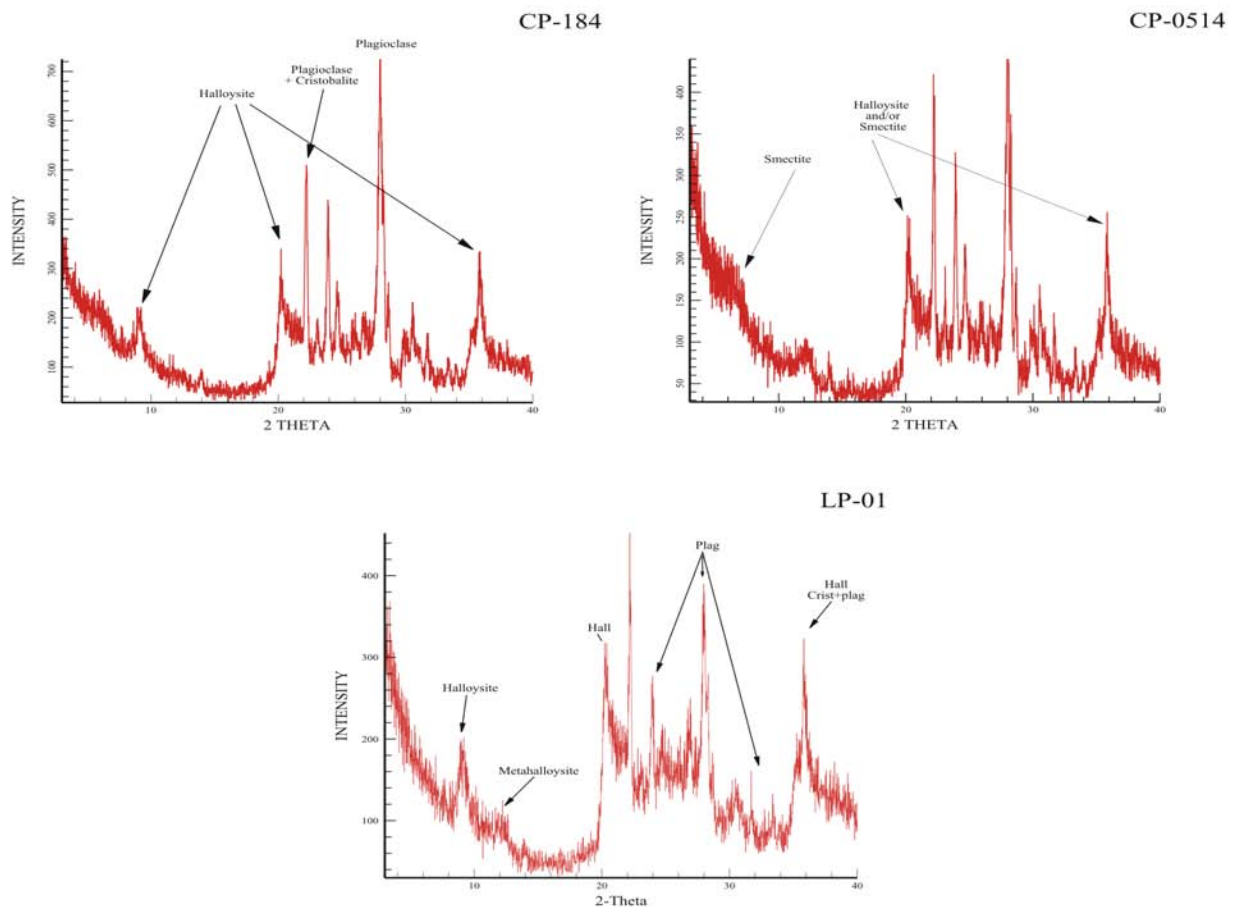


Figura V.17 Resultados de los análisis de difracción de rayos-X en muestras obtenidas a lo largo del flujo de escombros de Los Pescados (Díaz-Castellón *et al.*, en preparación).

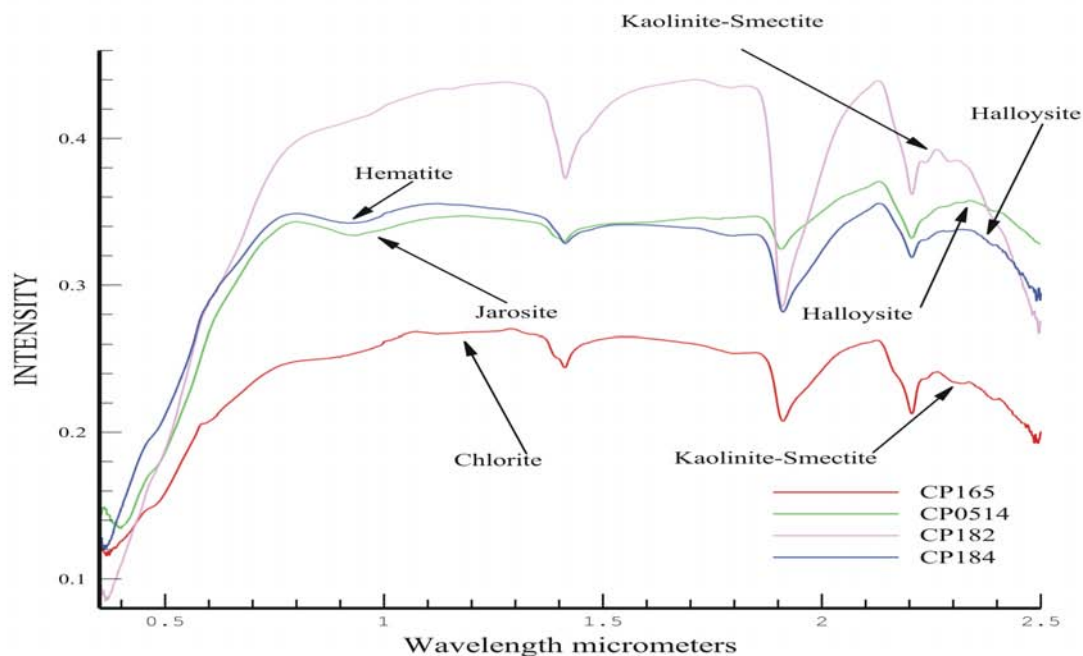


Figura V.18 Resultado de los análisis de espectrometría analítica a las muestras correspondientes al flujo de escombros de Los Pescados. La forma en que se determinaron los tipos de minerales se encuentra detallado en el texto. (Díaz-Castellón *et al.*, en preparación).

V.2.2.2 Cartografía de mineralogía ASTER, Hyperion

Con el equipo calibrado previo registro, se observan para el volcán CP tres diferentes zonas de alteración muy distintivas o de mayor alteración. Las zonas fueron identificadas por colores (figura V.19) en donde las tres zonas de mayor alteración se encuentran dominadas por: a) mezcla de esmectitas caracterizadas por fuertes patrones de absorción en ambas imágenes (ASTER Hyperion) marcadas en color amarillo; b) color naranja, la cobertura se encuentra caracterizada por una alteración moderada a baja de dos tipos de halloysita (7 y 10 Å) y óxidos de hierro c) Óxidos de hierro; y mezclas de halloysita y óxidos de hierro (muy posiblemente (natro)jarosita y/o hematita), es importante mencionar que en la imagen no se han identificado hidróxidos u óxidos de hierro en la cima del volcán, sin embargo estos se encuentran ampliamente distribuidos en sector occidental (rojo), la presencia de óxidos de hierro vista en la imagen ASTER es mucho mas intensa en el sector occidental, esto se deba posiblemente a que la zona es mucho mas árida por lo que son visibles afloramientos mucho mas mayores, en forma contraria a lo que se observa en el sector oriental donde la cubierta por vegetación es mayor.

Minerales como (natro)alunita/jarosita y yeso, indican claramente que estos son el resultado de exposición a ambientes hidrotermales en el área de la cima del volcán CP y en varias localidades de la AX; otros minerales los cuales es muy posible que se hayan formado debido al intemperismo químico, aunque no necesariamente son la (meta)halloysita

y cristobalita, que además se encuentran tanto en el volcán como en ambos depósitos atribuidos al volcán CP. Por último, minerales como la caolinita, esmectita y minerales interestratificados como la caolinita/esmectita, se encuentran presentes tanto en la cima como en los depósitos, sugiriendo que un sistema hidrotermal se encontraba activo previo a la formación de las zonas de alteración.

La correlación entre estos minerales, su posición estratigráfica con respecto al volcán y su presencia en ambos depósitos (AX y FELP), indican que debieron originarse bajo las mismas condiciones muy posiblemente en el volcán CP debido a la interacción con fluidos hidrotermales. Su exposición produjo una reducción de las propiedades estructurales en la roca, quedando presentes en los depósitos y en el volcán, rocas y minerales con características típicas de ambientes hidrotermales.

La cartografía del satélite muestra la cobertura de minerales secundarios (óxidos de hierro, arcilla), en donde se vuelve evidente (figura V.19) que la cima del volcán CP es la que presenta la mayor cobertura de minerales argiláceos (principalmente esmectitas y halloysita con algunos óxidos de hierro como jarosita). Sin embargo las evidencias observadas muestran que la alteración de las rocas en la cima es superficial, dicha alteración no se debe a intemperismo químico por varias razones: primero, si ese fuera el caso la identificación de minerales de arcilla mediante sensores remotos se haría presente en la mayor parte del volcán y no solo la cima; segundo, los dos colapsos del volcán han dejado expuesto su interior, el cual es visible en los escarpes en donde se aprecia una intensa alteración tal como se observa en la figura V.8, particularmente donde se encuentran los estratos permeables de brecha y/o material piroclástico. Estos depósitos se encuentran cubiertos por derrames de lava muy masivos e inalterados, cuyas evidencias de alteración son básicamente superficiales. La imagen de ASTER muestra claramente zonas de alteración (amarillo) que forman parte de los caminos (especialmente en el sector oriente); en un análisis detallado de la figura se observa que el camino cruza sobre el depósito producido por AX, esto sugiere que los cortes del mismo dejaron expuestos los minerales del interior, asimismo es muy probable que material producto de los cortes haya sido utilizado para la superficie del camino.

Finalmente, la presencia de fragmentos líticos alterados e inalterados en el interior de los depósitos, indica que existieron condiciones similares en el volcán previo a ambos colapsos.

Tabla V.2. Análisis DRX: **Plag**=Plagioclasa; **Qtz**=Quarzo; **Crist**=Cristobalita; **Sm**=Esmectita; **Hall**=Halloysita; **Jar**=Jarosita; **Najar**=Natrojarosita; **Kao**=Caolinita; **Gyp**=Yeso; **Hem** =Hematita; **Nat**=Natroalunita; **Ens**=Enstatita; **Gibb**=Gibbsita; **Horn**=Hornblenda; **Verm**=Vermiculita; **Mhall**=Metahalloysita. **LP**=depósito de la avalancha Xico; **LC**= depósito de Las Cumbres; **CP**=Cofre de Perote; **UN**=Incierto. El análisis y comparaciones con firmas de la bibliografía se llevaron a cabo utilizando bases de datos contenidas en: [Pie-Yuan Chen, 1977](#); [Hubbard, 2001](#)

ID Muestra	Ubicación	Plag	Qtz	Crist	Sm	Hall	Jar	Najar	Kao	Gyp	Hem	Nat	Ens	Gibb	Horn	Verm	Mhall
CP-0637		✓			✓		✓										
CP-0515		✓															
CP-0520		✓															
CP-0519		✓	✓					✓									
CP-0527		✓				✓								✓			
CP-197		✓				✓											✓
CP-0512		✓		✓		✓					✓						
CP-0521		✓				✓							✓				✓
CP-0524		✓		✓		✓					✓						✓
CP-155		✓		✓		✓			✓								
CP-0523		✓		✓		✓											
CP-0511		✓	✓	✓	✓		✓			✓							✓
CP-0510		✓		✓	✓		✓			✓							
AX-1		✓		✓	✓			✓								✓	
CP-165		✓	✓	✓	✓											✓	
CP-0514	LP	✓		✓	✓	✓											
CP-184	LP	✓		✓	✓	✓											
LP-01	LP	✓		✓	✓	✓											✓
CP-0528	LC	✓	✓	✓	✓	✓			✓						✓		
CP-0501	UN	✓		✓	✓	✓	✓										
CP-0525	UN	✓	✓	✓	✓	✓											
CP-182	UN	✓	✓	✓	✓	✓			✓								
G-01	UN	✓	✓	✓	✓	✓											✓

Tabla V.3; Patrones de absorción (ASD) para espectroscopía Infra roja visible con longitudes de onda entre 0.35 - 2.5 micrometros: **IO** = Óxidos de hierro; **SM** = Esmeclita; **Hall** = Halloysita; **Kao** = Caolinita; **Jar** = Jarosita; **Naja** = Natrojarosita; **Hem** = Hematita **Goe** = Goetita; **Gyp** = Yeso; **Ch** = Clorita. Depositos; **AX** = Avalancha Xico; **CP** = Cofre de Perote; **LC** = avalancha/flujo de escombros Las Cumbres; **LP** = flujo de escombros Los Pescados; **UN** = Incierto

Sample ID	Location	IO	Sm	Hall	Kao	Kao/Smec	Gyp	Ch
CP-0637	CP	Jar	✓					
CP-0515	CP	Jar				✓		
CP-0520	CP	Hem				✓		
CP-0519	CP	Jar				✓		
CP-0527	AX	Goe		✓				
CP-197	AX	Hem		✓		✓		
CP-0512	AX	Hem		✓				
CP-0521	AX	Hem		✓				
CP-0524	AX	Hem		✓		✓		
CP-155	AX	Jar	✓			✓		
CP-0523	AX		✓			✓		
CP-0511	AX	Jar	✓				✓	
CP-0510	AX	Jar	✓			✓	✓	
AX-1	AX	Jar	✓			✓		
CP-165	AX					✓		✓
CP-0514	LP	Jar	✓	✓				
CP-184	LP	Hem		✓				
LP-01	LP	Jar		✓				
CP-0528	LC	-	-	-	-	-	-	-
CP-0501	UN	Jar	✓					
CP-0525	UN							
CP-182	UN		✓			✓		
G-01	UN		✓			✓		

Capítulo VI

Determinación de los parámetros mecánicos que controlan la estabilidad en el volcán Cofre de Perote

VI.1 Introducción

La inestabilidad en taludes ha sido un tema ampliamente estudiado en ingeniería, sin embargo existen diferencias contrastantes entre las características de estabilidad de un talud, y la inestabilidad de un flanco volcánico. Los factores que influyen en la estabilidad de un flanco volcánico intervienen en su integridad dependiendo de las condiciones (estratigrafía, capacidad estructural de la roca, condiciones de confinamiento, grado de fracturamiento, condición de las fracturas, gradiente hidráulico, etc.) en que se encuentra la estructura y sus características geométricas. Un caso interesante en inestabilidad de laderas es la cadena volcánica CVCCP, donde numerosos eventos no atribuidos a actividad eruptiva han ocasionado la deposición masiva de materiales en el sector oriental de la cordillera. Por ejemplo el lahar Teteltzingo (Carrasco Núñez *et al.*, 1993), fue producido por el colapso sectorial de uno de los flancos del volcán Citlaltépetl y donde el mecanismo de disparo aún en la actualidad permanece incierto. El volcán es la única estructura a la que se considera activa dentro de la cordillera, sin embargo este factor ha dejado abierto a discusión la consideración de que otros colapsos sectoriales no asociados a actividad eruptiva hayan ocurrido a lo largo de esta cordillera (Carrasco Núñez *et al.*, 2006). Otro claro ejemplo ocurrido en tiempos históricos de eventos de colapso no relacionados a actividad magmática en esta zona sucedió el 3 de enero de 1920 cuando un flujo de escombros pequeño en comparación con otros eventos, se generó como resultado de un sismo relativamente fuerte que registró 6.5 grados en la escala de Richter (Suárez, 1992). El flujo fue provocado por el desprendimiento de grandes volúmenes de masa de varias de las laderas a lo largo del río Huitzilapan (Flores y Camacho, 1922), alcanzando una distancia no inferior a los 30 kilómetros (Scott *et al.*, 2001).

La dirección de los colapsos a lo largo de la cordillera sugiere una componente regional, por lo que se ha considerado que el basamento pre volcánico ejerce una influencia mecánica en el comportamiento de las estructuras, la influencia de la superficie de soporte ha sido un tema de consideración en los últimos años (p.e. [Lara et al., 2006](#); [Szakács y Krézsek, 2006](#); [Tibaldi y Lagmay, 2006](#)), mas importante si se considera que el colapso sectorial de un volcán puede ocurrir sin la presencia de actividad eruptiva contemporánea ([Vidal y Merle, 2000](#)). Sin embargo los mecanismos de falla en laderas son extremadamente complejos e involucran demasiadas variables, como son: estratigrafía, fracturamiento, geometría, características mecánicas de los materiales, agua, etc. por esta razón los estudios terminan siendo descriptivos y/o estadísticos, aunque no por eso menos importantes, sin embargo en esta propuesta se sugiere integrar a estos estudios un análisis cuantitativo para producir una zonificación de peligro de mayor precisión.

Las condiciones de emplazamiento, relación de esfuerzos (estructurales) y estructuras preexistentes también intervienen en el comportamiento mecánico de la cordillera ([Carrasco Núñez et al., 2006](#)), la consideración mas importante en el análisis estructural de los volcanes inactivos es la probabilidad de recurrencia en forma similar a lo que se observa en los dos colapsos previos del volcán CP.

VI.2 Metodología

A lo largo del presente capítulo se integran los elementos de análisis necesarios para evaluar las condiciones de estabilidad estructural en el volcán. Previo a llevarlo a cabo se deben determinar las características mecánicas de los materiales que comprenden el volcán así como otros parámetros que intervienen en la integridad estructural de la misma. En la evaluación se utilizará la combinación de dos métodos de análisis que han sido probados eficazmente a lo largo de varias décadas, donde la diferencia principal del uso tradicional de estos métodos y el presente modelo es la escala en la aplicación de los métodos. Sin embargo un correcto uso de los parámetros debe resultar en una evaluación adecuada de los macizos de roca y las laderas del volcán Cofre de Perote.

Finalmente los métodos de análisis numérico (equilibrio límite, método de elemento finito) se utilizan en combinación, con objeto de evaluar el estado de esfuerzos en toda la estructura y los esfuerzos a lo largo de las superficies de falla que se determinen.

VI.2.1 Obtención de los parámetros mecánicos

Para la elaboración de cualquier modelo determinístico es obligatorio contar con parámetros mecánicos con los cuales se puedan llevar a cabo los cálculos. Es indudable que a esta escala las características geométricas tienen una influencia muy significativa en el comportamiento estructural de los macizos de roca, esta observación es muy importante y explica el por que es que muchos modelados en estabilidad son llevados a cabo de forma descriptiva, sin embargo se debe tomar en consideración que la evaluación cuantitativa

es un requerimiento para afirmar con un muy alto grado de certidumbre que los taludes continúan siendo inestables.

Los parámetros mecánicos se determinaron de varias formas: 1) mediante ensayos en laboratorio a especímenes de roca intacta probados a compresión simple; los resultados obtenidos se utilizaron como elementos de calibración para las lecturas obtenidas en campo con un esclerómetro para rocas (martillo de Schmidt; [apéndice 3](#)), y para asignar valores de resistencia a la compresión simple por zonas a las secciones a evaluar.

Las condiciones de resistencia de los macizos fueron medidas en campo mediante sondeos de sísmica de refracción. Los valores de fracturamiento para la elaboración de diagramas de polos se obtuvieron con brújula directamente de los afloramientos.

La intensidad y grado de fracturamiento se midió por medio del procesado de imágenes de alta resolución para obtener valores de GSI ([Hoek et al., 2002](#)), que fueron promediados para la cima de volcán.

Los aspectos de fracturamiento regional no se pueden considerar como elementos mecánicos ya que la única información que arrojan es la orientación preferencial de las mismas, sin embargo se mencionan en esta sección debido a que la orientación preferencial de las fracturas obtenida mediante las fotografías aéreas es considerada para trazar las secciones en corte de la estructura, los diagramas de rosa para el volcán y la cordillera CVCCP se elaboraron considerando criterios de densidad en el fracturamiento y longitud de las fracturas. Asimismo se consideraron las características morfológicas en la dirección que se incrementa la pendiente de los escarpes, y de forma que se pudieran interpolar las distancias entre estas, con objeto de evaluar el volumen de material susceptible de movilización.

Los valores de “*D*” se derivaron de las observaciones respecto del fracturamiento próximo a los escarpes, los cuales sugieren un “*relajamiento*” de los taludes y se proponen las causas por las cuales pudiera suceder: por el retiro de la carga de confinamiento posterior al colapso ([Cai et al., 2004](#)); por las características geométricas de la superficie de soporte ([Mossman y Viniestra, 1976](#)). Ambas consideraciones sugieren fracturamiento intenso en forma normal al rumbo de los escarpes, la observación se determinó mediante los sondeos de sísmica de refracción en donde se observa que la velocidad de propagación de las ondas disminuye a medida que se aproximan al escarpe, sugiriendo una dirección preferencial para el fracturamiento, por otra parte los diagramas de polos sugieren un fracturamiento intenso en esa dirección, aunque por supuesto también se obtuvieron otras direcciones preferenciales de las fracturas como se observa en los diagramas de fracturamiento.

VI.2.2 Elaboración de las secciones para el modelado de estabilidad

El modelo se elaboró bajo dos diferentes criterios: 1) reconstrucción de la geometría original del volcán (geometría sugerida considerando que se presentó la destrucción parcial de al menos uno de los flancos). 2) secciones en corte de la cima actual.

La reconstrucción de la cima se elaboró sobre una sección en corte de la zona que presenta la mayor diferencia en relieve topográfico (el escarpe mas abrupto), el resultado es una sección de 11 kilómetros de longitud (figura VI.1), donde evidentemente es incierto si esta fue la topografía original del volcán. La reconstrucción se ha elaborado procurando eliminar las diferencias topográficas abruptas en la interrupción en las curvas de nivel que se observan en la actualidad, y se continuaron las curvas hasta que estas se encontraran con el mismo nivel topográfico en el otro extremo del escarpe, se trazaron las elevaciones y finalmente se suavizó el nivel topográfico procurando que la sección resultante tuviese características similares a las que se observan en el sector occidental. Consideraciones respecto a la reconstrucción se ven también afectadas por la variación en la línea de elevación de formación de glaciares (línea de altitud de equilibrio), la morfología actual del cofre muestra rasgos de erosión con los característicos circos glaciares (figura VI.2), dicho glaciar existió muy posiblemente durante al menos el último periodo de destrucción del volcán (hace alrededor de 11 Ka), (Vázquez Selem en Carrasco Núñez *et al.*, en preparación). Los rasgos de erosión (morrenas) que han quedado manifiestos en el volcán son visibles incluso a un lado de los escarpes mas grandes, sin embargo las líneas de erosión no se encuentran visibles en el sector oriente lo que sugiere que de haber existido se encuentran cubiertas por al menos el último evento de colapso del volcán indicando que el colapso es contemporáneo a la formación del glaciar, además de que podría haber proporcionado el agua suficiente para dar movilidad al material removido.

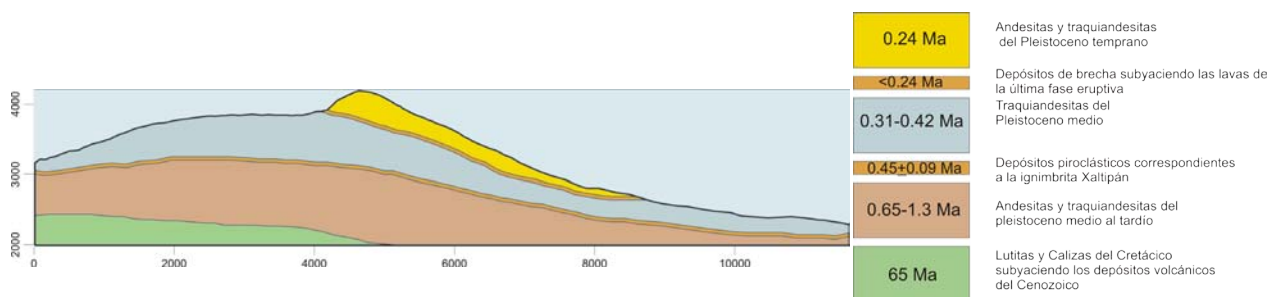


Figura VI.1 Sección reconstruida de la topografía del volcán Cofre de Perote en donde se muestra el contacto con el basamento, las discontinuidades en los mismos y las rocas que representan las tres etapas principales de evolución del volcán. La sección de la figura es la que se utiliza en la reconstrucción de los mecanismos de colapso ancestrales.

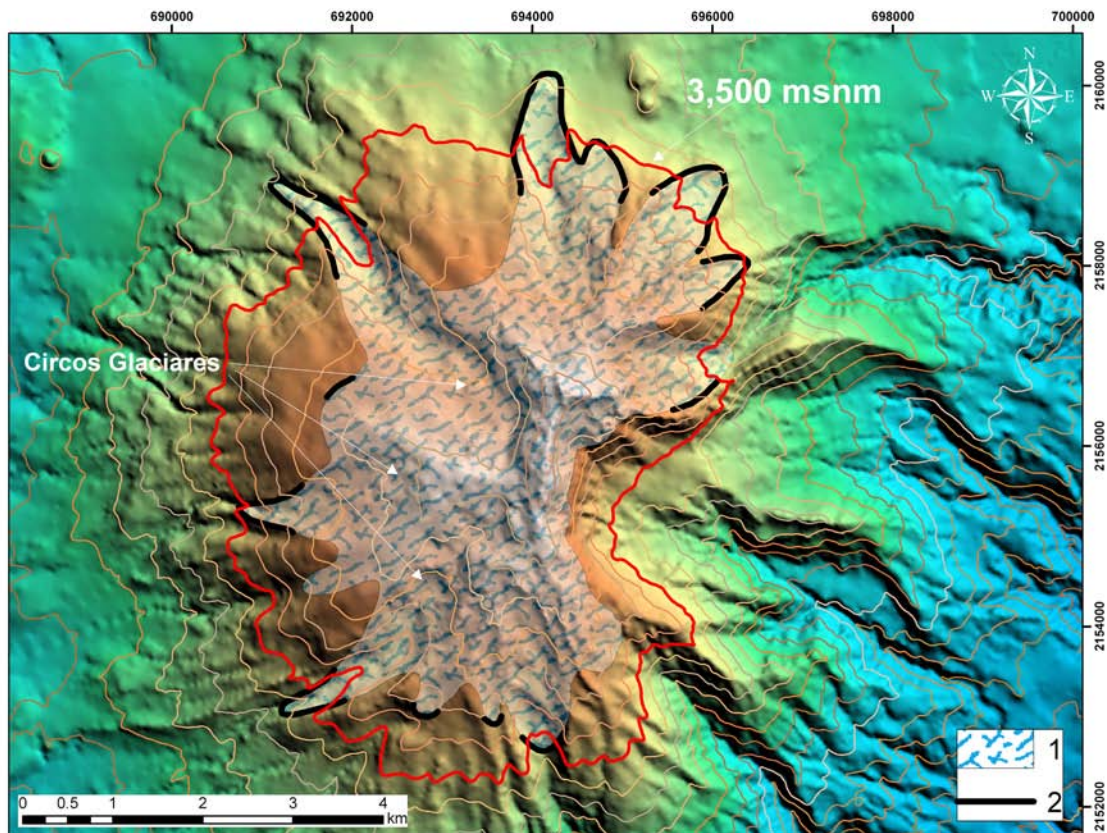


Figura VI.2 Modelo de erosión glaciar sobre el volcán Cofre de Perote. Modificado de Vázquez Selem en Carrasco Núñez *et al.*, en preparación)

Posterior a la elaboración del modelo de estabilidad reconstruido para el CP. Se observó que los rangos a evaluar deben ser substancialmente más pequeños, para el análisis de estabilidad en la cima actual se trazaron secciones más cortas, que varían en longitud entre 3,000 y 4,500 metros. Estas longitudes fueron sugeridas después de varios análisis en donde se observó que utilizar secciones mayores no ofrece una mayor confiabilidad pero si una mayor complejidad al momento de evaluar el modelo.

VI.3 Evaluación de los parámetros mecánicos

VI.3.1 Determinación del Índice de resistencia geológico (GSI Geological Strength Index).

El GSI es una de los factores mas complejos a evaluar en campo; la densidad y grado de fracturamiento de las rocas en muchas ocasiones difieren dependiendo de la persona llevando a cabo el análisis lo que sugiere métodos que presenten un menor rango de error en la toma de los datos.

Existen diversas metodologías para obtenerlo, en 1967 Deere *et al*, publicaron un método para caracterizar el grado de fracturamiento en las rocas al cual se le denominó como RQD (Rock Quality Designation); “Índice de la calidad de las rocas” propuesto poco antes (Deere y Miller, 1966); el método ha variado considerablemente desde que fue propuesto hasta como se observa en la actualidad. En 1973 Bieniawski propuso un método denominado como RMR (Rock Mass Rating) “Caracterización de macizos rocosos”, que considera como uno de sus parámetros de evaluación el RQD, sin embargo el método es adecuado para evaluar a los macizos en ingeniería de túneles (Hoek *et al.*, 1992), su aplicación para caracterizar a los macizos en el caso de estabilidad de laderas arroja resultados poco conservadores, por lo que proponen la caracterización del talud mediante un modelo denominado como GSI (Geological Strength Index) “Índice de resistencia geológico”. El GSI es uno de los métodos mas ampliamente utilizados en la caracterización de taludes de roca y en el presente trabajo. Su aplicación al igual que el RMR ha variado desde que se propuso hasta convertirlo en un modelo semi cuantitativo.

La forma en la que los valores para GSI se obtuvieron se encuentra descrita con detalle en el capítulo V (Inciso V.6.1), sin embargo para poder validar nuestro modelo se debió comparar con un parámetro de referencia obtenido en campo utilizando los medios tradicionales. Para obtenerlo se midieron varias distancias con cinta, se contabilizaron las rocas, las fracturas y los espacios entre estas de la misma forma en que lo proponen Cai *et al.*, (2004), los resultados obtenidos mediante cinta solamente consideran en forma rocas y fracturas (en forma lineal), posteriormente se deben incorporar descripciones de las características físicas como son rugosidad, alteración espaciamento etc. (figura V.3). El resultado de contabilizar las rocas y las fracturas resultó en un índice de 0.866 que debe ser multiplicado por un factor consistente con las características observadas en campo de la masa rocosa. Debido al grado de alteración de las juntas, la apertura que estas presentan y la baja rugosidad, se consideró un factor de condición de las juntas equivalente a regular-bueno en la tabla por lo que el índice se deberá de reducir en concordancia. Los resultados del uso de la cinta fueron comparados con el análisis digital de imágenes, obtenidos con el Image-Pro 4.5 (1993).

Los resultados fueron comparados con los obtenidos por el método tradicional resultando en una excelente correlación. Previo a considerar parámetros adicionales sugeridos por (Hoek *et al.*, 2002), y el índice de 0.866 medido con la cinta para la imagen 1 de la tabla VI.1. La correlación entre ambos métodos muestra resultados congruentes entre ambos, suponiendo que se agregara un factor de corrección de 0.9 para rocas con condiciones de aspereza, marcas de alteración y presencia de óxidos de hierro en las superficies (figura V.3) dan como resultado prácticamente el mismo valor (p.e. 0.866×0.9), sin embargo las consideraciones llevadas a cabo en la presente propuesta sugieren que el método óptico es mas eficiente debido a las siguientes consideraciones:

- a) Las mediciones mediante cinta son “unidimensionales”, debido a que solamente se consideran las fracturas a lo largo de una línea lo que sugiere medir a diferentes alturas y obtener promedios de fracturamiento.
- b) Las condiciones de las fracturas son introducidas posteriormente por lo que se debe multiplicar por parámetros menores a uno para reducir el índice (Cai *et al.*, 2004).
- c) El análisis de imágenes considera toda la pared de roca otorgando un valor que estadísticamente debe ser superior al promedio de dos o mas líneas.






	<p>El primer paso fué el de tomar una fotografía con suficiente distancia que pudiese mostrar la mayor parte del escarpe, y a una distancia tal que la relación de deformación por distorsión impactara negativamente el análisis de la fotografía.</p>
	<p>Posteriormente a la captura de la fotografía en la mas alta resolución posible (para el presente caso únicamente 4 megapíxeles) la cual fué adquirida con el uso de un tripie para garantizar la limpieza de píxeles en baja velocidad, la imagen se calibró con una regla de 4 m (fotografía) y se convirtió a escala de girses.</p>
	<p>Se llevaron a cabo varios filtrados para hacer resaltar las características topográficas del fracturamiento en un color más oscuro y se limitó el área del macizo para evitar “contaminación” por aquellos rasgos que no se busca evaluar</p>
	<p>Por último se aplicó un filtró que alteró la topografía de la pared de roca y en donde finalmente aparecen únicamente los rasgos estructurales y la roca</p>
	<p>Posterior al procesado de la fotografía, se llevó a cabo un conteo de píxeles (en esta parte la claridad de la fotografía es muy importante por lo que la resolución impacta en los resultados) se separó en dos categorías; roca y las discontinuidades.</p>

Figura VI.3 Obtención del parámetro GSI mediante el análisis de imágenes digitales

El valor de GSI se obtiene contando los píxeles en cada color (figura VI.3) y se normalizan al 100% (en caso de que hubiese espacios sin contabilizar). Las imágenes representadas en resolución de un “bit” (roca-fractura/condiciones) arrojan un GSI de 78, éste parámetro junto con los demás resultados obtenidos de las imágenes de los afloramientos en la cima del volcán, se encuentran condensados en la tabla VI.1. En estos resultados la muestra 5 corresponde a los valores de GSI para el material de brecha que está sirviendo como superficie de soporte a las lavas que conforman la última etapa de formación del volcán (cima del CP). En total se evaluaron 2048 m² de superficie (figura VI.4) en la cima del volcán. Asimismo se evaluó el parámetro de GSI para la superficie de brecha que sobreyace a las masivas lavas en la cima.



Figura VI.4 Fotografías utilizadas para determinar la calidad de los muros de roca (GSI). Los números corresponden al consecutivo utilizado en la tabla VI.1

Tabla VI.1, Areas totales y valores para GSI calculados en la cima del volcán CP

GSI calculado para macizos de roca ubicados en la cima del volcán Cofre de Perote						
Imagen	Conteo de sólidos	Conteo de fracturas	Relación de fracturas	Relación de rocas	Area del afloramiento (m ²)	GSI
1	379.43	104.35	0.22	0.78	419.10	78%
2	482.70	87.94	0.15	0.85	595.47	85%
3	117.21	30.81	0.21	0.79	311.09	79%
4	181.34	81.21	0.31	0.69	723.09	69%
5	455.56	616.839	0.58	0.42	-	42%

VI.3.2 Resistencia a la compresión y características mecánicas en especímenes de roca

Las características mecánicas de las rocas tanto en estado de confinamiento como bajo cargas de compresión varían respecto a otros materiales comúnmente estudiados en resistencia de materiales. Queda claro que la estabilidad del talud se encuentra controlada por la calidad de los macizos (Bieniawski, 1989), el número, cantidad y calidad de las discontinuidades determinan la calidad (condiciones mecánicas) del macizo y sus características estructurales (Watters *et al.*, 2000). Por otra parte los especímenes de roca son solo indicativos de la capacidad de carga, sin embargo estos nos dan una visión clara de la resistencia máxima del macizo rocoso en condiciones ideales. Esto es el límite superior de resistencia del macizo está representado por la resistencia a la compresión en ensayos a núcleos de roca. Finalmente la resistencia a la compresión simple de la roca es un parámetro indispensable cuando se utilizan las ecuaciones constitutivas de Hoek y Brown.

Los núcleos probados a compresión fueron extraídos en laboratorio a partir de muestras obtenidas en localidades próximas a la cima del volcán, la selección de las rocas se mediante observaciones directas (a simple vista y con lupa), y se seleccionaron aquellas muestras cuyas características de alteración variaran o incluso fuesen contrastantes, habiendo escogido rocas que van desde aparentemente frescas, hasta rocas completamente alteradas, cuya mineralogía secundaria se encuentra compuesta por arcillas y óxidos de hierro.

Todas las muestras que fueron ensayadas en laboratorio se obtuvieron en localidades que pertenecen a la última etapa de construcción del CP. Los núcleos de roca extraídos bajo condiciones de laboratorio cumplen con las relaciones geométricas indicadas por la ASTM (figura VI.3), los núcleos o probetas de diámetro de 2" (NX) fueron sujetos a compresión simple hasta fracturarlos, en donde se midieron los desplazamientos verticales durante la aplicación de la carga de compresión.

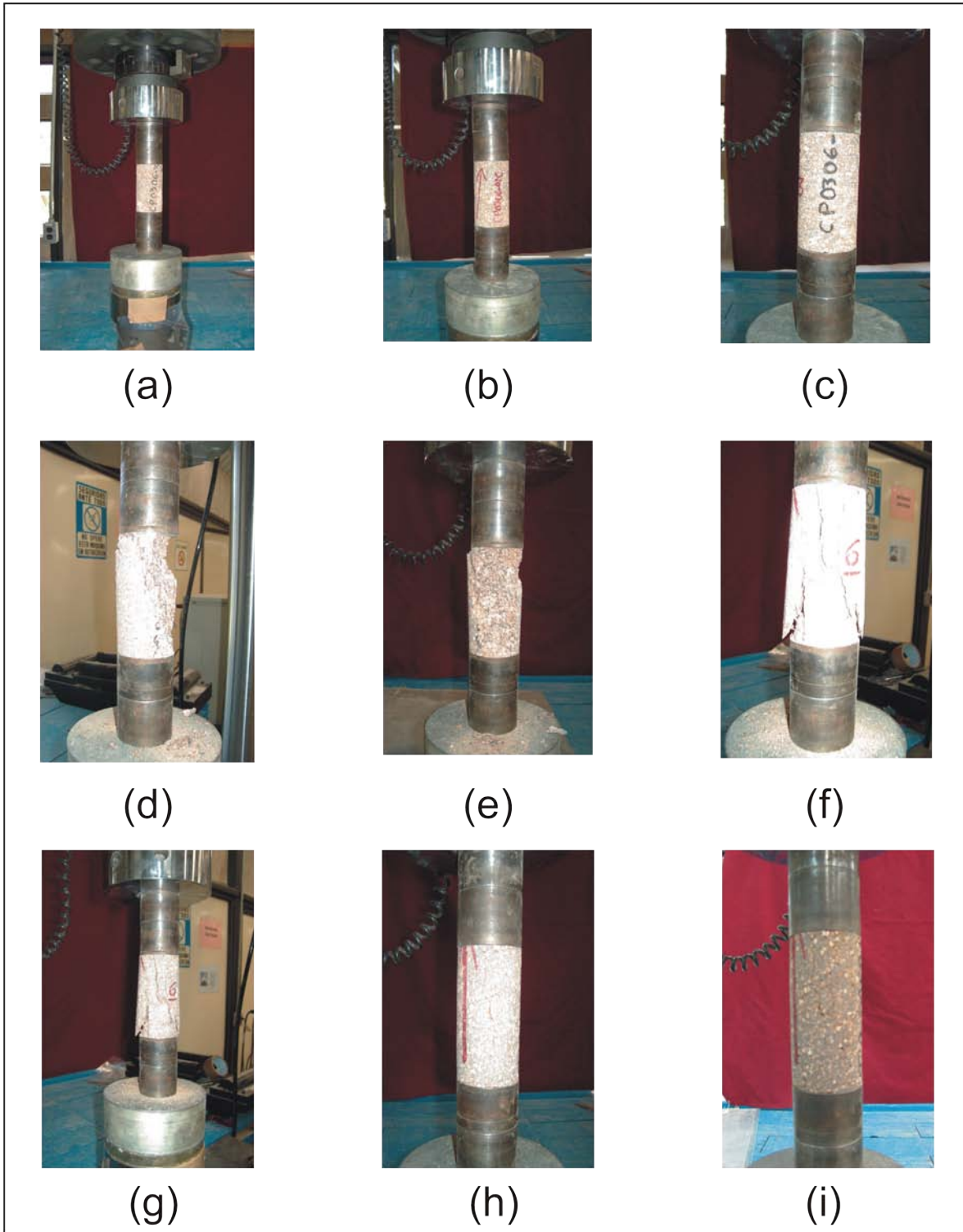


Figura VI.5 Fotografías de la prueba de carga en núcleos de roca sujetos a compresión simple. La relación geométrica de las probetas, tiempo de aplicación de la carga, y la deformación máxima se encuentra en la Tabla VI.2

Asimismo la velocidad de aplicación de la carga fue próxima a la indicada por la norma (ASTM, D7012-07, 2007), aunque debido a la baja resistencia a la compresión algunas de las muestras se rompieron antes del tiempo indicado, aún así la velocidad de aplicación de la carga se encuentra dentro de los parámetros para este tipo de pruebas y los índices de resistencia obtenidos son aceptables (tabla VI.2), los ensayos indican una resistencia por debajo de lo esperado para el tipo de rocas que componen el volcán. Las bajas resistencias a la compresión simple pueden ser atribuibles a alteración de la roca o posiblemente a fracturas preexistentes en las muestras, sin embargo el promedio de resistencia de las rocas para la cima del volcán determinado a partir de los ensayos en núcleos de roca, representa el índice de resistencia más alto en la estabilidad de los escarpes. Las relaciones esfuerzo deformación se graficaron (figura VI.6) y compararon con parámetros de resistencia a la compresión determinados directamente sobre las rocas con un martillo de Schmidt o esclerómetro para rocas, de modo que fuese posible aplicar valores similares en distintas zonas del volcán.

Tabla VI.2 Parámetros mecánicos de núcleos de roca ensayados bajo condiciones de laboratorio sujetos a compresión simple de acuerdo a la norma ASTM D7012-07,2007)

Muestra	Altura (cm)	Deformacion (mm)	Falla KN	Tiempo (s)	ε	A (cm ²)	σ (MPa)	E (GPa)
030602A9	12.83	1.06706	117.76	243.1	0.008317	20.268299	58.1026	6.98607208
030602B5	14.20	0.89410	97.27	299.4	0.006296	20.268299	47.9914	7.62195
030602B6	12.90	0.96050	95.93	238.4	0.007446	20.268299	47.3287	6.35648178
030602B7	13.24	1.00940	101.59	255.6	0.007624	20.268299	50.1241	6.57462773
030602B8	13.60	0.79190	82.02	236.9	0.005823	20.268299	40.4651	6.94943213
030602C1	13.56	0.99800	34.57	50.9	0.007360	20.268299	17.0582	2.3177294
030602C2	14.04	0.79405	45.53	146.4	0.005656	20.268299	22.4615	3.97152804

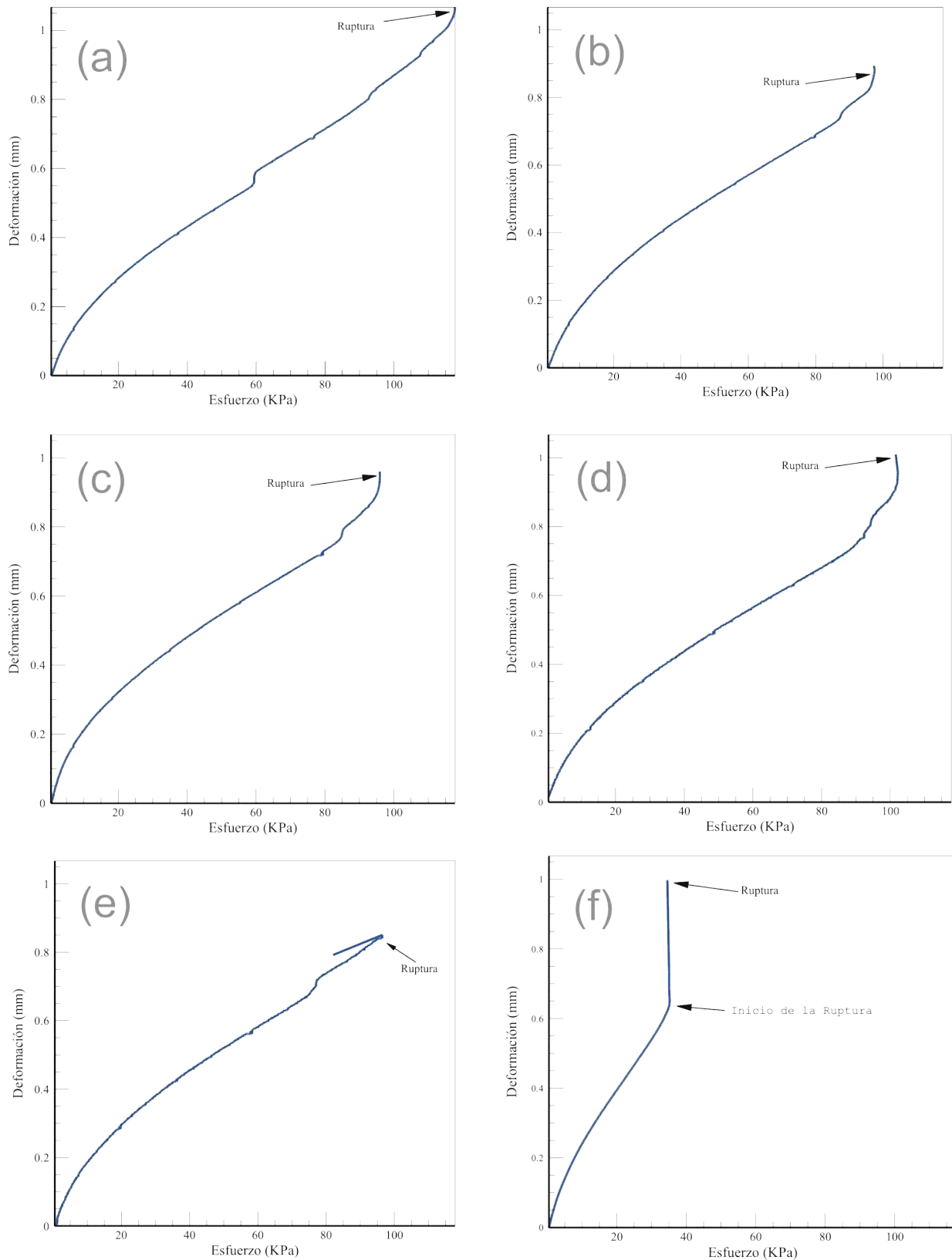


Figura VI.6 Relaciones esfuerzo deformación de núcleos de roca intacta. Muestras: a)030602A9, b)030602B5, c)030602B6, d)030602B7, e)030602B8, f)030602C1

VI.3.3 Características mecánicas de los macizos de roca.

Para determinar las características de resistencia y deformación en los macizos de roca la técnica de campo más adecuada es a través de la velocidad de propagación de ondas acústicas en medios sólidos. Esta propagación se encuentra regulada por la densidad del medio acuerdo a los parámetros de Lamé. Utilizando dicho criterio, es posible determinar los módulos “K” y “G” que corresponden a la rigidez y el parámetro de bulk respectivamente (Álvarez-Manilla *et al.*, 2003).

En el trabajo de exploración geofísica, los sondeos de sismología de refracción consisten en medir la velocidad de arribo de las ondas “s” (cizalla o transversales) y “p” (compresión) con respecto del tiempo. la velocidad de propagación de las ondas varía con respecto de la distancia de la fuente de la onda acústica (fuente activa), por ello y para observar la velocidad de arribo con respecto a la distancia se deben de generar ondas mediante impactos acústicos a distancias incrementales hasta donde sea posible medir su arribo. Para los sondeos en el CP la distancia entre impactos se llevó a cada 2.5-5 metros en una distancia total de entre 30 a 40 metros, dependiendo de las condiciones en campo. Al graficar el tiempo de arribo de las ondas se determinan las características elásticas del medio de acuerdo a las propiedades físicas del mismo (Apéndice 1). Anisotropías en el medio como es el fracturamiento, amortiguan la velocidad en la propagación de las ondas registrándose variaciones en la relación tiempo distancia, las cuales se vuelven evidentes cuando se comparan en una gráfica. El equipo utilizado fue un sismógrafo de dos canales marca Bison con geófonos de frecuencia alta (12 Hz) de componentes horizontal y vertical (figura VI.7).



Figura VI.7 Equipo de registro sísmico de dos canales en operación.

En total se llevaron a cabo 5 sondeos de simología de refracción en diferentes zonas de la cima del volcán CP, las cuales se eligieron en función de las condiciones topográficas con objeto de determinar las propiedades mecánicas en diferentes sectores (figura VI.8); asimismo se llevó a cabo un sondeo sísmico sobre el material que comprende la brecha y otro sondeo sobre los depósitos piroclásticos producidos por las violentas explosiones de la Caldera de Los Humeros que se encuentran distribuidos principalmente en las laderas occidentales pero que se ha propuesto pueden encontrarse también subyaciendo lavas de la segunda y tercer etapa de formación del volcán. A partir de los resultados obtenidos, se observó que las velocidades de arribo de las ondas acústicas es menor cuando se llevaron a cabo sondeos en forma normal a la dirección de los escarpes, lo que sugirió que el fracturamiento es más intenso en forma radial a estos. La propuesta del relajamiento de las rocas por el retiro de la carga de confinamiento puede ser observado mediante estos sondeos (figura VI.9), por otra parte, esta observación favorece la hipótesis de que las rocas se han experimentado periodos de relajamiento ocasionando fracturas de tensión en la dirección en que se incrementa la pendiente y por supuesto la dirección del basculamiento del basamento.

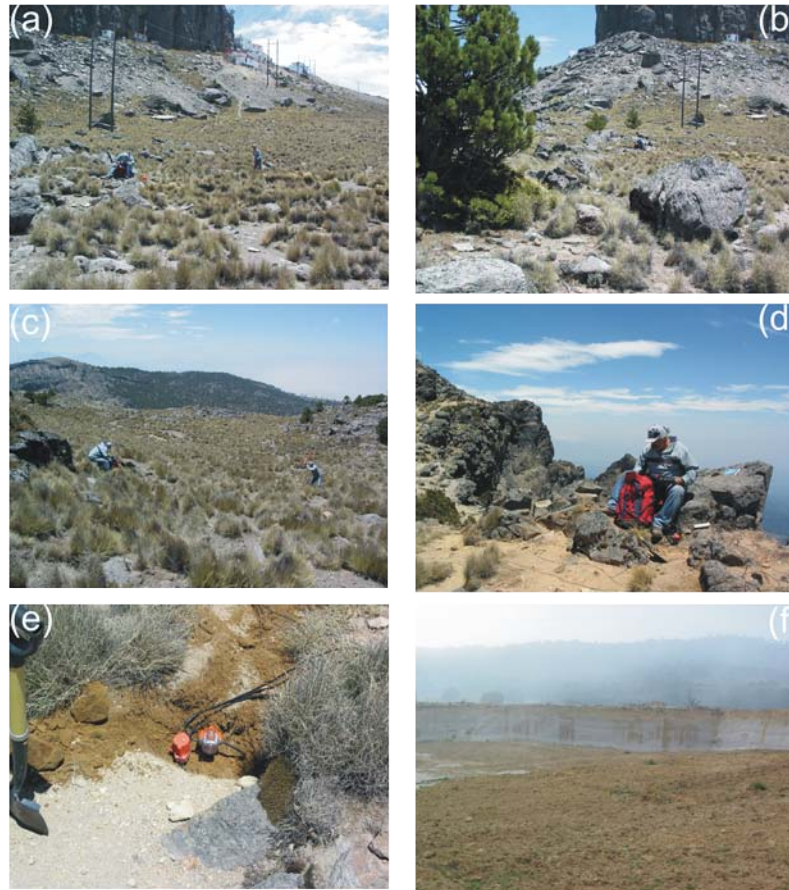


Figura VI.8 Imágenes correspondientes a los sondeos sísmicos de refracción, a) Cima o parte mas alta en el volcán en un sondeo paralelo al escarpe, b) Sondeo en Cima, misma ubicación que la anterior en dirección perpendicular a la del escarpe, c) Toma de lecturas en sondeo sísmico de refracción, d) Sismógrafo, e) Geófonos de componente horizontal y vertical f) Toba Faby con una amplia distribución sobre el flanco occidental del volcán

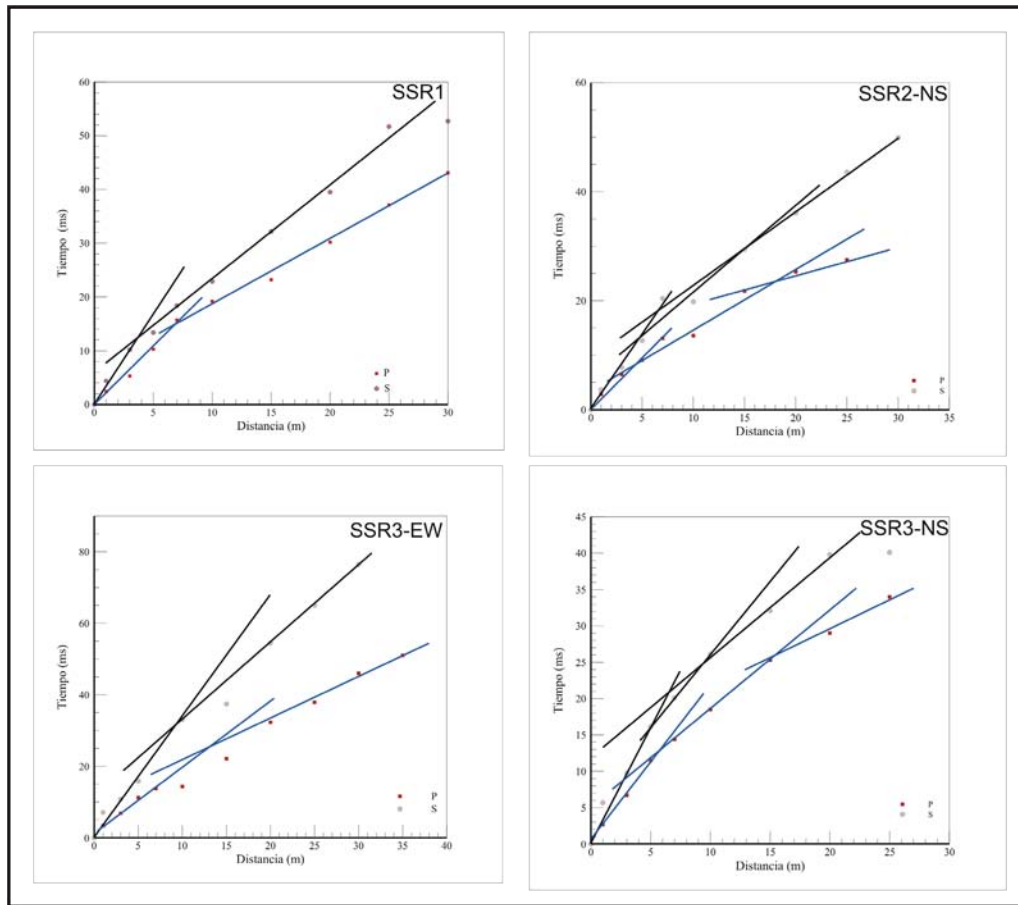


Figura VI.9 Gráficas Distancia tiempo, obtenidas a partir de los registros de propagación de ondas (s y p)

A partir del registro de arribo de las ondas sísmicas [tabla VI.3](#) se determinaron los parámetros mecánicos “G”, “K”, “ ν ” y “E” (Rigidez, Bulk, Poisson, Young respectivamente) de los macizos correspondientes para cada uno de los sondeos, asimismo se propusieron valores de ν de acuerdo a [Alvarez-Manilla et al., 2003](#).

Tabla VI.3 Resultados de la interpretación de los sondeos de exploración de sismología de refracción

SSR	capa	Vp m/s	Vs m/s	ν	m KN/m ³	E KN/m ²	G KN/m ²	K KN/m ²	h _i m	T _i seg	φ °
1	1	446	204	0.368	16.5	9,194	3,360	11,629	0.507	0.010	
	2	754	411	0.288	20.1	21,296	8,267	16,743	29,493	0.287	30
2	1	353	141	0.405	16.3	6473	2304	11327	1.171	0.033	
	2	926	503	0.290	21.5	27921	10818	22209	7.173	0.057	30
	3	2273	1315	0.248	22.5	73880	29596	48894	16.656	0.051	39
3	1	435	203	0.361	16.3	9006	3310	10763	1.265	0.025	
	2	734	383	0.313	20.1	20204	7692	18036	4.007	0.042	25
	3	1000	555	0.278	21.2	30050	11758	22547	35.000	0.252	35
4	1	263	112	0.390	16.3	5067	1823	7662	1.184	0.042	
	2	708	378	0.300	20.1	19776	7606	16482	5.377	0.057	26
	3	1351	768	0.261	21.6	41855	16591	29232	35.000	0.182	36
5	1	448	218	0.344	16.5	9679	3600	10361	3.601	0.066	
	2	2727	1596	0.240	22.7	89819	36229	57486	21.399	0.054	48
6	1	470	229	0.344	16.4	10103	3758	10815	0.922	0.016	
	2	1042	569	0.288	21.5	31486	12225	24729	24.078	0.169	31
	3	806	423	0.311	20.4	22599	8621	19902	35.000	0.331	23
7	1	340	166	0.344	14.3	6373	2370	6821	3.715	0.090	
	2	670	342	0.324	14.5	13135	4961	12424	21.285	0.249	22

Capítulo VII

Modelación de las condiciones de estabilidad en el volcán Cofre de Perote

VII.1 Evaluación de la estabilidad en equilibrio límite.

VII.1.1 Condiciones de equilibrio

El método de equilibrio límite es uno de los más utilizados en la rama de ingeniería de la construcción. La técnica consiste en comparar las fuerzas ejercidas contra las fuerzas que resisten, en este caso se comparan los esfuerzos ejercidos por la masa rocosa y la dirección de sus componentes gravitacionales, con las fuerzas que inducen el movimiento. En el modelo mas simple sugiere que la suma de las fuerzas que resisten el movimiento deben ser mayores o iguales a las fuerzas que lo inducen, de lo contrario se rompen las condiciones de equilibrio.

$$F = \sum_i^n (F_{r(i)} - F_{a(i)}) \dots\dots\dots(13)$$

Donde:

$$F > 0 \quad (i = 1,2,3,\dots,n)$$

F_r = Fuerzas de resistencia

F_a = Fuerzas actuantes

Existe otra forma de analizar la relación de fuerzas actuantes y fuerzas resistentes, esta es dividiendo los resultados de cada una de las fuerzas que intervienen en el sistema:

$$F = \frac{\sum_i^n F_{r(i)}}{\sum_i^n F_{a(i)}} \dots\dots\dots(14)$$

Donde:

$F > 1$ (para que el sistema sea estable)

En el segundo caso, el resultado de la sumatoria de las fuerzas resistentes dividido entre la sumatoria de las fuerzas actuantes debe ser igual o mayor a 1 para considerar que el sistema esta en equilibrio, a este resultado se le denomina como el factor de seguridad (FS). El FS (*Factor de Seguridad*) es expresado en los términos de la ecuación 14, e indicará el número de veces que el talud es más estable que inestable, por lo que en consecuencia cualquier valor de FS menor a 1 implica condiciones de inestabilidad.

El análisis de los esfuerzos se hace utilizando la resultante vectorial de esfuerzos para cada elemento y el vector resultante indica la dirección o grado de estabilidad del sistema. El modelo de la [figura VII.1](#) muestra como actúan las fuerzas en un modelo sujeto únicamente a esfuerzos gravitacionales.

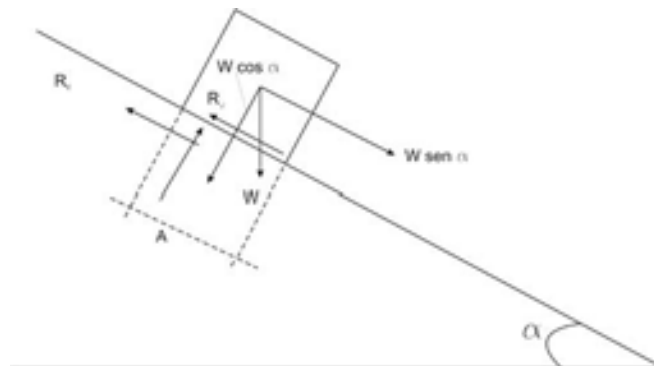


Figura VII.1 Esquema básico de la distribución de los esfuerzos en un modelo de equilibrio límite (Modificado de [González et al., 2002](#))

Donde:

W = Carga gravitacional.

$W \text{ sen } \alpha$ = Componente gravitacional para el movimiento.

$W \text{ cos } \alpha$ = Componente gravitacional del esfuerzo normal.

A = Superficie del estrato sujeto a esfuerzos de fricción.

$R_{\varphi, c}$ = Componentes de resistencia al movimiento del bloque.

VII.1.2 Influencia del agua en las condiciones de equilibrio

Los esfuerzos ejercidos sobre la superficie de deslizamiento ilustrados en la figura VII.1 no consideran la presencia del agua. La influencia que el agua ejerce sobre la superficie de deslizamiento debe ser integrada al modelo, si el sistema se encuentra en condiciones de equilibrio límite muy reducidas, el agua podría romperlas y generar un deslizamiento. El modelo tradicional muestra que la presión hidrostática crece en forma directamente proporcional a la altura de la columna pero en dirección opuesta a la de los esfuerzos normales (σ_n), esto sugiere que una presión excesiva pudiese desestabilizar un sistema en equilibrio e incluso, en un caso extremo, los esfuerzos normales ejercidos pudiesen ser anulados por la sobrecarga hidráulica. El análisis isostático de los esfuerzos sobre la estructura (figura VII.2) muestra como influye una columna hidráulica en la reducción de los esfuerzos normales (incremento de la presión hidrostática o presión neutra " u ".)

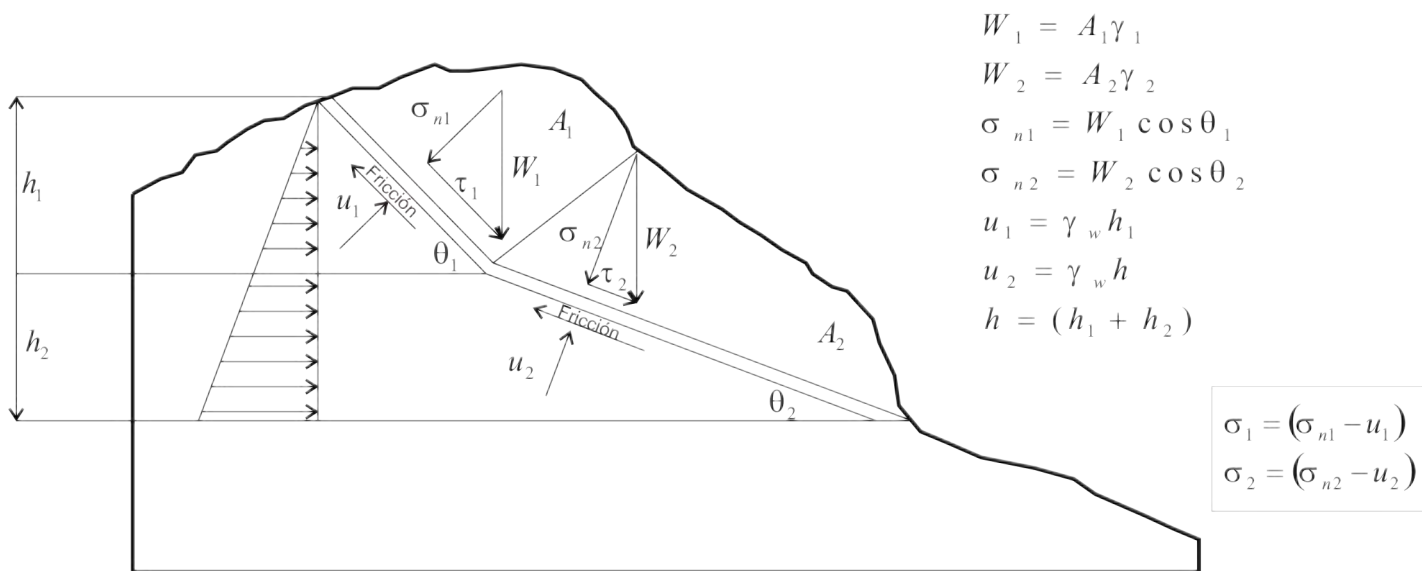


Figura VII.2 Modelo esquemático de la disminución del esfuerzo normal debido a un incremento en la presión neutra o presión de poro por un incremento en la carga hidráulica

Donde:

- W = Peso del bloque
- A = Área (modelo bidimensional)
- γ = Densidad del material
- γ_w = Densidad del agua
- σ_n = Esfuerzo normal
- u = Presión neutra
- h = altura

VII.1.3 Calidad del factor de seguridad (FS)

Sin importar cual sea el modelo propuesto para el cálculo de la estabilidad, los resultados dependerán de la calidad de los datos utilizados. No sirve de nada elaborar un modelo que realice millones de operaciones de cálculo si solamente se cuenta con unos cuantos datos para analizarlo, *“Ningún modelo de cálculo debe ser más complejo que la información inicial que este contenga”*(Gaziev, 1984).

Este postulado puede aplicarse prácticamente a cualquier operación que se lleve a cabo bajo cualquier condición en un medio determinado. El uso del factor de seguridad en condiciones de equilibrio límite es muy común sin embargo se debe utilizar con cautela ya que de la calidad de los datos depende la confiabilidad del modelo, pocos datos pueden ser suficientes si son representativos del sistema que se encuentra siendo evaluado. Por otra parte valores del factor de seguridad muy amplios pueden no significar absolutamente nada si los datos no son representativos, por ejemplo un sistema en el que se determinó un factor de seguridad de 2 cuyos datos tienen una certidumbre estadística del 40%, podría no ser mas adecuado que un modelo con una certidumbre del 90% y un factor de seguridad de tan solo 1.2, por lo que las características del factor de seguridad, no dependerán de un resultado, sino del grado de certidumbre de que los datos involucrados son correctos y estadísticamente válidos.

En resumen, debido a que los modelos de equilibrio límite, se elaboran en base al grado de estabilidad o factor de seguridad, se debe poner especial atención en la calidad de los datos, y que estos sean suficientes para poder generar un estudio de estabilidad confiable, finalmente se debe observar que el factor de seguridad no es un término absoluto, por lo que el valor reportado no se debe manejar en términos deterministas

VII.1.4 Geometría de la superficie de falla.

En general para poder aplicar este tipo de modelo, se debe proponer un tipo de falla o superficie de desequilibrio isostático, en donde la geometría de la superficie de falla depende de las características propias de cada material; la superficie de falla característica para materiales granulares o suelos es generalmente ocasionada por rotación sobre una superficie a lo largo del talud, tal como se observa en el modelo de la [figura III.2 \(a\)](#), las razones para proponer una falla rotacional parecen las mas adecuadas, lo cual se discutirá mas adelante.

La propuesta inicial es que, en los macizos rocosos, la falla se encuentra controlada por el número y características de las discontinuidades contenidas en él, si el talud es lo suficientemente grande y el fracturamiento es intenso, es posible proponer un modelo de rotación, dado que el sistema deja de comportarse como un bloque si no que se comporta en forma similar a un talud granular.

Otro elemento a tomar en consideración es la deformación acumulada; si los esfuerzos se concentran de forma en que la fuerza total de resistencia llega a ser menor que los esfuerzos acumulados de movimiento la falla iniciará. Si la estructura presenta condiciones límites de estabilidad, basta con la presencia de un mecanismo discreto que dispare el evento, debido a que la aceleración gravitacional controlará el proceso y el colapso será instantáneo. Por otra parte es posible que una superficie se encuentre lo suficientemente desestabilizada para iniciar el movimiento mas no a lo largo de toda la superficie de falla, cuando esto ocurre la geometría resultante de los escarpes puede mostrar condiciones similares a las que se observan en el flanco oriental del volcán Cofre de Perote, donde el material remanente debe encontrar nuevamente condiciones de estabilidad adecuadas o iniciará una nueva etapa de deformación, la cual dará paso a un nuevo periodo de deformación y colapso. Esta situación será continua hasta que la estructura encuentre condiciones de estabilidad.

VII.1.5 Características del modelado en equilibrio límite.

El equilibrio límite no es mas que la relación de las fuerzas que actúan en una estructura o sistema determinados; sin embargo para poder evaluarlo existen diversas metodologías, todas ellas igualmente válidas aunque cada una con sus propias limitantes y características en cuanto a las variables y la forma en que son evaluadas en un modelo de estabilidad.

Al analizar la ecuación constitutiva de Mohr-Coulomb ($\tau = c + \sigma \tan \phi$), se observa que un análisis de estabilidad por deslizamientos mide la resistencia al corte a lo largo de una superficie, las resultantes de los esfuerzos actuantes y los esfuerzos resistentes son introducidos a la ecuación y si el resultado es igual a 1 se dice que el sistema está en un estado de falla incipiente.

En el caso de que existir un gradiente hidráulico el esfuerzo normal se ve afectado de acuerdo a como se muestra en la fórmula de la [figura VII.2](#), por lo tanto el valor del esfuerzo normal σ se reemplaza por el valor de σ' donde $\sigma' = (\sigma_n - u)$. Al aplicar este valor la componente normal disminuye a medida que incrementa la presión hidrostática.

Hoek y Brown analizan los esfuerzos de falla a partir de la relación de los esfuerzos principales, sin embargo los criterios de falla analizan el deslizamiento considerando la falla por esfuerzo cortante. Debido a esto, [Hoek et al., \(2002\)](#), introdujeron un modelo empírico para relacionar los esfuerzos de corte a los esfuerzos principales ajustando ambas envolventes de esfuerzos ([figura VII.3](#)).

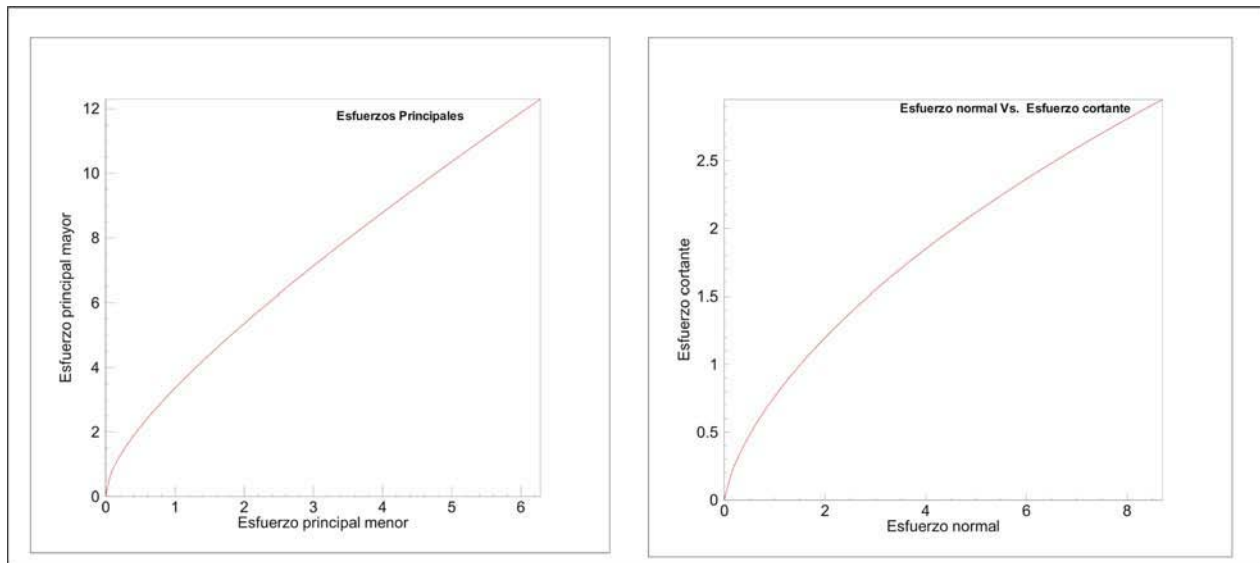


Figura VII.3 Relación de las envolventes entre los esfuerzos principales utilizados en el modelo de estabilidad de Hoek y Borwn (izquierda) y la envolvente de Mohr Coulomb que relaciona el esfuerzo normal Vs el esfuerzo cortante (derecha).

El sistema de ecuaciones constitutivas puede ser aproximado al criterio de Mohr-Coulomb relacionando los esfuerzos por medio de las ecuaciones 8 a la 12 descritas en el capítulo V, sin embargo los cálculos se pueden obtener mediante el código de aplicación libre Roclab (Rocscience Inc, 2002).

La relación entre ambos criterios se ha desarrollado en forma empírica, sin embargo el código ajusta ambas curvas en forma que el modelo conceptual de Mohr Coulomb puede ser aplicado en forma apropiada.

VII.1.6 Método de Bishop simplificado

El método es tan solo una de las variantes de muchos de los métodos para el cálculo de estabilidad en taludes que consideran rotación. El área de rotación es separada en secciones mas pequeñas y se analiza la estabilidad de cada una de ellas, la influencia que tienen con las dos secciones que tienen a la izquierda y a la derecha y el esfuerzo cortante que generan a la superficie de deslizamiento a través de una sección denominada como “dovela”. El método es de aproximaciones, de modo que la solución es iterativa hasta que se alcanzan valores para el factor de seguridad iguales a lo largo de toda la superficie de falla.

Una característica en el criterio de Bishop (1955), es que no considera el efecto de la componente de esfuerzo vertical entre dovelas la diferencia entre el esfuerzo normal generado entre la dovela “n” y la dovela “n+1” denominado “ ΔT_i ” es despreciado, y se genera un modelo de suma con los vectores que influyen en el modelo.

Debido a que la aproximación al factor de seguridad es a partir de la ecuación constitutiva de Mohr-Coulomb, se descomponen los esfuerzos ejercidos por la dovela como se observa en la figura VII.4 y se integran a la ecuación (15)

Donde:

- P =Esfuerzo ejercido por la dovela "n"
- T =Esfuerzo tangencial ejercido por la dovela "n"
- W =Peso de la dovela
- T_r =Esfuerzo de resistencia al deslizamiento
- N_r =Esfuerzo normal sobre la superficie de deslizamiento
- R =Esfuerzo resultante de la carga ejercida sobre la superficie de deslizamiento
- ΔL =Longitud de la superficie de deslizamiento
- α_n =Ángulo de inclinación entre la superficie de deslizamiento y la dovela

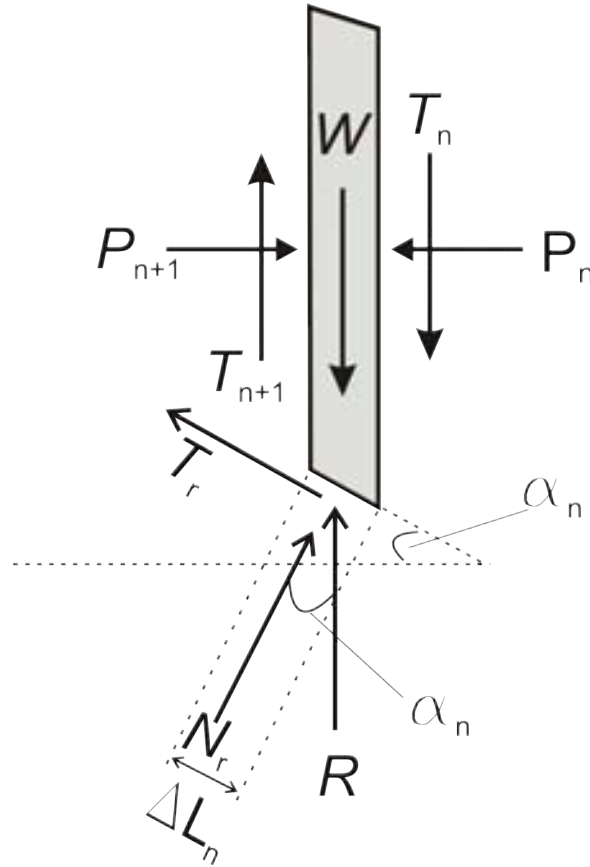


Figura VII.4 Diagrama esquemático de los esfuerzos ejercidos sobre una dovela

$$FS_s = \frac{\sum_{n=1}^{n=p} (cb_n + W_n \tan \phi + \Delta T \tan \phi) 1/m_{\alpha(n)}}{\sum_{n=1}^{n=p} W_n \text{sen} \alpha_n} \dots\dots\dots(15)$$

Como se mencionó antes, el esfuerzo generado por la fuerza tangencial de las dovelas (n y n+1) adyacentes es despreciado en el modelo propuesto por Bishop (1955). Quedando la ecuación 15 expresada como la ecuación 16

$$FS_s = \frac{\sum_{n=1}^{n=p} (cb_n + W_n \tan \phi) \frac{1}{m_{\alpha(n)}}}{\sum_{n=1}^{n=p} W_n \text{sen} \alpha_n} \dots\dots\dots(16)$$

Es importante hacer notar la importancia del factor m_{α} . El factor debe ser incorporado a la ecuación de “FS” para cada iteración, sin embargo es evidente tanto FS como m_{α} se encuentra en ambas ecuaciones (16 y 17). Esto implica que la aproximación de FS es iterativa, sin embargo se debe recordar que en ningún momento este valor puede resultar inferior a 0.2 ya que los resultados del análisis pueden ser inadecuados o incluso erróneos (Whitman y Bailey., 1967) por lo que cualquier superficie con un m_{α} igual o menor a 0.2 deberá ser desechada.

$$m_{\alpha} = \cos \alpha_n + \frac{\text{sen} \alpha_n \tan \phi}{FS_s} \dots\dots\dots(17)$$

Finalmente, si se considera la sobrepresión hidrostática en el modelo, entonces se deberá incorporar al modelo el incremento de la presión neutra “ u ”, dando como resultado la ecuación 18.

$$FS_s = \frac{\sum_{n=1}^{n=p} (cb_n + (W_n - u_n b_n) \tan \phi) \frac{1}{m_{\alpha(n)}}}{\sum_{n=1}^{n=p} W_n \text{sen} \alpha_n} \dots\dots\dots(18)$$

VII.1.7 Aplicación del método de Bishop simplificado a la modelación en el volcán Cofre de Perote.

Posterior a la obtención de los parámetros estructurales (capítulo VI), se procedió a determinar la integridad estructural en el volcán. De acuerdo a como se sugiere en la metodología, para determinar las características estructurales en el volcán se consideraron dos formas de aproximar el problema. La primera a partir de un modelo conceptual sugerido a partir de la reconstrucción de las curvas de nivel, y del volumen aproximado de material contenido en los depósitos próximos al mismo.

La evaluación de la estabilidad en equilibrio límite para la reconstrucción del volcán Cofre de Perote, considera los principales parámetros mecánicos y se procesan por medio de equipo de cómputo y utilerías para analizar propiedades de roca de la empresa Rocscience.

Asimismo se evaluaron las características mecánicas de los macizos de roca utilizando con los parámetros procesados y los resultados del análisis de imágenes digitales. La relación de los esfuerzos principales contra esfuerzo normal, esfuerzo cortante, se elaboró mediante las ecuaciones 6-12 del capítulo V y el código Rocdata 4.0 (Rocscience Inc. 2005), con objeto de asociar las envolventes (figura VII.3), e ilustrar la relación entre ambos sistemas de ecuaciones constitutivas.

A pesar de que la sección evaluada y las propiedades mecánicas de la misma permanecen constantes, se elaboraron un gran número de modelos para determinar el más adecuado en la simulación de estabilidad de la cima reconstruida. La elaboración de la sección final, incluye un modelo que solamente considera 20 dovelas; esto resulta pequeño si se considera que se evaluaron modelos con diversas combinaciones en la separación de las dovelas hasta encontrar un modelo que otorgara la mayor cantidad de información con el menor número de operaciones numéricas posible. Para esto se hicieron simulaciones considerando desde 2 hasta 300 dovelas (Rocscience Inc. 2005), (tabla VII.1). En la tabla es evidente que a partir de este número las variaciones en el FS son mínimas, por lo que no tiene ningún objeto complicar más el modelo si no se obtiene mayor precisión.

Tabla VII.1 Comparativa del no de dovelas Vs FS

No de Dovelas	Factor de seguridad
2	0.679609
5	0.871964
10	0.968
15	1.053
20	1.053
25	1.053
50	1.054
100	1.0542
150	1.05422
300	1.05424

La característica principal del modelo rotacional implica asumir un radio de giro de la superficie de falla, en general se considera que los cambios en la orientación de la pendiente son indicadores de los límites de rotación de un talud y se utilizan para sugerir los diversos radios de rotación en el talud. En este caso y dado que el modelo se está evaluando con un algoritmo para computadora, es posible proponer tantos radios de giro como se considere necesario. Nuevamente se optó por llevar a cabo simulaciones de prueba con objeto de determinar cuantos radios de rotación sería adecuado proponer. En este caso se optó por tomar un área que midiese la misma distancia que la pendiente de la estructura y se elaboró una malla con nodos separados a intervalos continuos de 20 metros en ambas direcciones (x,y), obteniéndose literalmente varios miles de superficies

de falla, las superficies se compararon estadísticamente y se optó por elaborar una malla con 400 nodos (20 x 20) separados a una distancia constante de alrededor de 200 metros en ambas direcciones.

El cálculo del factor de seguridad es iterado de acuerdo a como se indica en las ecuaciones 17 y 18 del capítulo VII. Debido a que el método es iterativo, el sistema podría quedarse atrapado haciendo operaciones hasta que las ecuaciones coincidieran hasta el último decimal. Para evitar ese tipo de errores a diferencia de cuando los cálculos se llevan a cabo de forma manual, se determina un criterio para detener las operaciones. En este caso, se llevaron a cabo 500 iteraciones para cada uno de los radios propuestos en cada uno de los nodos de la malla.

El criterio utilizado considera el incremento de la presión neutra por sobrepresión hidrostática (18 capítulo VII), el cual ha sido identificado como disparador de colapso en estructuras volcánicas por diversos autores (p.e. Kerle, 2002; Sheridan *et al.*, 1999). Sin embargo, posterior a diversas aproximaciones utilizando diferentes alturas en el tirante hidráulico, se concluyó que el agua no presenta un factor de desestabilización en las características estructurales de la cima, esta observación parece quedar confirmada por las características que definen a la licuefacción:

La licuefacción como proceso, es inducida por movimientos sísmicos en donde el agua en un medio suelto (Generalmente granular) ocasiona la pérdida de su resistencia al esfuerzo cortante y rompe el contacto por incrementos de la presión hidrostática (definida como “ u ”) ocasionando que el material entre en movimiento (Colindres *et al.*, 1993). Asimismo un “suelo” puede quedar libre de procesos de licuefacción cuando:

- El material que comprende el talud se encuentra compuesto por rocas.
- Hay presencia de arcillas rígidas.
- Los suelos son no sensitivos.
- Suelos con $N > 30/\text{ft}$.
- El NAF (Nivel de Agua Freática) está debajo de la probable superficie de falla 35 (pies o mas).

VII.1.8. Modelado de estabilidad en equilibrio límite con el método de Bishop simplificado

La sección para la reconstrucción (figura VI.1), se elaboró utilizando los parámetros mecánicos de los núcleos de roca obtenidos en laboratorio (tabla VI.2), las características de deformación del talud se generaron utilizando los mismos parámetros y el índice de resistencia geológico (tabla VI.1). Las condiciones iniciales del modelo son únicamente la carga gravitacional, mientras que para los extremos y la base del modelo se restringieron las deformaciones; en el caso de la base la deformación está restringida en ambas direcciones, y para los extremos se restringió el movimiento en la dirección horizontal.

De acuerdo a lo que se planteo, se llevaron a cabo numerosas modelaciones para poder llegar a lo que se considera la primer aproximación que puede ser presentada en el trabajo. El análisis de esfuerzo deformación para los esfuerzos inducidos por la estructura sobre su superficie de desplante, sugieren que independientemente de los mecanismos que hayan ocasionado su destrucción, ésta siempre ha sido una estructura inestable, muestra de esto son los valores tan cercanos al límite de estabilidad o como se había indicado, el volcán aún sin haber experimentado ningún periodo de destrucción se encontraba en un estado de falla incipiente (figura VII.5).

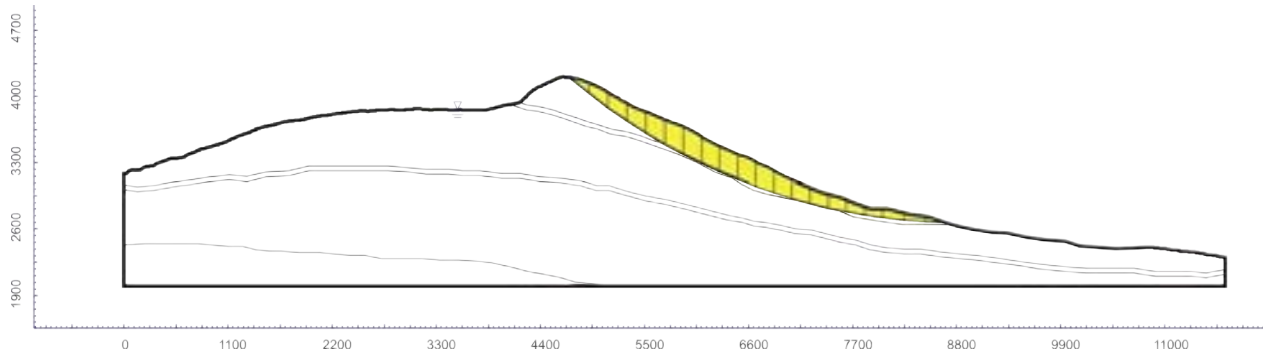


Figura VII.5 Sección de la reconstrucción del volcán Cofre de Perote en este caso el FS es de 1.053; escasamente dentro de los límites de estabilidad (Rocscience Inc. 2003).

El modelo de estabilidad en equilibrio límite para la cima representa la superficie mas grande dentro de los límites de estabilidad que se obtuvo, ésta superficie no representa el único escenario, sin embargo dentro de los límites de lo que se considera un escenario de colapso incipiente ésta es la mayor superficie encontrada. La superficie no implica un deslizamiento sobre toda la línea como se mostrará mas adelante, sin embargo esta es una superficie de debilidad que representa el escenario mas crítico de colapso para la reconstrucción del volcán. El valor de m_{α} más bajo calculado para el modelo fue sobre la dovela 7 (izquierda a derecha) (figura VII.5) y tiene un factor de 1.00805.

A partir de la superficie de falla deducida para la figura VII.5, se calculó el área total susceptible de movilización en caso de que se presentara una falla. Para determinar el área, se tomaron los puntos más bajo (superficie de rotación) y más alto (nivel de terreno), se promediaron los extremos de cada dovela y se multiplicaron por el ancho de cada una (figura VII.6), al final se sumaron todas las áreas y se obtuvo una superficie total aproximada equivalente; para el caso de la reconstrucción, la superficie total calculada fue de 674,776 m². Lo anterior implica que por cada metro lineal en superficie de material que forme parte de la falla entran en movimiento .000675 km³ de material; o bien si la longitud total es de aproximadamente 1482 metros lineales sobre esta superficie de falla, el volumen total será equivalente a 1 km³; sin considerar los incrementos de volumen debidos a la incorporación de material o “bulking”

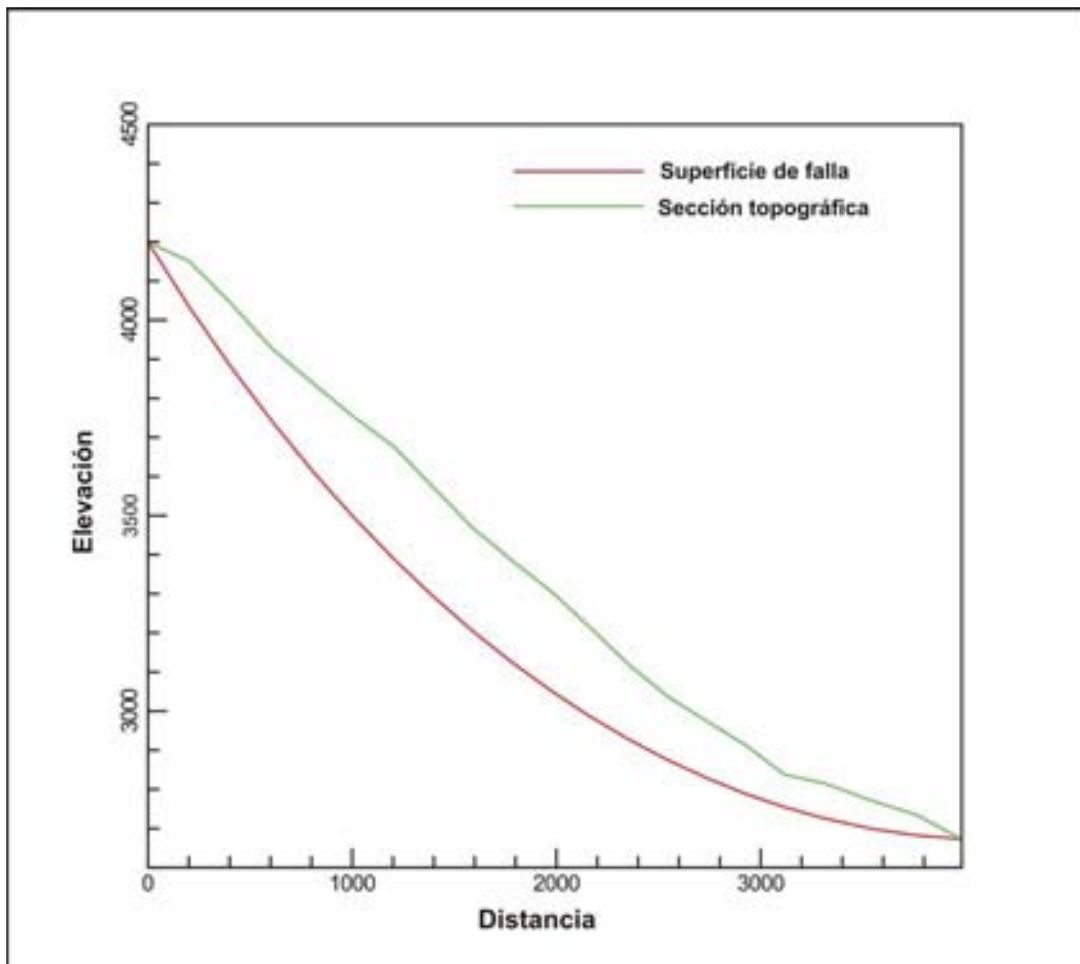


Figura VII.6. Gráfica de la superficie susceptible de falla para la sección reconstruida del volcán Cofre de Perote obtenida por medio del modelado en equilibrio límite.

La modelación numérica a base de iteraciones es un proceso bastante largo, que solamente se facilita gracias al uso de los algoritmos de computadora, por otra parte la salida gráfica es mas fácil de interpretar, a partir de [figuras](#) como las [VII.5](#) y [VII.6](#), sin embargo para procesos de análisis detallado es necesario contar con los datos que resultan de este proceso. Una de las ventajas de trabajar con un número reducido de dovelas es que la tabla resultante es relativamente pequeña. Como se muestra en la [tabla VII.1](#), no es necesario elaborar modelos que incluyan cientos de dovelas ya que la precisión en el valor de análisis mas importante que es el factor de seguridad no varía. la [tabla VII.2](#) incluye los resultados de la última iteración en el modelado de equilibrio límite para la sección mostrada en la [figura VII.5](#) considerando únicamente la acción de la fuerza gravitacional o peso propio de la estructura.

Tabla VII.2 Resultados de la última iteración en el modelado por medio del método de Bishop simplificado

Radio 6396.342	Factor de Seguridad (Bishop)	Fricción Basal	Cohesión Basal	Ancho de la dovela	Área	Longitud de la base	Angulo de la base de la dovela	Peso de la dovela	Resistencia de fricción	Resistencia de cohesión	Resistencia de cizalla	Resistencia al corte accidental	Resistencia de cizalla de la base	Resistencia normal de la base	Esfuerzo normal efectivo
Unidades	-	Grados	Kpa	m	m ²	m	Grados	KN	Kpa	Kpa	Kpa	Kpa	KN	KN	Kpa
1	1.05295	45.76	2.877	202.918	11,902	262.127	-39.2746	306362	860.414	2.877	863.291	819.878	214912	219632	837.885
2	1.05295	45.76	2.877	202.918	28,366	253.957	-36.963	688075	2005.17	2.877	2008.05	1907.07	484313	495894	1952.67
3	1.05295	45.76	2.877	202.918	35,371	246.874	-34.7198	841284	2537.17	2.877	2540.05	2412.31	595538	609962	2470.74
4	1.05295	45.76	2.877	202.918	41,827	240.693	-32.5359	973566	3033.6	2.877	3036.48	2883.78	694107	711048	2954.17
5	1.05295	45.76	2.877	202.918	49,126	235.273	-30.404	1.17E+06	3777.48	2.877	3780.36	3590.25	844689	865469	3678.58
6	1.05295	14.89	0.4	191.165	52,175	217.273	-28.3771	1.24E+06	1513.06	0.4	1513.46	1437.35	312298	1.24E+06	5690.49
7	1.05295	14.89	0.4	191.165	54,207	213.511	-26.4476	1.28E+06	1584.3	0.4	1584.7	1505.01	321336	1.27E+06	5958.44
8	1.05295	14.89	0.4	191.165	51,940	210.164	-24.55	1.20E+06	1501.06	0.4	1501.46	1425.96	299685	1.19E+06	5645.35
9	1.05295	14.89	0.4	191.165	50,134	207.187	-22.6807	1.16E+06	1464.79	0.4	1465.19	1391.51	288303	1.14E+06	5508.93
10	1.05295	14.89	0.4	191.165	49,253	204.542	-20.8365	1.18E+06	1503.01	0.4	1503.41	1427.81	292047	1.16E+06	5652.72
11	1.05295	14.89	0.4	191.165	46,191	202.198	-19.0147	1.10E+06	1408.17	0.4	1408.57	1337.74	270488	1.07E+06	5296.04
12	1.05295	14.89	0.4	191.165	40,197	200.128	-17.2127	922239	1189.46	0.4	1189.86	1130.03	226150	895269	4473.47
13	1.05295	14.89	0.4	191.165	33,872	198.311	-15.4281	773253	1005.29	0.4	1005.69	955.117	189410	749774	3780.79
14	1.05295	14.89	0.4	191.165	29,460	196.729	-13.6588	667645	874.808	0.4	875.208	831.196	163520	647253	3290.08
15	1.05295	14.89	0.4	191.165	25,853	195.366	-11.9026	598804	790.682	0.4	791.082	751.301	146778	580956	2973.69
16	1.05295	14.89	0.4	191.165	19,882	194.209	-10.1577	457721	609.015	0.4	609.415	578.769	112402	444827	2290.45
17	1.05295	14.89	0.4	191.165	16,570	193.249	-8.42227	360041	482.682	0.4	483.082	458.789	88660.6	350811	1815.33
18	1.05295	45.76	2.877	228.011	18,548	229.499	-6.52878	464893	1882.81	2.877	1885.69	1790.86	411001	420790	1833.51
19	1.05295	14.89	0.4	223.883	14,016	224.574	-4.49498	314534	366.259	0.4	366.659	348.221	78201.2	309343	1377.47
20	1.05295	14.89	0.4	223.883	5,886	224.094	-2.48538	141036	165.676	0.4	166.076	157.724	35345.1	139631	623.092

VII.1.9. Elementos de disparo sobre la estructura

VII.1.9.1 Sismos

Debido a que la simulación se elaboró sobre un modelo de reconstrucción del volcán, para la evaluación de los mecanismos de disparo se utilizó la misma sección aunque considerando como disparador un evento sísmico cuya componente horizontal fuese una aceleración de 0.1g. Existe poca información acerca de sismos en la zona, sin embargo es claro que hay sismicidad en esta y evidencia de ello es un sismo documentado de 1920 que fue denominado como el sismo de Xalapa. (6.5 grados en escala de Richter; [Suárez, 1992](#)), es muy probable que los datos del sismo existan sin embargo no fue posible obtenerlos, por tal razón se optó por interpolar un informe que relaciona aceleración Vs. intensidad, para poder proponer una aceleración para el volcán en caso de que un sismo de gran intensidad llegase a presentarse. El modelo del cual se interpoló fue propuesto por [Mualchin, \(1996\)](#) para el oeste de los Estados Unidos en el que se observa que un sismo de intensidad considerable (6 grados) cuyo epicentro se ubicara a una distancia no inferior a 15 km podría generar la aceleración propuesta (0.1g).

De las consideraciones geométricas para el modelo afectado únicamente por la componente gravitacional se obtiene una sección ([figura VII.5](#)) que es la superficie mas grande obtenida con los parámetros de resistencia mas bajos, por lo anterior es evidente que la superficie desestabilizada que se obtenga sea sobre la misma superficie que se obtuvo en el modelado estático aunque con un factor de seguridad mas bajo que es lo que está siendo evaluado. El factor de seguridad (FS) que fue calculado como de 1.053 se redujo a un factor de 0.798 ([tabla VII.3](#)), utilizando los mismos parámetros de resistencia mecánicos y una aceleración sísmica horizontal de 0.1g. Si se considera que el factor de estabilidad es resultado de un modelo estadísticamente confiable, la modelación sugiere que un evento sísmico es suficiente para haber ocasionado el colapso generando la topografía actual.

VII.1.9.2 Eventos de disparo sobre la estructura sin un radio de falla propuesto.

El criterio utilizado considerando una malla separada a intervalos continuos es el más adecuado, sin embargo con objeto de verificar tal propuesta, se elaboró una simulación adicional proponiendo radios de rotación del talud de manera aleatoria. Se tomaron 1000 secciones a distancias arbitrarias pero distribuidas en un amplio espacio; el criterio de calculo se tomo bajo las mismas condiciones mecánicas que aquellos utilizados para las secciones separadas a intervalos constantes, posteriormente se filtraron los resultados y se consideraron aquellos con un coeficiente de seguridad igual o menor a 1.5, en la ([figura VII.7](#)), se ilustra la sección de falla con el coeficiente de seguridad mas bajo obtenido (0.968) y los resultados se condensaron en la [tabla VII.4](#).

Tabla VII.3. Resultados de la evaluación de estabilidad estructural considerando una aceleración gravitacional de 0.1g ocasionada por un sismo

Radio 6396.342	Factor de Seguridad (Bishop)	Fricción Basal	Cohesión Basal	Ancho de la dovela	Area	Longitud de la base	Angulo de la base de la dovela	Peso de la dovela	Resistencia de fricción	Resistencia de cohesión	Resistencia de cizalla	Resistencia al corte accidental	Resistencia de cizalla de la base	Resistencia normal de la base	Esfuerzo normal efectivo	Esfuerzo sismico horizontal
Unidades	-	Grados	Kpa	m	m ²	m	Grados	KN	Kpa	Kpa	Kpa	Kpa	KN	KN	Kpa	KN
1	0.797927	45.76	2.877	202.918	11,902	262.127	-39.2746	306362	755.044	2.877	757.921	949.863	248984	192735	735.274	30636.2
2	0.797927	45.76	2.877	202.918	28,366	253.957	-36.963	688075	1770.02	2.877	1772.9	2221.88	564262	437739	1723.67	68807.5
3	0.797927	45.76	2.877	202.918	35,371	246.874	-34.7198	841284	2252.19	2.877	2255.07	2826.16	697705	541449	2193.22	84128.4
4	0.797927	45.76	2.877	202.918	41,827	240.693	-32.5359	973566	2707.78	2.877	2710.66	3397.12	817665	634680	2636.88	97356.6
5	0.797927	45.76	2.877	202.918	49,126	235.273	-30.404	1.17E+06	3390.41	2.877	3393.29	4252.63	1.00E+06	776785	3301.64	117486
6	0.797927	14.89	0.4	191.165	52,175	217.273	-28.3771	1.24E+06	1458.16	0.4	1458.56	1827.94	397161	1.19E+06	5.48E+03	123657
7	0.797927	14.89	0.4	191.165	54,207	213.511	-26.4476	1.28E+06	1530.72	0.4	1531.12	1918.87	409700	1.23E+06	5.76E+03	128247
8	0.797927	14.89	0.4	191.165	51,940	210.164	-24.55	1.20E+06	1453.9	0.4	1454.3	1822.6	383045	1.15E+06	5.47E+03	120398
9	0.797927	14.89	0.4	191.165	50,134	207.187	-22.6807	1.16E+06	1422.2	0.4	1422.6	1782.87	369388	1.11E+06	5.35E+03	116452
10	0.797927	14.89	0.4	191.165	49,253	204.542	-20.8365	1.18E+06	1462.78	0.4	1463.18	1833.73	375075	1.13E+06	5.50E+03	118470
11	0.797927	14.89	0.4	191.165	46,191	202.198	-19.0147	1.10E+06	1373.68	0.4	1374.08	1722.06	348198	1.04E+06	5.17E+03	110073
12	0.797927	14.89	0.4	191.165	40,197	200.128	-17.2127	922239	1162.99	0.4	1163.39	1458.02	291790	875346	4373.92	92223.9
13	0.797927	14.89	0.4	191.165	33,872	198.311	-15.4281	773253	985.15	0.4	985.55	1235.14	244942	734756	3705.06	77325.3
14	0.797927	14.89	0.4	191.165	29,460	196.729	-13.6588	667645	859.221	0.4	859.621	1077.32	211939	635721	3231.46	66764.5
15	0.797927	14.89	0.4	191.165	25,853	195.366	-11.9026	598804	778.339	0.4	778.739	975.953	190668	571888	2927.27	59880.4
16	0.797927	14.89	0.4	191.165	19,882	194.209	-10.1577	457721	600.853	0.4	601.253	753.519	146340	438866	2259.76	45772.1
17	0.797927	14.89	0.4	191.165	16,570	193.249	-8.42227	360041	477.283	0.4	477.683	598.655	115690	346886	1795.02	36004.1
18	0.797927	45.76	2.877	228.011	18,548	229.499	-6.52878	464893	1825.25	2.877	1828.13	2291.1	525804	407926	1777.46	46489.3
19	0.797927	45.76	0.4	223.883	14,016	224.574	-4.49498	314534	364.034	0.4	364.434	456.726	102569	307464	1369.1	31453.4
20	0.797927	45.76	0.4	223.883	5,886	224.094	-2.48538	141036	165.113	0.4	165.513	207.429	46483.5	139157	620.977	14103.6

Tabla VII.4. Resultados de la evaluación de estabilidad estructural considerando radios de manera aleatoria bajo el criterio modificado de Bishop.

Radio 1454.353	Factor de Seguridad (Bishop)	Fricción Basal	Cohesión Basal	Ancho de la dovela	Área	Longitud de la base	Ángulo de la base de la dovela	Peso de la dovela	Resistencia de fricción	Resistencia de cohesión	Resistencia de cizalla	Resistencia al corte accidental	Resistencia de cizalla de la base	Resistencia normal de la base	Esfuerzo normal efectivo	Esfuerzo sismico horizontal
Unidades	-	Grados	Kpa	m	m ²	m	Grados	KN	Kpa	Kpa	Kpa	Kpa	KN	KN	Kpa	KN
1	0.96762	45.76	2.877	84.3855	3546	151.743	-56.2128	85422.9	400.501	2.877	403.378	416.876	63257.9	59181.8	390.014	8542.29
2	0.96762	45.76	2.877	84.3855	9195	132.954	-50.6026	223044	1183.34	2.877	1186.22	1225.91	162990	153211	1152.36	22304.4
3	0.96762	45.76	2.877	84.3855	13076	120.622	-45.606	307087	1792.83	2.877	1795.71	1855.8	223850	210592	1745.89	30708.7
4	0.96762	45.76	2.877	84.3855	16015	111.855	-41.0255	378655	2395.73	2.877	2398.61	2478.87	277275	260958	2333	37865.5
5	0.96762	45.76	2.877	84.3855	18222	105.312	-36.7467	432025	2933.43	2.877	2936.31	3034.57	319577	300838	2856.63	43202.5
6	0.96762	14.89	0.4	73.8536	17487	87.9987	-32.9381	412528	1260.93	0.4	1261.33	1303.54	114710	417311	4742	41252.8
7	0.96762	14.89	0.4	73.8536	18545	84.8816	-29.5322	432727	1348.24	0.4	1348.64	1393.77	118305	430401	5071	43272.7
8	0.96762	14.89	0.4	73.8536	19455	82.3371	-26.2379	459190	1456.17	0.4	1456.57	1505.31	123943	450921	5477	45919
9	0.96762	14.89	0.4	73.8536	19769	80.2524	-23.0348	469079	1512.28	0.4	1512.68	1563.3	125458	456440	5688	46907.9
10	0.96762	14.89	0.4	73.8536	19145	78.5468	-19.9064	448955	1470.2	0.4	1470.6	1519.81	119376	434308	5529	44895.5
11	0.96762	14.89	0.4	73.8536	18521	77.1621	-16.8389	437945	1455.76	0.4	1456.16	1504.89	116120	422461	5475	43794.5
12	0.96762	14.89	0.4	73.8536	17395	76.0555	-13.8204	410228	1383.49	0.4	1383.89	1430.2	108775	395731	5203.19	41022.8
13	0.96762	14.89	0.4	73.8536	15342	75.1956	-10.8407	360972	1234.68	0.4	1235.08	1276.41	95980.4	349173	4643.53	36097.2
14	0.96762	14.89	0.4	73.8536	13493	74.5595	-7.89053	319611	1108.5	0.4	1108.9	1146.01	85445.8	310838	4168.99	31961.1
15	0.96762	14.89	0.4	73.8536	11771	74.1314	-4.96129	278826	980.477	0.4	980.877	1013.7	75147	273359	3687.49	27882.6
16	0.96762	45.76	2.877	68.3846	9063	68.4329	-2.15277	215476	3111.57	2.877	3114.45	3218.67	220263	207358	3030.09	21547.6
17	0.96762	45.76	2.877	68.3846	7107	68.3877	0.542573	168009	2548.5	2.877	2551.38	2636.76	180322	169722	2481.76	16800.9
18	0.96762	45.76	2.877	68.3846	5144	68.4941	3.23912	122274	1953.47	2.877	1956.35	2021.81	138482	130298	1902.33	12227.4
19	0.96762	45.76	2.877	68.3846	3131	68.7542	5.94289	74352.2	1255.33	2.877	1258.21	1300.31	89401.8	84049.2	1222.46	7435.22
20	0.96762	45.76	2.877	68.3846	1036	69.1733	8.66005	24623.9	441.504	2.877	444.381	459.252	31767.9	29740.6	429.943	2462.39

El área total de la superficie propuesta en esta sección se estimó de la suma de las áreas de las dovelas, obtenida a partir de la misma forma en que se obtuvo el área mostrada en la figura VII.6, y arroja un área de 256,458 m² o 26x10⁻⁵ km³ de material por cada metro lineal de falla del área estimada.

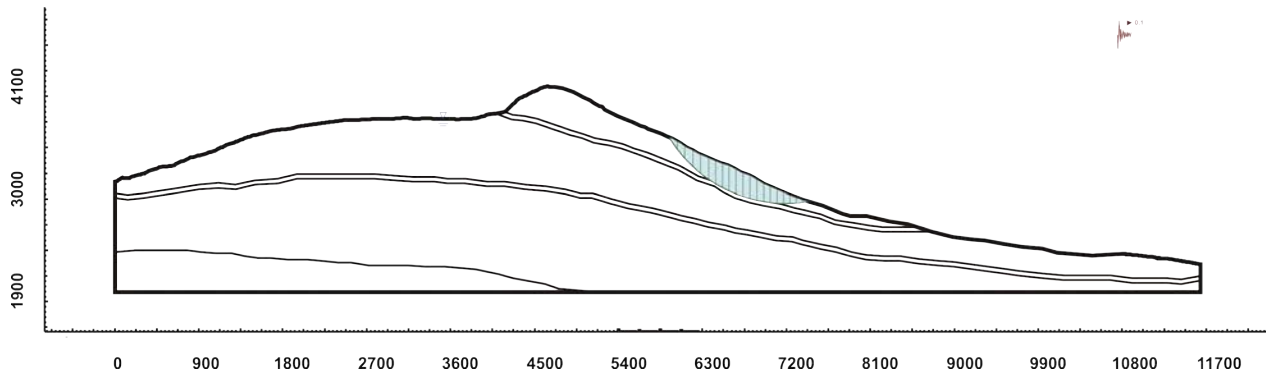


Figura VII.7 Sección de la reconstrucción después de considerar radios de falla aleatorios el factor de seguridad mas bajo obtenido fué para la sección propuesta con un valor de 0.968 en el que se considera aceleración sísmica de 0.1g (Rocscience Inc, 2003)

VII.1.9.3 Precipitación

Las secciones reconstruidas del volcán presentadas en las figuras VII.7 y VII.5, se analizaron considerando incremento en la presión neutra por medio de la fórmula 18 del capítulo VII. Considerando la sobrepresión hidrostática se corrieron varias simulaciones variando la altura del tirante hidráulico. El volcán se encuentra compuesto por numerosas coladas de lava intensamente fracturadas, sin embargo el fracturamiento sirve para que el agua circule de modo que no es posible elevar lo suficiente la presión hidrostática como para desestabilizar la estructura.

VII.1.10 Comparación entre la sección actual y la reconstrucción de los eventos de colapso.

Posterior a la reconstrucción del comportamiento estructural del volcán, se tomaron la sección correspondiente al corte actual del CP y el modelo propuesto de falla, con objeto de comparar entre la morfología actual de la cima y la superficie obtenida por la modelación, el resultado arroja una muy buena correlación entre ambas. (figura VII.8). La distancia total de la superficie de debilidad se observa mucho mayor, sin embargo el punto de ruptura también denominado como punto de ruptura de Coulomb determinado por medio de modelación en equilibrio límite, son prácticamente el mismo. Por otra parte, es probable que el volcán haya experimentado procesos de colapso continuo en forma similar a como se presenta en la figura VII.7, de haber ocurrido un escenario similar, es muy probable que la masa que quedara del volcán experimentara un periodo de relajamiento y haber ocasionado un segundo colapso, dando lugar a la morfología actual.

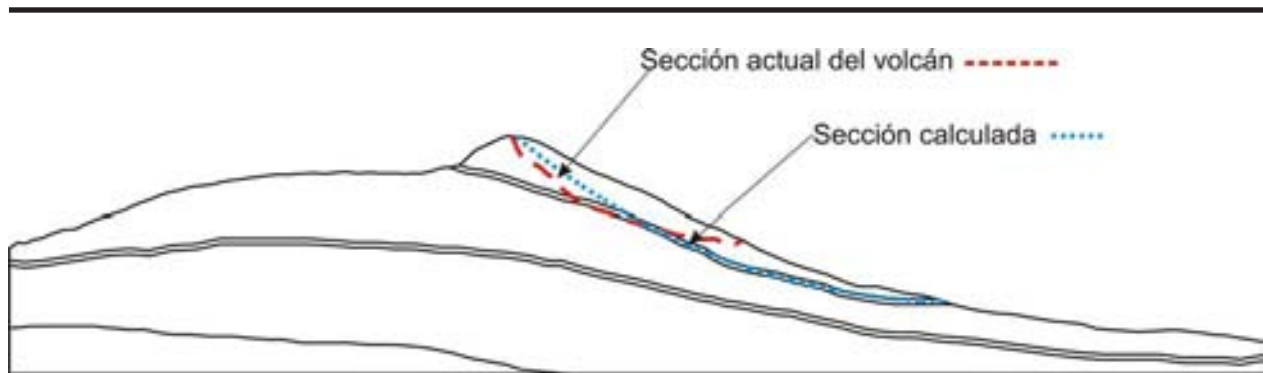


Figura VII.8 Sección comparativa de la topografía de reconstrucción (teórica), la sección actual, y el modelo de falla calculado (Rocscience Inc, 2003).

VII.2 Modelación mediante elementos finitos.

VII.2.1 Reconstrucción en el volcán Cofre de Perote.

En la aplicación de de los diferentes métodos utilizados en esta modelación, la información fue introducida a los códigos en forma vectorial, por tal razón las secciones en cualquiera de las modelaciones puede ser obtenida directamente de los modelos de elevación digital, y posteriormente pueden ser adecuados para que sean interpretados por los programas que llevan a cabo las operaciones numéricas.

Para homogeneizar las secciones, se forzaron a que estas partieran del origen, de forma que fuese posible integrar la superficie de falla determinada a través del análisis de equilibrio límite en el modelo elaborado con elementos finitos, y llevar a cabo comparaciones entre las superficies de falla y la concentración de esfuerzos cortantes a lo largo de la misma.

El objetivo es obtener los esfuerzos en la estructura y así poder determinar la concentración necesaria para inducir la falla. En el caso de la reconstrucción, el objetivo es determinar los esfuerzos de corte presentes en la estructura durante la aplicación de una carga externa (sísmica), igualando las condiciones de falla que fueron evaluadas por el primer método.

Este tipo de evaluación, también denominado como análisis de esfuerzo-deformación por medio de elementos finitos, considera el desplazamiento de nodos (o vértices) de un elemento, cuya área es considerada como un elemento cuyas características mecánicas, térmicas, etc. (para el presente caso estructurales) son continuas. Para su evaluación se elaboran ecuaciones diferenciales de equilibrio, minimizando la energía potencial del sistema a partir de la expresión de la energía de deformación (Apéndice 2).

La discretización del sistema es fundamental (Segerlind, 1984) dado que un mal juicio en el mallado puede conducir a conclusiones inadecuadas. En el caso de las seis secciones elaboradas para evaluar la estabilidad del CP, se evaluaron los mismos cortes que fueron

analizados con el criterio de equilibrio límite, se discretizó el sistema eligiendo nodos cuya separación no fuera superior a los 5 metros, para el caso del material interestratificado, y para el restante material de roca, cuyos estratos son bastante mas grandes, el sistema se discretizó utilizando nodos separados a una distancia máxima de 30 metros. Para poder elaborar la malla, se utilizó el código ANSYS debido a que la cantidad de datos que puede ser utilizada en este solamente depende de la capacidad de cómputo con que se cuente (figura VII.9) y también por que se pueden construir bases de datos que comprendan las coordenadas cada uno de los vértices que comprende la topografía del sistema, finalmente para la elaboración de la malla se utilizó un elemento finito del tipo “2-Hipercubo-2D”, que en el código ANSYS se denomina como “PLANE82” y puede ser utilizado como un elemento finito cuadrado o triangular. El elemento utiliza ecuaciones diferenciales de segundo grado que para el primer caso cuenta con 8 constantes de forma.

El uso de este tipo de elementos, permite utilizar 8 nodos con 2 grados de libertad (x,y) cada uno. La elección del elemento finito es la mas adecuada, puesto que permite calcular los siguientes parámetros: creep; hinchamiento; esfuerzos; deformaciones; y endurecimiento.

Los parámetros mecánicos utilizados para el sistema se determinan a partir de los datos obtenidos a partir de los sondeos de sismología de refracción (tabla VI.3) los datos contienen la información mecánica de las condiciones de los macizos y no de los núcleos como es el caso del modelado en equilibrio límite. Sin embargo, de acuerdo a la ecuación constitutiva, el modelado se lleva a cabo en el estado plástico.

En la modelación en el estado plástico se volvió a utilizar el mismo criterio para desestabilizar la estructura, considerando una aceleración sísmica horizontal de 0.1g, y se determinaron los esfuerzos cortantes a lo largo de toda la estructura. La sección obtenida por medio del modelado de equilibrio límite se superpuso sobre el modelo de elementos finitos y se determinaron los esfuerzos cortantes a lo largo de la superficie de ruptura sugerida por medio de las modelaciones utilizando el criterio de equilibrio límite.

En el modelo, la línea segmentada representa la superficie de falla o superficie de ruptura. Asimismo, se agregó la topografía actual del volcán sobre un modelo que representa la concentración de esfuerzos cortantes o de cizalla separados en una cuadrícula o malla con separaciones a cada 5 metros en toda la sección.

Del resultado del análisis es claro que la mayor concentración de esfuerzos se encuentra hacia la parte inferior del volcán, donde los esfuerzos de corte son superiores a los 4,600 KPa (Kilo Pascales). Esto es por demás evidente además de que confirma que los principales esfuerzos son ocasionados por la componente gravitacional, por lo tanto a medida que la profundidad es mayor, mayor será las concentración de esfuerzos.

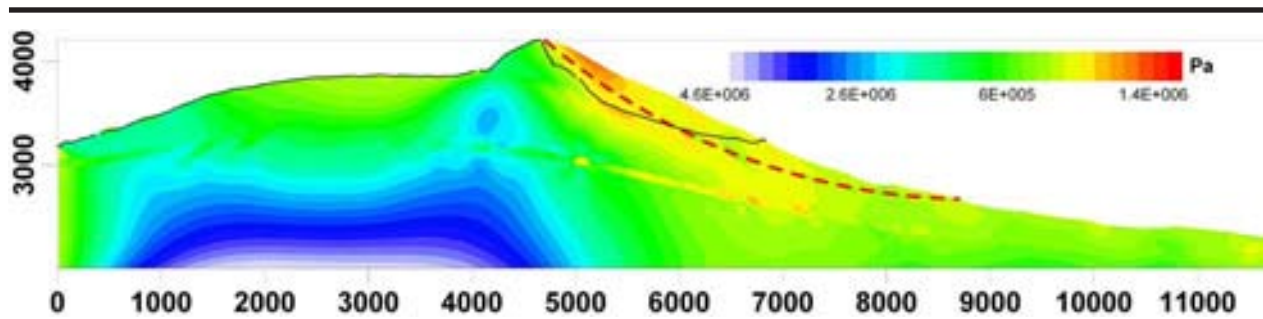


Figura VII.9 Resultados conjuntos de los análisis de esfuerzos de corte en la sección reconstruida del volcán Cofre de Perote durante la aplicación de una carga producida por un sismo con una componente horizontal de aceleración de masa de 0.1g (ANSYS, 1994). y la evaluación por medio del modelado en equilibrio límite (línea punteada; Rocscience Inc, 2003). (Escala gráfica en Pascales).

VII.2.2 Modelo de desplazamiento

Los resultados de la modelación sugieren una superficie muy grande, una importante cuestión es que tan probable es un desplazamiento con estas dimensiones. Desde el punto de vista del análisis numérico, la inestabilidad de esta porción es posible, sin embargo el rompimiento de un sector tan grande muy probablemente suceda en etapas como se observa en el ejemplo de la figura VII.7, si la base (pie) de la superficie de debilidad colapsara, una redistribución de los esfuerzos daría inicio empezándose a deformar las pendientes por la parte faltante y volviéndose muy susceptibles de inestabilidad (falla incipiente). Asimismo se han hecho consideraciones acerca de la rotación de la superficie; en esta escala la rotación de una superficie parece ser el escenario mas adecuado, sin embargo un análisis detallado de la superficie de falla, deja claro que la falla del talud es una combinación entre el deslizamiento (figura V.2b) y la falla por rotación (figura V.2a). Los vectores de desplazamiento correspondientes a los esfuerzos cortantes determinados mediante la deformación en el estado plástico, muestran como se distribuyen los esfuerzos en respuesta al soporte y a la deformación de la estructura, mostrando que los desplazamientos a lo largo de la superficie de falla propuesta, sugieren esta combinación entre deslizamiento y rotación (figura VII.10).

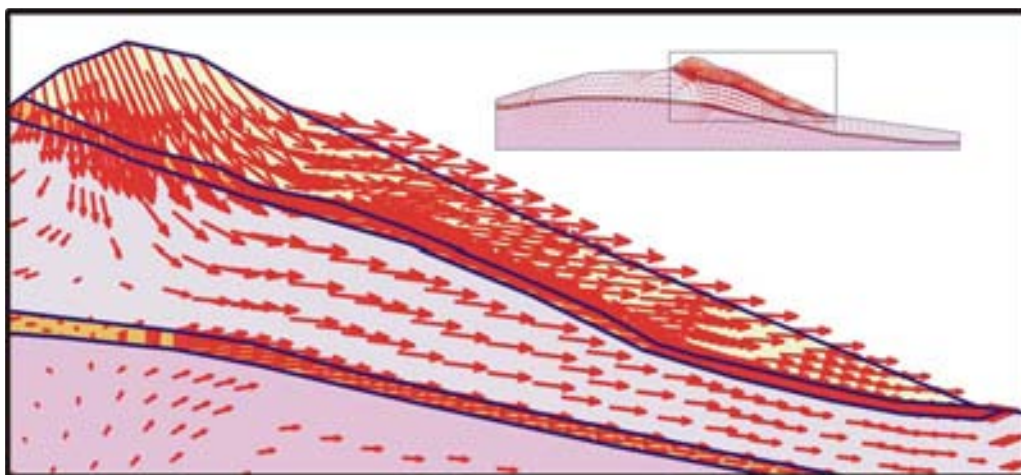


Figura VII.10. Modelo determinado a partir del análisis de deformaciones en el estado plástico de los vectores de desplazamiento, ocasionados por la fuerza cortante en el volcán Cofre de Perote (Plaxis, 2002).

VII.3 Evaluación de las condiciones de estabilidad presentes en el volcán Cofre de Perote.

Para determinar las condiciones de estabilidad en la cima se trazaron un total de seis secciones (figura VII.11), en donde el criterio de análisis para su estabilidad es consistente con el criterio utilizado para proponer el modelo de falla del antiguo volcán.

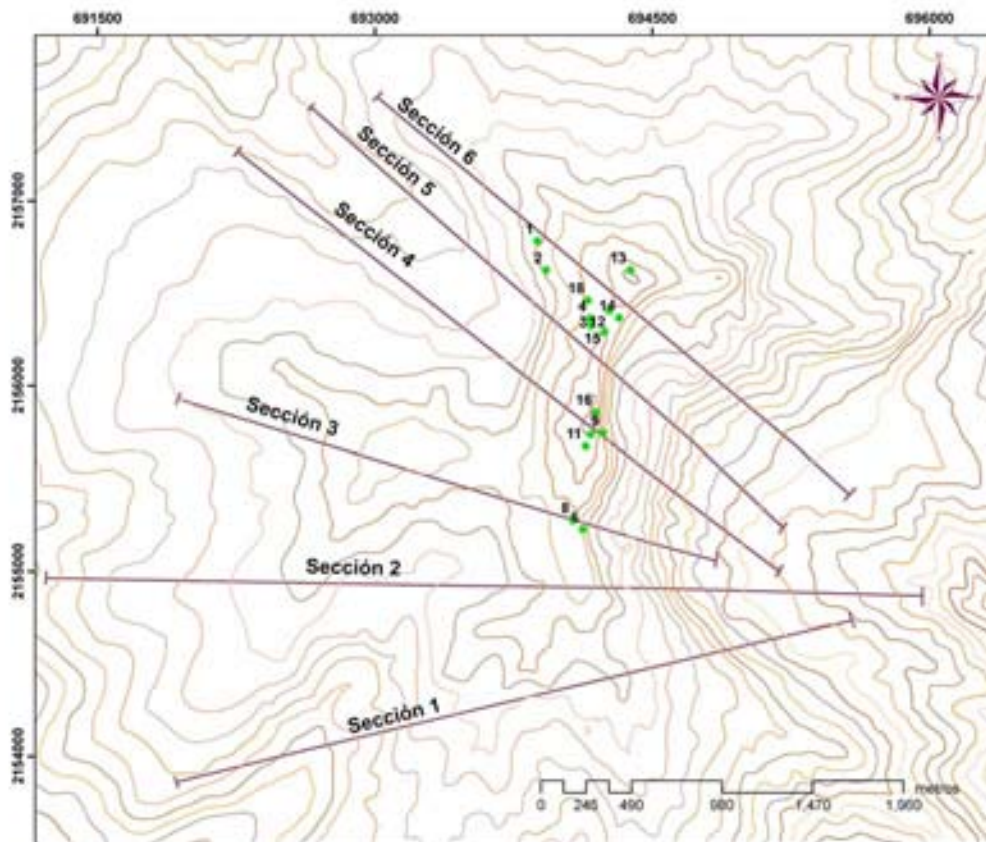


Figura VII.11 Ubicación de las secciones estructurales que se utilizaron para evaluar la estabilidad de la cima del volcán Cofre de Perote. Curvas de nivel a cada 50 m. Los números indican las estaciones estructurales cuyas resultantes aparecen en la figura. VII.12.

Las secciones se trazaron en base a la geometría de la estructura y las condiciones locales de fracturamiento determinadas a partir de los diagramas de polos (figura VII.12). En base a la orientación preferencial de las fracturas se observan como las direcciones de mayor densidad en el fracturamiento aquellas con orientaciones NW-SE y NE-SW.

Otra consideración en la elaboración de las secciones es su estructura y estratigrafía, ya que el comportamiento de inestabilidad observado para el volcán corresponde a la última etapa de construcción del mismo.

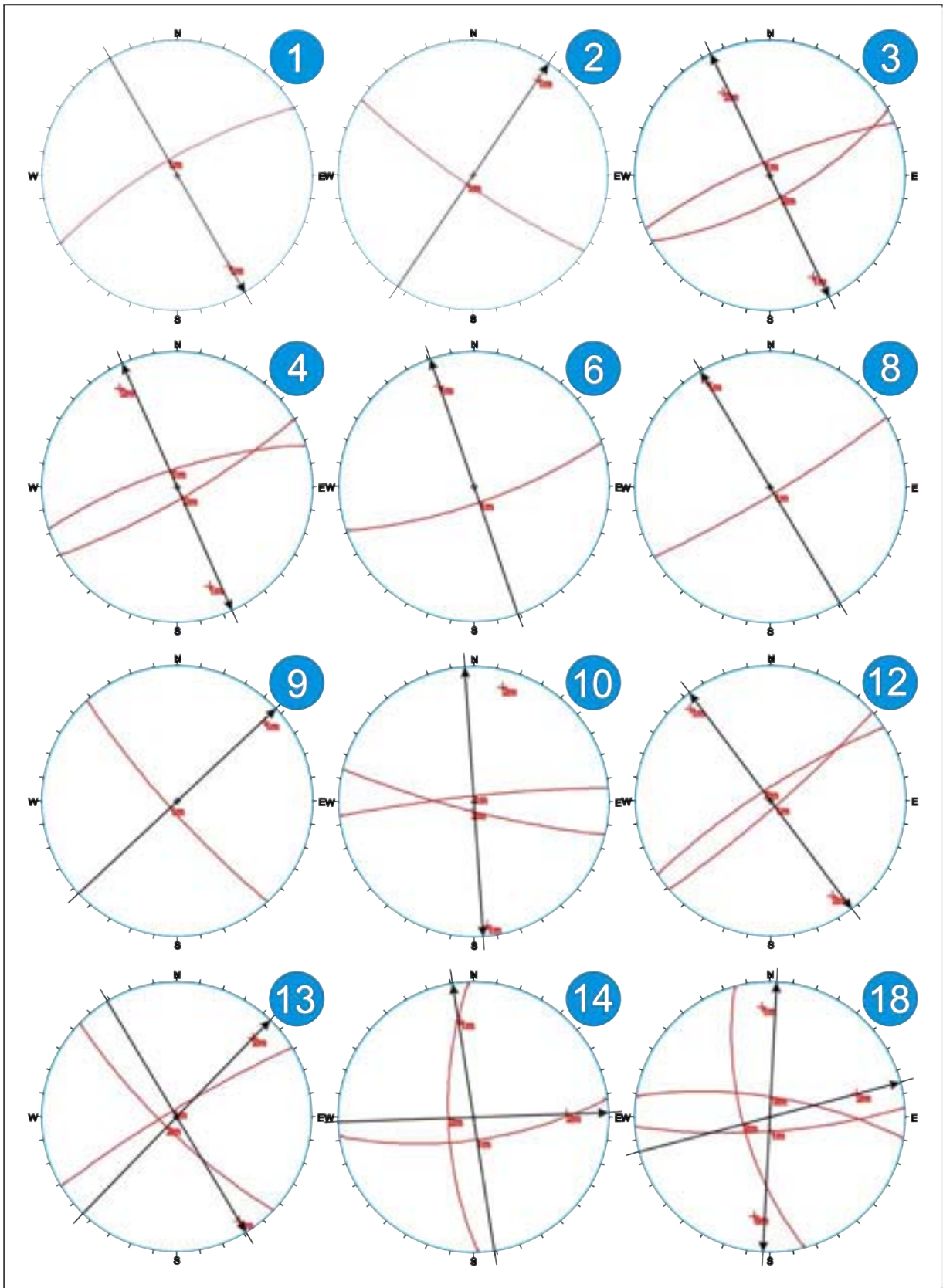


Figura VII.12 Orientaciones resultantes de las fracturas medidas directamente sobre los afloramientos; los números corresponden a la ubicación de acuerdo a como se muestra en la figura VII.11 (Rocscience Inc. 1998)

VII.3.1 Evaluación de las condiciones de estabilidad en equilibrio límite

De los resultados de cada uno de los análisis se obtiene un número muy grande de posibles superficies de falla. Las consideraciones para la elección de la superficie de falla, es en base a las superficies que se encuentran cercanas al límite del equilibrio isostático, utilizando el mismo coeficiente de aceleración sísmica propuesto para el de reconstrucción.

Las secciones trazadas en la [figura VII.10](#) se evaluaron mediante el método de equilibrio límite y se determinaron las superficies de falla mas grandes dentro de las condiciones críticas para falla estructural considerando un sismo que produjera una aceleración con componente gravitacional horizontal de 0.1g. ([Tablas VII.5; VII.6; VII.7; VII.8; VII.9; VII.10](#)). Los resultados presentados en las tablas corresponden a las secciones de la 1 a la 6 respectivamente; las superficies de falla se evaluaron bajo el mismo criterio de la máxima superficie en el límite de estabilidad o por debajo del mismo.

De los resultados de la modelación en equilibrio límite se observa que aún en la actualidad gran parte de la cima se encuentra en condiciones de equilibrio ligeramente por encima de los límites de estabilidad, y en caso de que se presentara un sismo cuya aceleración le permitiera llegar a 0.1g en la componente horizontal este podría alcanzar un escenario de inestabilidad. Aún cuando no se tienen datos acerca de los parámetros de aceleración sísmica en el área de la cuenca de Veracruz, [Mualchin, \(1996\)](#) propone que se puede obtener una aceleración próxima a 0.1g con un terremoto de magnitud de 5.2 cuyo epicentro se encontrara a una distancia de aproximadamente 12 kilómetros para el occidente de los Estados Unidos. Aún cuando dicho estudio no fue elaborado para el sector oriental de CVTM, lo anterior implica que un terremoto lo suficientemente fuerte podría comprometer la integridad estructural en el Cofre de Perote. Independientemente de que el área es poco sísmica, se tienen registros históricos de un terremoto de 6.5 grados en la escala de Richter denominado como el sismo de Xalapa ([Suárez, 1992; Camacho, 1922](#)), observando dichas condiciones, un nuevo sismo con características similares podría ser suficiente para comprometer la estabilidad estructural del volcán.

Tabla VII.5 Resultados de la modelación en equilibrio límite bajo la acción de un sismo con una aceleración horizontal de 0.1g

Rapio Tan 349m	Factor de Seguridad Banco	Resion Base	Coesion Base	Unio de la de la	Area	Longio de la base	Angulo de base de la de la	Peso de la de la	Resistencia de traccion	Resistencia de coesion	Resistencia de cizalla	Resistencia al corte accidena	Resistencia de cizalla de la base	Resistencia norma de la base	Esuerzo norma atrico	Esuerzo norma horizontal
Unidades	-	Grados	Kpa	m	m ²	m	Grados	KN	Kpa	Kpa	Kpa	Kpa	KN	KN	Kpa	KN
1	1.027	46.76	0.877	46.47	0.2293	101.88	-70.7626	61.449	0.01	0.877	0.00	0.08	40.189	40.450	0.00	6.448
2	1.027	46.76	0.877	46.47	0.3336	82.07	-61.8022	140.319	1.17	0.877	1.174	1.143	108.113	104.304	1.140	14.030
3	1.027	46.76	0.877	46.47	0.3323	75.96	-55.0905	107.558	1.616	0.877	1.616	1.687	141.828	141.680	1.688	10.750
4	1.027	46.76	0.877	46.47	0.3176	66.78	-46.0271	259.306	0.807	0.877	0.810	0.840	169.881	169.840	0.859	23.931
5	1.027	46.76	0.877	46.47	0.2288	60.70	-44.0901	270.388	0.028	0.877	0.028	0.146	160.808	160.827	0.140	27.017
6	1.027	46.76	0.877	46.47	0.1892	56.40	-36.8126	284.947	0.873	0.877	0.878	0.878	201.881	201.816	0.878	28.436
7	1.027	46.86	0.400	46.36	0.1336	66.29	-66.1100	339.086	1.610	0.400	1.610	1.470	80.708	049.860	6.678	30.909
8	1.027	46.86	0.400	46.36	0.2974	80.67	-30.7016	354.316	1.623	0.400	1.623	1.483	78.410	036.747	6.727	30.420
9	1.027	46.86	0.400	46.36	0.1730	61.47	-26.8094	268.151	1.624	0.400	1.628	1.484	76.084	036.087	6.730	29.916
10	1.027	46.86	0.400	46.36	0.1917	49.60	-22.7600	281.048	1.488	0.400	1.488	1.407	71.114	07.888	6.810	28.106
11	1.027	46.86	0.400	46.36	0.1410	46.67	-18.8594	289.896	1.073	0.400	1.073	1.039	60.188	000.811	4.787	29.981
12	1.027	46.86	0.400	46.36	0.1332	47.81	-14.7877	296.893	1.119	0.400	1.119	1.089	61.854	000.084	4.207	20.690
13	1.027	46.86	0.400	46.36	0.1281	46.90	-10.9026	190.263	1.046	0.400	1.047	1.019	47.764	19.869	0.995	19.028
14	1.027	46.86	0.400	46.36	0.1111	46.41	-7.2058	160.047	1.007	0.400	1.007	960	46.497	178.701	0.786	18.006
15	1.027	46.86	0.400	46.36	0.1114	46.10	-0.6090	168.600	958	0.400	958	933	46.026	168.174	0.600	16.660
16	1.027	46.76	0.877	46.34	0.4603	46.64	0.2848	166.444	0.286	0.877	0.288	0.200	166.288	166.203	0.199	16.544
17	1.027	46.76	0.877	46.34	0.3881	46.67	-4.1911	114.488	0.698	0.877	0.691	0.692	120.890	120.901	0.690	11.480
18	1.027	46.76	0.877	46.34	0.3176	46.00	6.1178	76.671	1.626	0.877	1.631	1.679	92.700	92.805	1.677	7.667
19	1.027	46.76	0.877	46.34	0.2680	46.94	10.3826	64.694	1.470	0.877	1.473	1.493	71.687	71.480	1.491	6.469
20	1.027	46.76	0.877	46.34	0.2288	50.63	16.1081	19.947	591	0.877	594	678	29.088	29.159	678	1.688

Tabla VII.6 Resultados de la modelación en equilibrio límite bajo la acción de un sismo con una aceleración horizontal de 0.1g

Rapio 694 cm	Factor de Seguridad Bélico	Fricción Base	Coesión Base	Ángulo de la cizalla	Área	Longitud de la base	Ángulo de la base de la cizalla	Peso de la cizalla	Resistencia de tracción	Resistencia de cohesión	Resistencia de cizalla	Resistencia al corte accidental	Resistencia de cizalla de la base	Resistencia normal de la base	Esfuerzo normal estático	Esfuerzo sismático horizontal
Unidades	-	Grados	Kpa	°	m ²	m	Grados	KN	Kpa	Kpa	Kpa	Kpa	KN	KN	Kpa	KN
1	0.816	46.76	0.877	28.26	0.1	35.46	-44.6890	8.102	1.48	0.877	1.48	1.83	8.484	8.048	1.42	8.13
2	0.816	46.76	0.877	28.26	0.18	34.70	-43.0284	20.960	1.48	0.877	1.48	5.60	19.077	18.046	4.33	20.955
3	0.816	46.76	0.877	28.26	0.20	34.00	-40.0900	38.759	1.48	0.877	1.48	9.08	30.688	24.426	7.18	38.758
4	0.816	46.76	0.877	28.26	0.146	33.40	-40.8814	51.009	8.96	0.877	8.96	1.026	40.940	32.411	8.70	51.021
5	0.816	46.76	0.877	28.26	0.117	32.80	-36.8920	60.000	1.182	0.877	1.182	1.488	48.185	38.182	1.183	60.000
6	0.816	46.76	0.877	28.26	0.660	32.26	-36.8026	60.804	1.071	0.877	1.071	1.881	50.391	36.914	1.071	60.800
7	0.816	46.76	0.877	28.26	0.108	31.76	-37.0720	67.880	1.166	0.877	1.166	1.470	48.747	36.886	1.164	67.880
8	0.816	46.76	0.877	28.26	0.000	31.21	-36.0066	60.954	1.020	0.877	1.020	1.877	48.180	34.182	1.021	60.955
9	0.816	46.76	0.877	28.26	0.000	30.66	-36.1017	47.910	1.036	0.877	1.036	1.071	38.178	31.066	1.036	47.910
10	0.816	14.89	0.400	24.50	0.880	28.66	-34.0856	38.048	0.4	0.400	0.4	1.19	0.087	37.858	1.080	38.038
11	0.816	14.89	0.400	24.50	0.000	28.08	-30.6780	34.080	0.38	0.400	0.38	0.78	0.349	36.856	1.147	34.078
12	0.816	14.89	0.400	24.50	0.880	28.66	-31.6880	38.436	0.47	0.400	0.47	1.28	0.088	37.858	1.300	38.434
13	0.816	14.89	0.400	24.50	0.917	28.66	-30.6706	47.915	4.08	0.400	4.08	5.1	4.004	43.814	1.600	47.912
14	0.816	14.89	0.400	24.50	0.116	28.08	-29.6716	46.810	1.1	0.400	1.1	0.44	16.088	47.106	1.687	46.810
15	0.816	14.89	0.400	24.50	0.108	28.00	-28.6704	47.779	4.08	0.400	4.08	5.59	6.100	46.060	1.600	47.778
16	0.816	14.89	0.400	24.50	0.16	27.74	-27.6690	40.826	0.86	0.400	0.87	1.87	3.486	41.004	1.480	40.826
17	0.816	14.14	0.875	27.01	0.766	30.61	-28.8211	38.100	8.97	0.875	8.94	1.183	38.000	28.048	8.91	38.100
18	0.816	14.14	0.875	27.01	0.1	30.00	-28.7267	30.000	1.07	0.875	1.07	8.08	37.858	30.010	1.070	30.000
19	0.816	14.14	0.875	27.01	0.004	30.06	-24.6420	21.981	8.46	0.875	8.46	6.74	20.044	14.886	4.98	21.980
20	0.816	14.14	0.875	27.01	4.00	28.60	-23.5671	8.408	0.10	0.875	0.41	0.86	8.614	8.440	0.10	8.408

Tabla VII.7 Resultados de la modelación en equilibrio límite bajo la acción de un sismo con una aceleración horizontal de 0.1g

Radio 688.3m	Factor de Seguridad (Bishop)	Fricción Basal	Cohesión Basal	Ancho de la dovela	Área	Longitud de la base	Ángulo de la base de la dovela	Peso de la dovela	Resistencia de fricción	Resistencia de cohesión	Resistencia de cizalla	Resistencia al corte accidental	Resistencia de cizalla de la base	Resistencia normal de la base	Esfuerzo normal efectivo	Esfuerzo sísmico horizontal
Unidades	-	Grados	Kpa	m	m ²	m	Grados	KN	Kpa	Kpa	Kpa	Kpa	KN	KN	Kpa	KN
1	0.947	45.76	2.877	24.23	294	47.05	-58.9943	12,608	189	2.877	192	203	9,530	8,653	184	1,261
2	0.947	45.76	2.877	24.23	587	42.53	-55.2655	35,239	581	2.877	584	617	26,248	24,075	566	3,524
3	0.947	45.76	2.877	24.23	587	39.24	-51.8617	52,699	937	2.877	940	993	38,972	35,812	913	5,270
4	0.947	45.76	2.877	24.23	587	36.72	-48.6999	63,772	1,209	2.877	1,212	1,280	47,013	43,231	1,177	6,377
5	0.947	45.76	2.877	24.23	587	34.72	-45.7266	66,962	1,343	2.877	1,346	1,422	49,364	45,404	1,308	6,696
6	0.947	45.76	2.877	24.23	587	33.08	-42.9046	64,777	1,367	2.877	1,370	1,447	47,876	44,037	1,331	6,478
7	0.947	45.76	2.877	24.23	587	31.73	-40.2068	61,588	1,361	2.877	1,364	1,441	45,737	42,070	1,326	6,159
8	0.947	45.76	2.877	24.23	587	30.59	-37.6127	56,737	1,310	2.877	1,312	1,387	42,420	39,015	1,275	5,674
9	0.947	45.76	2.877	24.23	587	29.62	-35.1064	52,735	1,268	2.877	1,271	1,342	39,765	36,571	1,235	5,274
10	0.947	45.76	2.877	24.23	587	28.79	-32.6751	48,339	1,208	2.877	1,211	1,279	36,824	33,862	1,176	4,834
11	0.947	45.76	2.877	24.23	587	28.07	-30.3084	44,311	1,149	2.877	1,152	1,217	34,156	31,405	1,119	4,431
12	0.947	14.89	0.400	23.89	575	27.06	-28.0138	42,583	412	0.400	413	436	11,801	41,970	1,551	4,258
13	0.947	14.89	0.400	23.89	571	26.53	-25.7833	42,524	417	0.400	417	441	11,694	41,589	1,568	4,252
14	0.947	14.89	0.400	23.89	571	26.07	-23.5940	41,417	411	0.400	411	434	11,321	40,262	1,544	4,142
15	0.947	14.89	0.400	23.89	571	25.67	-21.4408	39,111	392	0.400	393	415	10,643	37,848	1,475	3,911
16	0.947	14.89	0.400	23.89	571	25.32	-19.3189	36,734	372	0.400	373	394	9,966	35,440	1,400	3,673
17	0.947	47.74	3.675	37.82	1167	39.47	-16.6224	59,759	1,291	3.675	1,294	1,368	53,973	46,289	1,173	5,976
18	0.947	14.89	0.400	30.68	1050	31.57	-13.6655	48,527	394	0.400	394	416	13,146	46,751	1,481	4,853
19	0.947	14.89	0.400	30.68	941	31.26	-11.0504	37,237	306	0.400	306	324	10,117	35,969	1,151	3,724
20	0.947	45.76	2.877	27.44	797	27.75	-8.5944	12,253	394	2.877	397	419	11,627	10,639	383	1,225

Tabla VII.8 Resultados de la modelación en equilibrio límite bajo la acción de un sismo con una aceleración horizontal de 0.1g

Ratio D/D ₁ (%)	Factor de Seguridad Global	Fricción Base	Cohesión Base	Alto de la columna	Área	Longitud de la base	Ratio de la base de la columna	Peso de la columna	Resistencia de tracción	Resistencia de compresión	Resistencia de flexión	Resistencia de corte eccéntrica	Resistencia de flexión de la base	Resistencia normal de la base	Esfuerzo normal estructural	Esfuerzo sismico horizontal
Unidades	-	Grados	Kpa	m	m ²	m	Grados	KN	Kpa	Kpa	Kpa	Kpa	KN	KN	Kpa	KN
1	0.755	46.76	0.277	46.10	800	63.66	-36.703	46.200	476	0.277	476	800	40.200	26.077	480	4.800
2	0.755	46.76	0.277	46.10	8377	61.60	-37.0410	127.466	1.306	0.277	1.311	1.736	107.266	76.710	1.274	12.746
3	0.755	46.76	0.277	46.10	8224	60.02	-36.0614	127.287	2.110	0.277	2.115	2.601	168.108	120.426	2.066	16.726
4	0.755	46.76	0.277	46.10	11146	66.47	-32.8240	264.603	2.646	0.277	2.652	3.609	228.860	167.669	2.671	26.460
5	0.755	46.76	0.277	46.10	10760	67.11	-30.6616	326.766	3.774	0.277	3.777	5.006	266.727	206.606	3.676	36.660
6	0.755	46.69	0.400	50.72	16720	67.71	-28.4690	397.076	4.746	0.400	4.749	6.206	400.674	276.466	4.676	46.706
7	0.755	46.69	0.400	50.72	16101	66.66	-26.3447	461.746	6.016	0.400	6.019	7.676	461.266	326.426	6.666	46.176
8	0.755	46.69	0.400	50.72	20320	66.60	-24.2064	466.666	7.246	0.400	7.249	9.266	466.466	366.466	6.466	46.606
9	0.755	46.69	0.400	50.72	16700	64.76	-22.1606	470.264	8.467	0.400	8.467	10.667	466.474	346.206	6.110	47.106
10	0.755	46.69	0.400	50.72	16367	64.01	-20.1160	366.712	9.760	0.400	9.760	12.674	466.210	360.667	6.706	36.667
11	0.755	46.69	0.400	50.72	17206	63.66	-18.0676	326.660	1.646	0.400	1.647	2.246	466.600	310.600	6.616	36.660
12	0.755	46.69	0.400	50.72	10166	62.76	-16.1026	326.666	1.466	0.400	1.466	1.946	466.706	291.606	6.624	36.667
13	0.755	46.71	0.276	46.10	4266	63.06	-14.7704	66.607	4.64	0.276	4.646	6.000	466.667	74.604	4.126	6.600
14	0.755	46.69	0.400	46.66	10666	47.66	-13.6266	244.667	1.267	0.400	1.267	1.706	6.620	202.260	4.666	24.466
15	0.755	46.69	0.400	46.66	9467	47.66	-11.7004	221.660	1.176	0.400	1.176	1.660	74.476	211.006	4.464	22.166
16	0.755	46.69	0.400	46.66	6172	47.07	-9.9440	166.667	1.017	0.400	1.016	1.346	66.666	161.266	3.626	16.664
17	0.755	46.69	0.400	46.66	6566	47.14	-8.1674	162.664	6.06	0.400	6.06	1.067	61.702	146.616	3.114	16.266
18	0.755	46.69	0.400	46.66	4.600	46.66	-6.3067	110.46	6.14	0.400	6.16	6.14	66.226	106.476	2.610	11.206
19	0.755	46.69	0.400	46.66	3.107	46.66	-4.6160	71.716	3.94	0.400	3.94	6.22	24.467	66.107	1.462	7.116
20	0.755	46.69	0.400	46.66	1.111	46.66	-2.6166	24.267	1.06	0.400	1.06	1.14	6.366	24.662	6.01	2.406

Tabla VII-10 Resultados de la tracción en equilibrio (m) se bajo la acción de un sismo con una aceleración horizontal de 0.1g

Ratio Reductor	Factor de Seguridad Sismo	Ángulo Base	Coeficiente Base	Ángulo de la base	Área	Perímetro de la base	Ángulo de la base de la columna	Resistencia de la columna	Resistencia de tracción	Resistencia de cohesión	Resistencia de cizalla	Resistencia al corte accidental	Resistencia de cizalla de la base	Resistencia normal de la base	Esfuerzo normal efectivo	Esfuerzo sismo horizontal
Unidades	-	Grados	Kpa	m	m ²	m	Grados	KN	Kpa	Kpa	Kpa	Kpa	KN	KN	Kpa	KN
1	0.800	46.76	0.877	59.42	0.088	86.76	-6.8880	55.470	442	0.877	445	477	41.410	37.078	431	5.547
2	0.800	46.76	0.877	59.42	0.091	81.69	-6.8881	168.880	1.362	0.877	1.367	1.464	108.176	107.046	1.319	16.886
3	0.800	46.76	0.877	59.42	0.095	76.76	-6.8886	168.882	1.877	0.877	1.880	1.801	108.207	106.348	1.693	16.896
4	0.800	46.76	0.877	59.42	0.091	73.16	-6.0025	164.718	1.663	0.877	1.666	1.678	102.756	111.000	1.622	16.470
5	0.800	46.76	0.877	59.42	0.095	70.16	-6.0025	163.888	1.626	0.877	1.628	1.748	102.456	111.056	1.663	16.353
6	0.800	46.76	0.877	59.42	0.091	67.69	-6.8886	168.770	1.626	0.877	1.632	2.170	140.032	107.032	1.678	16.577
7	0.800	46.76	0.877	59.42	0.077	65.46	-6.8890	247.176	0.946	0.877	0.950	0.501	166.080	149.794	0.288	24.716
8	0.800	46.76	0.877	59.42	0.0744	63.64	-32.6220	266.666	0.676	0.877	0.678	0.288	166.166	178.041	0.736	26.66
9	0.800	46.76	0.877	59.42	0.0746	60.74	-30.6666	266.914	0.676	0.877	0.676	0.632	224.709	200.677	0.288	26.691
10	0.800	46.69	0.400	66.11	0.408	66.92	-26.7146	341.692	1.367	0.400	1.358	1.485	96.934	106.604	6.106	34.169
11	0.800	46.69	0.400	66.11	0.4091	64.61	-26.7691	356.976	1.467	0.400	1.467	1.541	96.967	106.603	6.494	36.696
12	0.800	46.69	0.400	66.11	0.4096	63.09	-26.0409	350.047	1.428	0.400	1.428	1.691	96.892	106.673	6.970	36.106
13	0.800	46.69	0.400	66.11	0.0774	62.24	-20.9911	324.610	1.940	0.400	1.940	1.436	96.094	110.666	6.036	32.461
14	0.800	46.74	0.676	61.61	0.457	64.69	-6.6610	267.701	0.666	0.676	0.666	0.666	266.676	217.644	0.360	26.770
15	0.800	46.69	0.400	66.21	0.609	66.67	-6.0009	222.196	670	0.400	671	1.041	60.951	210.770	0.660	22.200
16	0.800	46.69	0.400	66.21	0.711	67.67	-6.1190	176.666	769	0.400	769	646	46.040	171.660	0.667	17.666
17	0.800	46.69	0.400	66.21	0.767	67.46	-11.6666	134.676	601	0.400	601	646	37.036	106.662	0.660	13.466
18	0.800	46.69	0.400	66.21	0.102	67.06	-6.6151	66.277	404	0.400	404	466	26.666	66.104	1.660	6.626
19	0.800	46.76	0.877	70.66	0.676	71.26	-7.4126	66.640	110	0.677	1104	1164	64.072	76.474	1.070	6.664
20	0.800	46.76	0.877	70.66	0.366	70.66	-7.6666	31.766	420	0.677	426	466	62.046	66.161	1.010	31.76

VII.3.2 Evaluación de los esfuerzos cortantes mediante elemento finito.

Las mismas condiciones mecánicas utilizadas durante la reconstrucción han sido planteadas en la evaluación de las secciones para determinar las condiciones estructurales presentes en el volcán CP. Asimismo para reducir el número de figuras, las superficies de falla determinadas por medio de la evaluación de la estabilidad en equilibrio límite, se trazaron sobre los modelos obtenidos mediante elementos finitos. Esto resulta en figuras más fáciles de interpretar, dado que no solo se observa la superficie de falla, sino que también las condiciones de esfuerzos distribuidas a lo largo de toda esta.

La línea punteada de la [figura VII.13](#) corresponde a los resultados de la modelación en equilibrio límite representados en la [tabla VII.5](#). Los esfuerzos cortantes a lo largo de toda la sección se obtuvieron mediante modelación con elemento finito “sección 1” corresponde a los resultados en color en la figura cuya escala de valores va de $-23.55 \times 10^5 \text{ Pa}$ a $8.81 \times 10^5 \text{ Pa}$ (izquierda a derecha sobre la escala de la figura). El resultado muestra que el área total por encima de la superficie de falla para la sección es de $161,027 \text{ m}^2$.

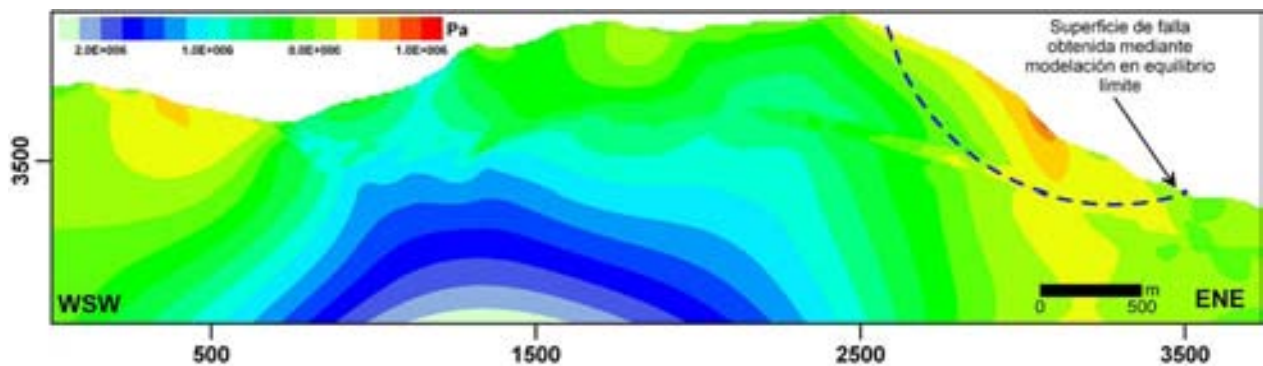


Figura VII.13 Resultados de la evaluación de estabilidad en equilibrio límite (línea punteada tabla VII.5) y método del elemento finito en la sección 1

El límite calculado para el FS sobre esta superficie es de 1.027; de acuerdo a lo que se ha expuesto el límite se encuentra exactamente dentro de los límites de estabilidad o falla incipiente, sin embargo se debe tomar en cuenta de que el resultado obtenido es posterior a la aplicación de una carga de sismo cuya aceleración horizontal es de $0.1g$. El resultado se encuentra dentro de ambos campos debido a lo cercano a los límites de estabilidad, lo que implica que una aceleración ligeramente mayor podría generar la ruptura. De igual forma una aceleración igual a $0.1g$ podría ser suficiente para acelerar la masa, y en el caso más favorable bastaría con que el esfuerzo de aceleración sísmico horizontal fuese ligeramente superior para iniciar el movimiento.

Es importante notar que las secciones tienden a incrementar su geometría a medida que son trazadas más hacia el norte, por lo que la misma componente de aceleración sísmica horizontal que se ha utilizado hasta el momento, genera superficies de falla con valores de FS muy por debajo de 1 como se observa en las [tablas VII.6](#) y [VII.8](#). La sección 2, arrojó en un

coeficiente de 0.815 de estabilidad, ya en esta segunda ocasión muy por debajo del límite de estabilidad, la figura VII.14 considera la misma superficie de falla calculada para la sección 2 y nuevamente se ilustra sobre un modelo gráfico de elemento finito comparando el esfuerzo cortante a la superficie de falla.

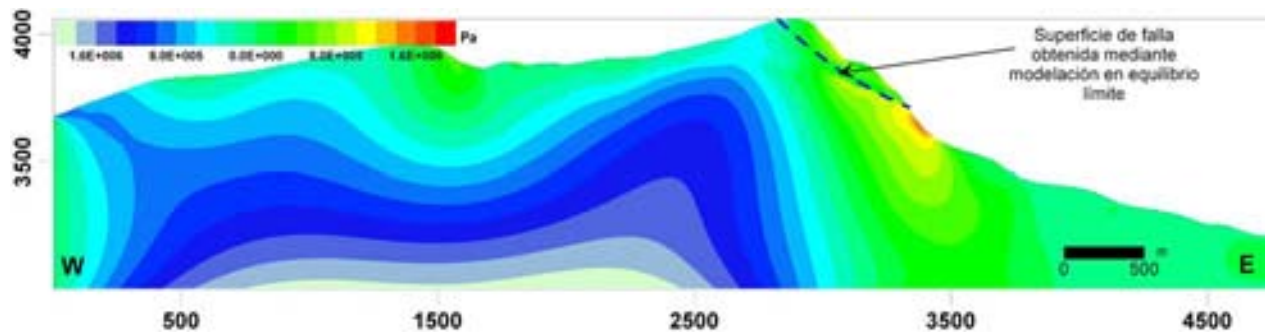


Figura VII.14 Resultados de la evaluación de estabilidad en equilibrio límite (línea punteada tabla VII.6) y método del elemento finito en la sección 2

En el caso de la sección 2 (figura VII.14), el límite inferior de la superficie de falla converge sobre la máxima concentración de esfuerzos al corte. En esta sección, la concentración máxima de los esfuerzos en superficie excede los 150 KPa lo que explica que el FS obtenido se encuentre por debajo del límite de estabilidad estimado por medio de equilibrio límite. El área de inestabilidad total es pequeña si se compara con la mayor parte de las secciones obtenidas para el volcán CP, donde el área se estima en 34,466m². De los análisis llevados a cabo por medio del análisis en equilibrio límite, se detectaron superficies de falla muy inferiores a 0.5 de FS sin la presencia de una aceleración sísmica horizontal. Las superficies de falla son muy pequeñas, sin embargo esto representa un elemento adicional de validación, puesto que en campo han sido observadas fracturas de tensión e incluso desprendimientos de terrazas completas (figura VII.15). La gráfica de esfuerzos sobre la figura VII.14 varía entre $-1.98 \times 10^6 \text{ Pa}$ a $1.71 \times 10^6 \text{ Pa}$ (izquierda a derecha sobre la gráfica).



Figura VII.15 Fracturamiento de tensión en las orillas de los escarpes

Los resultados del análisis de esfuerzos en la sección 3 (figura VII.16), muestran diferentes condiciones de inestabilidad. A pesar de que el factor de seguridad sobre esta sección es mayor que el de la sección 2, la superficie de la sección de falla es menor que la anterior; esto se debe muy posiblemente a que los escarpes en la zona donde esta sección fue trazada son menores a aquellos presentes en la sección 2 y las secciones posteriores. El área calculada que es susceptible de movilización sobre esta sección, se estima en 12,980 m² y el rango de esfuerzos al corte para la misma varía entre -1.75×10^6 Pa y 1.1×10^6 Pa (izquierda a derecha sobre la gráfica de la figura VII.16).

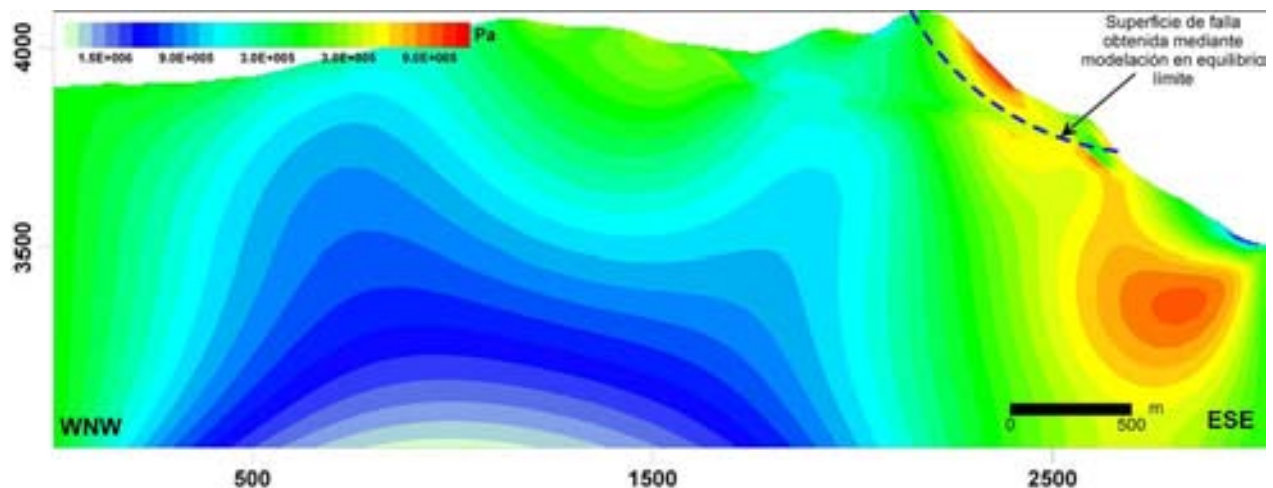


Figura VII.16 Resultados de la evaluación de estabilidad en equilibrio límite (línea punteada tabla VII.7) y método del elemento finito en la sección 3

La sección 4 (figura VII.17), representa la mayor superficie susceptible de movilización con un área total aproximada de 208,865 m². Una de las posibles explicaciones a estas dimensiones de la superficie de falla puede ser la geometría del escarpe (figura VII.18), que sugiere que esta superficie pudiese ser la principal zona de fracturamiento en caso de que la falla se presentara, esta condición parece ser validada por el FS calculado para la misma sección, en donde de acuerdo a la tabla VII.8 el valor de estabilidad otorga un factor de 0.755, que es el FS mas bajo calculado para cualquiera de las superficies de falla. Los esfuerzos cortantes mínimos y máximos a lo largo de la sección se determinaron entre -1.03×10^6 Pa y 2.41×10^6 Pa.

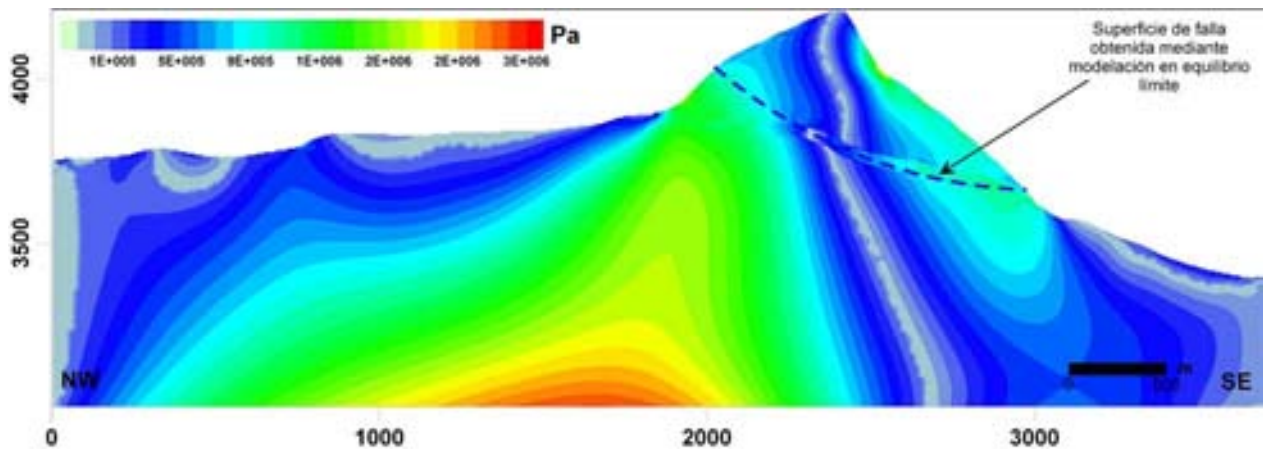


Figura VII.17 Resultados de la evaluación de estabilidad en equilibrio límite (línea punteada tabla VII.8) y método del elemento finito en la sección 4

Las secciones 4 y 5 se localizan en donde se encuentran los principales escarpes (figura VII.18). En la sección 5 (figura VII.19), la superficie de falla resulta mucho menor, aún así la superficie de falla resulta ser bastante considerable, con 59,283 m². Es posible que las diferencias entre ambas sean atribuibles a las relaciones respecto a los contactos con las superficies de deslizamiento, no obstante ambas secciones fueron trazadas de acuerdo a la distribución estratigráfica determinada en campo. Finalmente el factor de seguridad estimado para la superficie calculada se encuentra muy próximo a los límites de estabilidad estructural (1.077), quedando también dentro de los límites de estabilidad a lo que se denomina como falla incipiente de acuerdo a los criterios observados en la evaluación de las demás superficies de falla. El esfuerzo cortante mínimo y máximo a lo largo de la sección 5 se estima entre $-2.37 \times 10^6 \text{ Pa}$ y $2.59 \times 10^6 \text{ Pa}$



Figura VII.19 Escarpes principales en la cima del volcán Cofre de Perote. Las figuras representan la ubicación en donde se encuentran las secciones 4 y 5

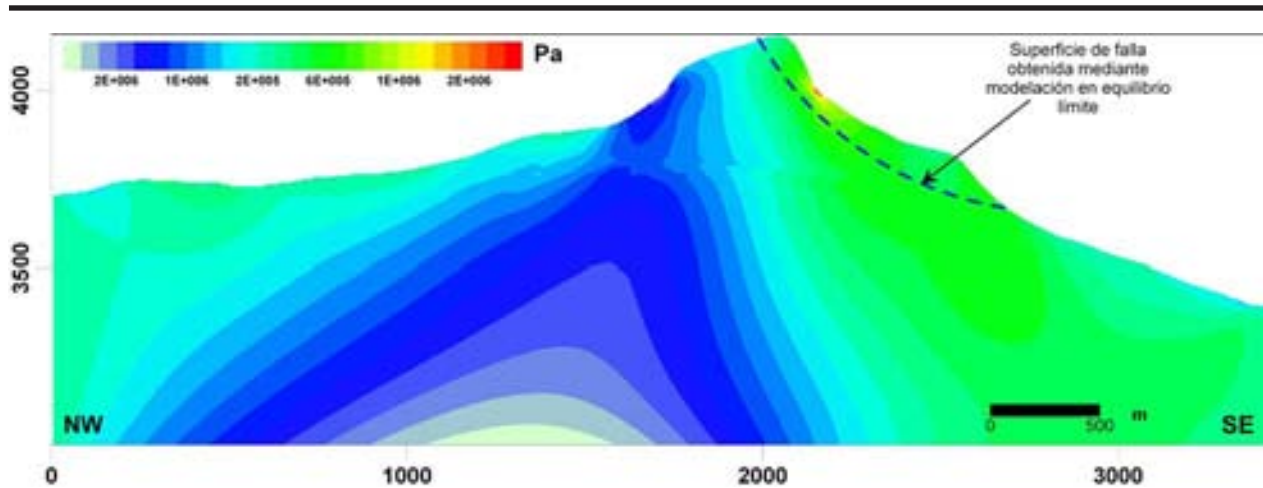


Figura VII.19 Resultados de la evaluación de estabilidad en equilibrio límite (línea punteada tabla VII.9) y método del elemento finito en la sección 5

La sección 6 (figura VII.20), resultó nuevamente en un FS menor a la unidad (0.933), lo que representa una superficie inestable, de acuerdo al mismo criterio de evaluación en las secciones de la cima. El FS obtenido fue también derivado de considerar la aplicación de una carga ocasionada por sismo con una aceleración de 0.1g cuya componente es horizontal. El área total estimada para la superficie de falla, resultó de proporciones muy superiores a la anterior, resultando en una superficie de 172,922 m². Los valores mínimos y máximos para los esfuerzos de corte a lo largo de la sección se estiman en $-2.11 \times 10^6 \text{ Pa}$ y $1.06 \times 10^6 \text{ Pa}$

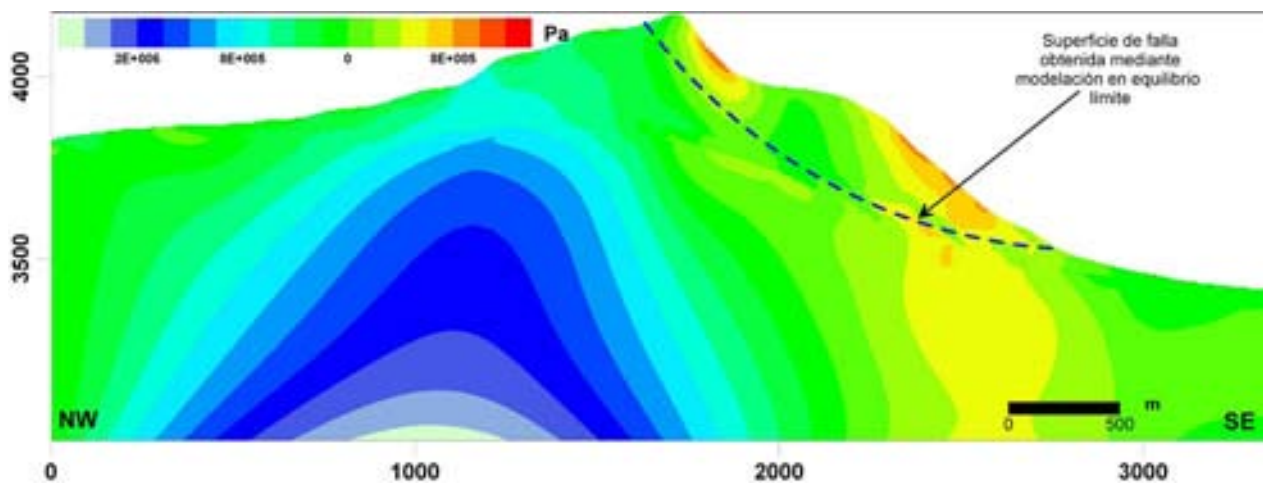


Figura VII.20 Resultados de la evaluación de estabilidad en equilibrio límite (línea punteada tabla VII.10) y método del elemento finito en la sección 6

VII.4 Cartografía de áreas inestables en la cima del volcán Cofre de Perote.

Para determinar el área susceptible de inestabilidad en la cima, se llevó a cabo la ubicación de los límites de ruptura para cada superficie de falla determinada en cada una de las 6 secciones. Cada uno de los límites se delimitó por un vértice y posteriormente se unieron como se muestra en la (figura VII.21a), El área de peligro se sugirió siguiendo la línea topográfica y agregando sectores que fuesen consistentes con lo observado sobre la cima resultando en la cartografía final (figura VII.21b). El cálculo del volumen se llevó a cabo en forma aproximada (Díaz y Carrasco, 2005), puesto que el área de cada una de las secciones difiere, por ello se debió calcular una profundidad promedio para cada una de las áreas susceptibles de movilización. La representación en planta de la cartografía final de peligros fue ubicada sobre el modelo de elevación digital en donde también se ubican las pendientes (figura VII.22) de manera que resulte en un mapa similar a los generalmente se utilizan para la cartografía de peligros.

El volumen total no se estimó para toda la superficie marcada sobre las curvas de nivel pues resultaría en una sobreestimación del volumen total. Por lo anterior se utilizó el área calculada sobre las superficies mostradas en la figura VII.21a, que resultó en un volumen total de 411,706,336 m³ o 0.412 km³ de material tabla VII.11.

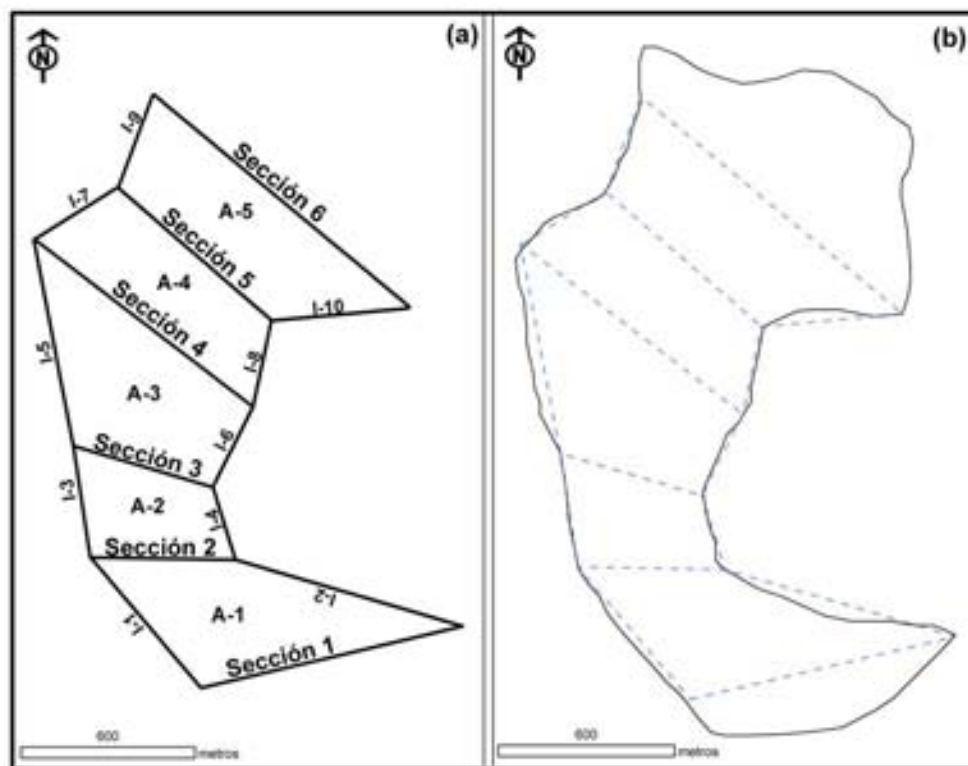


Figura VII.21 Cartografía del área inestable en la cima del volcán Cofre de Perote. a) Área total estimada de movilización en caso de un evento catastrófico. b) Zona de peligro de remoción de material.

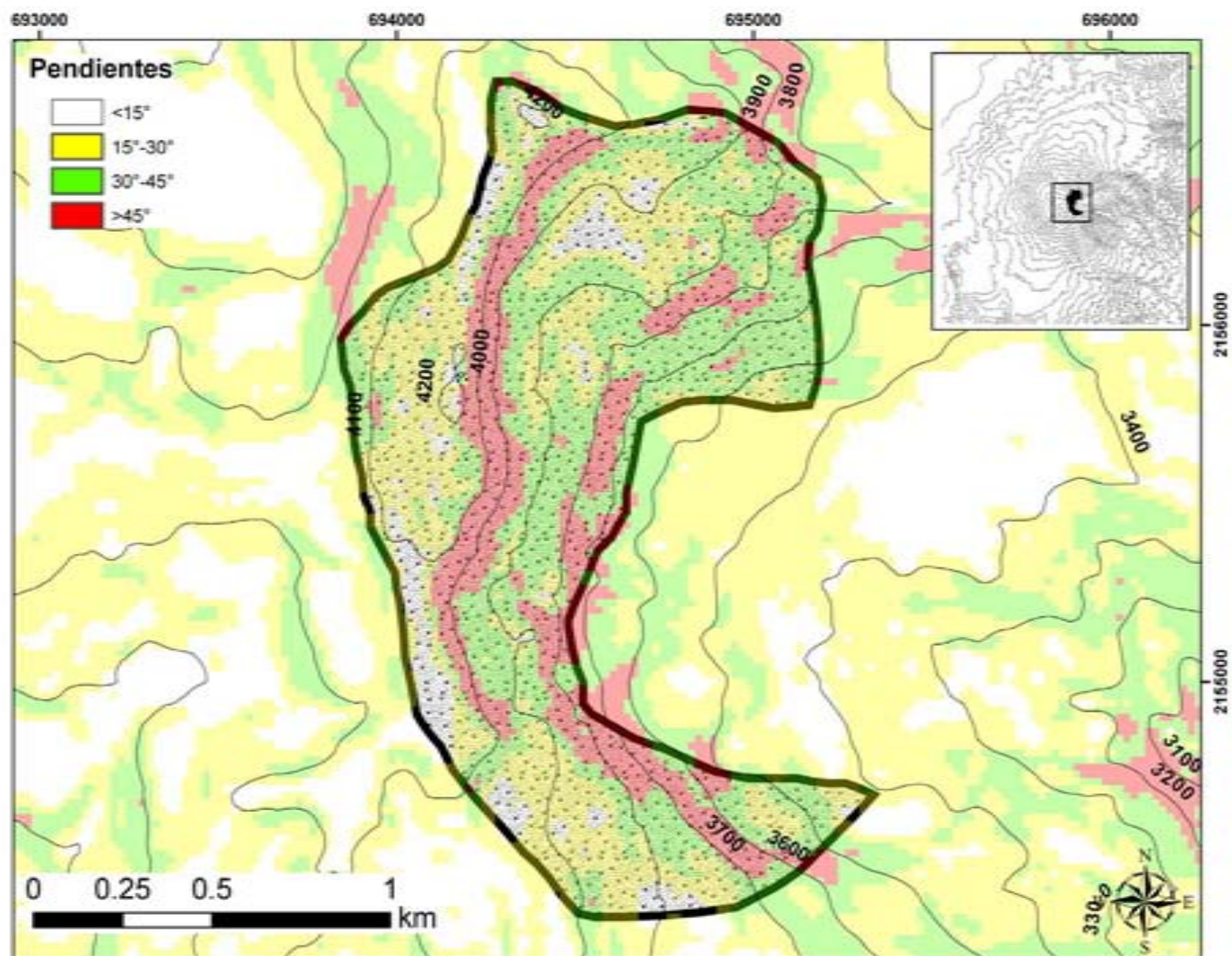


Figura VII.22 Cartografía del área inestable en la cima del volcán Cofre de Perote ubicada sobre un modelo de pendientes modificado de Carrasco-Núñez *et al.*, en preparación.

Tabla VII.11. Volúmenes de material calculados a partir de los resultados de las modelaciones en equilibrio límite y por análisis de elemento finito.

	Area (planta)	Area promedio	altura promedio	Volumen estimado
A-1	295,388	97,747	313	92,351,410
A-2	150,355	23,723	154	23,158,198
A-3	304,876	110,923	333	101,539,272
A-4	246,968	134,074	366	90,430,095
A-5	305,887	116,102	341	104,227,360

Capítulo VIII

Discusión y Conclusiones

VIII. 1. Discusión

Como ya se ha mencionado con anterioridad, las edades de los depósitos (42 ka y 11 ka) que representan eventos de colapsamiento sectorial del edificio volcánico, han ocurrido en forma muy posterior al cese de su actividad, ocurrida entre 0.2 y 0.25 Ma (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006; Carrasco-Núñez *et al.*, en preparación). La ausencia de evidencia de actividad volcánica asociada a esos eventos catastróficos, sugiere que agentes externos debieron actuar como mecanismos disparadores, aunque bajo el postulado propuesto en este trabajo de que diversos elementos se encargaron de causar un debilitamiento progresivo de la estructura y sus inestabilidad. A continuación se discuten los aspectos que favorecieron dicha inestabilidad y los resultados obtenidos en este trabajo.

VIII.1.1 Evidencias de un sistema hidrotermal fósil en el volcán Cofre de Perote

Las asociaciones de minerales arcillosos y algunos otros identificados tanto en los depósitos de flujo de escombros y de avalancha de Los Pescados y Xico, como en las partes superiores del edificio del Cofre de Perote, hacen evidente la existencia de un sistema hidrotermal que estuvo muy activo durante el periodo de actividad del volcán.

La mineralogía identificada en las muestras que se recolectaron a lo largo del río Los Pescados y demás ríos que convergen en este provenientes del CP, se ha condensado en las [tablas IV.2 y IV.3](#) ([figura IV.10](#)), la cual puede ser agrupada en 5 diferentes clases:

-
- 1) Minerales que contienen contaminantes pirogénicos tales como cuarzo, feldespatos, anfíboles y piroxenos.
 - 2) Minerales que contienen sulfatos como alunita y la jarosita
 - 3) Minerales interestratificados y de estratificación sencilla como la esmectita, caolinita, illita y yeso.
 - 4) Minerales como la hematita, goetita, cristobalita y sílice hidratada.
 - 5) Minerales como la halloysita, gibbsita e hidróxidos de arcillas interestratificadas.

La clase 2 de esta agrupación de minerales, proporciona la evidencia mas clara de que la alteración es de origen hidrotermal. Minerales como la alunita fueron identificados en la cima del volcán, aunque no en cantidad suficiente para que esta fuese detectada por medio de reflectancia infrarroja visible, sin embargo la jarosita se encuentra en cantidades suficientes en la cima para proporcionar una firma espectral en el rango de 0.1 a 1.0 mm (p.e. muestras CP0637 y CP0510 tabla IV.3). La clase 3 incluye otros minerales los cuales no son comunes de suelos o depósitos volcánicos intemperizados dentro del CVCCP, lo que sugiere que su origen mas probable debe ser por alteración debido a exposición a ambientes hidrotermales, especialmente cuando se presentan asociados.

De acuerdo a lo que se observa en las [tablas IV.2 y IV.3](#) la mineralogía mas dominante en el FELP presenta fases de halloysita y cristobalita. Estas dos fases son las mas comunes en el sector oriental del volcán CP ([Elsass *et al.*, 2000](#)), probablemente formados bajo un ambiente de intemperismo químico (pedogénico), que a diferencia de los minerales contenidos en los depósitos de la avalancha de Xico, hay pocas evidencias que indiquen que estos minerales hayan sido formados por exposición a ambientes hidrotermales. Las características de la granulometría del flujo indican que este se inició como un flujo no cohesivo, a pesar de que alcanzó una gran distancia (>60 kms [Carrasco Núñez *et al.*, 2006](#)), aunque grandes flujos con características no cohesivas no son sin precedentes ([Scott *et al.*, 1995](#)), por otra parte el aporte de agua debió haber sido proveniente de sus glaciares, los cuales debieron estar presentes hace 42 Ka y lo cual es confirmado por los enormes circos de erosión glacial presentes en prácticamente todo el perímetro del volcán CP ([Vázquez en Carrasco Núñez *et al.*, en preparación](#)) ([figura VI.2](#)), con excepción del sector oriental donde muy posiblemente se encuentran cubiertos por los depósitos de colapso sectorial del volcán. La presencia de halloysita y cristobalita en un ambiente distinto a la alteración hidrotermal solamente puede ser explicada por otras dos posibilidades: la primera es que los minerales se hayan formado in situ por alteración química bajo condiciones ambientales una vez que el flujo había sido emplazado, sin embargo bajo estas condiciones deberían existir mas marcas de alteración en los fragmentos de roca contenidos en el interior del depósito y una distribución mas uniforme de los minerales de alteración; de las muestras recolectadas provenientes del FELP, los fragmentos líticos no muestran evidencias claras de alteración por lo que este escenario no es el mas adecuado para explicar la presencia de halloysita y cristobalita en el depósito. El segundo escenario que resulta mas favorable, es que material de suelos aluviales con altos contenidos de arcilla fue incorporado al FELP ([Scott *et al.*, 1995](#)); evidencia de ello

es la enorme abundancia de clastos redondeados que son indicadores de transporte de grandes distancias en un régimen comparable a un flujo aluvial.

El depósito de la avalancha de Xico, con un volumen aproximado de 2.2 Km³, es el más reciente producido por la destrucción parcial de la cima del volcán, este depósito conserva las evidencias más claras de alteración hidrotermal ([tablas IV.1 y IV.2](#)), que en forma conjunta con los frescos escarpes de presentes en el sector oriental del volcán, y las muestras analizadas bajo condiciones de laboratorio, sugieren que esta influyó en las condiciones estructurales de la roca y contribuyó a la destrucción de su cima. Muchas de las rocas hidrotermalmente alteradas permanecen visibles en la cima del volcán CP, y en general son comparables con la mineralogía identificada en los depósitos de AX, aunque este incluye otros minerales interestratificados como son mezclas de illita/esmectita y yeso, otros minerales identificados en el interior de la avalancha son halloysita, gibbsita e hidróxidos interestratificados con minerales de arcilla, que solamente pueden ser explicados como el resultado de intemperismo químico posterior al emplazamiento. De los minerales de alteración presentes en la cima moderna del CP, el muestreo ha demostrado que estos minerales se encuentran en forma de cubierta somera sobre las rocas, sin embargo de muestras obtenidas del interior de los escarpes, los cuales quedaron al descubiertos posterior a los colapsos, se observa una intensa alteración al interior de la estructura, lo que soporta la hipótesis de un sistema hidrotermal fósil, además de que sugiere que las propiedades estructurales de las rocas deben ser más reducidas en ciertos sectores en el interior del volcán.

Asimismo, la información obtenida por medio de las imágenes multiespectrales ASTER en combinación con las técnicas de laboratorio de difracción de rayos-X y espectrometría de reflectancia infrarroja visible, muestran que el mineral más abundante de origen hidrotermal en la cima del volcán CP es la esmectita, por otra parte muestras analizadas en laboratorio muestran que la esmectita se encuentra mezclada con caolinita y otros minerales (p.e. alunita, jarosita) cuya presencia parece ser más abundante en los depósitos permeables en el interior de la estructura como se observa en la [figura IV.19](#), (áreas indicadas como 2 y 3). Por su parte, la avalancha de Xico parece conservar las mejores evidencias de alteración del tipo hidrotermal como se observa en los minerales contenidos en esta ([tablas IV.2 y IV.3](#)).

VIII.1.2 Condiciones de inestabilidad del Cofre de Perote

Posiblemente la más importante evidencia de que el colapso del volcán no se debió a actividad eruptiva, son los fechamientos de las rocas más jóvenes en su cima y que muestra que las rocas más recientes del volcán tienen una edad aproximada de 0.2 Ma ([Carrasco Núñez et al., en revisión](#)). Fechamientos en ambos depósitos por medio de técnicas de radiocarbono 14, indican que los depósitos de la AX y del FELP tienen edades de 11 Ka y 40 Ka respectivamente, lo cual los coloca muy fuera del cese de actividad del volcán. El depósito de Xico tiene un volumen de aproximadamente 2 km³, lo cual sugiere un evento masivo en cuanto a la movilización de los materiales, por otra parte las

condiciones topográficas sugieren que la única fuente que pudo haber generado estos materiales es el volcán CP. Asimismo los fragmentos líticos y la mineralogía de su matriz sugieren que el material proviene de la cima del volcán. Dentro del trabajo importantes esfuerzos han sido dirigidos a explicar las condiciones bajo las cuales pudiese producirse un evento con estas características sin una componente magmática presente.

Si bien la alteración hidrotermal puede causar un debilitamiento progresivo del edificio volcánico, el colapso sin un disparador adicional es poco probable, especialmente con las características de la roca que se observan en la estructura actual. La erosión glaciar ha estado presente en su cima, y muy probablemente jugó un papel determinante en ambos colapsos ya que se sugiere que este tuvo una cobertura glaciar extensa, asimismo el glaciar puede explicar el agua necesaria para haber movilizad el material en ambos episodios a través de distancias tan grandes como se observa en la cobertura del FELP y de la AX, Los rasgos de erosión glaciar se encuentran presentes en todos los sectores de la estructura con excepción del sector oriental; sin embargo es muy probable que estos se encuentren cubiertos por los depósitos. Avances glaciares durante el Holoceno (Capra, 2006) y el Pleistoceno se traslapan con los periodos de destrucción de la cima, sin embargo la sobrecarga por si sola no ejerce el esfuerzo suficiente para haber funcionado como disparador que dio origen a cualquiera de los dos colapsos. Aún así es muy probable que la acción erosiva del glaciar y su sobrecarga hayan contribuido en cualquiera de los dos episodios o ambos.

La precipitación extrema ha mostrado ser un elemento de inestabilidad en muchas estructuras (p.e. Scott *et al.*, 2005), asimismo la cordillera CVCCP representa el parteaguas entre el Golfo de México y el Altiplano Central, en la región central del territorio Mexicano. Sin embargo posterior a muchas pruebas considerando las condiciones actuales de fracturamiento, condiciones de las fracturas y elevación del volcán, se encuentra que es muy difícil que pudiese haber un incremento de la presión neutra en la zona que conforma la cima inestable.

Finalmente se han tomado en cuenta los efectos de aceleración ocasionados por un sismo. Si el sismo ocurriese con un epicentro cercano a la estructura y tuviese la intensidad suficiente este podría excitar a la estructura para ocasionar el colapso, lo cual de acuerdo a lo observado se muestra como el único mecanismo que pudo haber ocasionado el disparo de la estructura, además de que únicamente un sismo podría ocasionar nuevamente un evento de grandes proporciones.

El uso de técnicas combinadas de análisis numéricos es bastante novedoso, aunque propuestas similares ya han sido propuestas con anterioridad (p.e. Duncan, 1996). Los códigos de computadora utilizados en este trabajo son de tipo comercial y han sido diseñados para estudios geotécnicos, en el uso otros códigos para computadora, la paquetería fue adaptada para poder evaluar las condiciones estructurales de la cima, por ejemplo el código ANSYS, es un programa diseñado para estudios relacionados a ingeniería mecánica, sin embargo posee el suficiente potencial para que se puedan

incorporar ecuaciones constitutivas de comportamiento de rocas, en este caso los modelos constitutivos de Mohr-Coulomb. Si bien existen ejemplos de aplicación de métodos conjuntos en la literatura, la forma en que estos han sido integrados representan en conjunto un modelo novedoso que ha servido para determinar las características estructurales en la cima del volcán. Estas además incluyen una estimación del volumen de material susceptible de ser removido en caso de que alguna vez se presentase un evento catastrófico.

Resulta también evidente que las características estructurales en el volcán Cofre de Perote se encuentran fuertemente ligadas a su evolución geológica, afectadas por procesos mecánicos, externos e internos propios de la estructura.

Asimismo, resulta también claro que muchos de los rasgos estructurales, que en la actualidad son visibles en esta, son heredados de sus condiciones de emplazamiento, tal y como ha sido propuesto por Carrasco Núñez *et al.*, (2006), por ello la importancia de tomar en consideración las implicaciones actuales que ejerce la superficie de soporte sobre la estructura, aún cuando los principales agentes de inestabilidad en la actualidad parecen ser el intenso fracturamiento, la geometría y la baja capacidad estructural de las rocas que soportan la cima.

En cuanto a las condiciones geométricas, de manera independiente a las características de la roca, los puntos de ruptura hacia la base en la evaluación de las secciones actuales tiene una fuerte relación en los puntos de máxima pendiente, y mas aún hacia donde la pendiente cambia de muy abrupta a una pendiente de menor inclinación (figura VII.22).

VIII. 2 Conclusiones

El análisis de las condiciones de estabilidad llevado a cabo en este trabajo para el Cofre de Perote reviste una gran importancia, particularmente en lo que se refiere a la evaluación de peligros volcánicos asociados a volcanes extintos ya que, aunque no se espera la ocurrencia de actividad eruptiva alguna que pueda amenazar a las poblaciones localizadas en los alrededores del volcán, es posible que representen aún algún peligro en el futuro. Esto es especialmente cierto si se conjuntan algunos de los factores de inestabilidad que, en el caso de estructuras volcánicas antiguas, pudieron haber actuado por periodos prologados de tiempo y que han ido causando un debilitamiento progresivo de ciertas porciones del edificio volcánico. De tal manera que estas representan sectores inestables que pueden ser alterados mecánicamente por algún agente externo.

Tal sería el caso de un sismo con o sin la presencia de precipitación pluvial extrema, que actuara como un disparador de manera súbita y sin ninguna señal de advertencia previa, ocasionando el colapso del edificio volcánico, cuyos materiales se desplazarían río abajo de acuerdo a la configuración del drenaje preexistente, pudiendo alcanzar áreas pobladas, con las consecuentes afectaciones a las mismas.

En lo referente a la identificación de sistemas hidrotermales fósiles, los trabajos de campo en combinación con equipos de detección remota han probado ser una eficiente herramienta en la identificación de estructuras potencialmente inestables. Asimismo estas herramientas han contribuido para proponer los mecanismos que dieron origen a grandes flujos que se depositaron durante el Cuaternario, la arcilla, sulfatos y otras asociaciones minerales en los depósitos, la cima del volcán y el interior de sus escarpes, proporcionan importantes evidencias respecto a la génesis de estos minerales. La cartografía mediante ASTER y análisis hiperespectrales confirman que la esmectita y minerales estratificados asociados a esta son el mineral más común asociado a sistemas hidrotermales ya extintos pero que existieron en el volcán CP.

El postulado anterior implica que condiciones de inestabilidad no atribuibles a intrusión magmática, jugaron un papel fundamental en ambos colapsos; la transformación interna de las rocas, debido a la formación de minerales de tipo argiláceo da paso a la formación de grandes sectores inestables que además puede encontrarse presente a cualquier profundidad (p.e. Frank, 1983; Carrasco-Núñez *et al.*, 1993; Crowley y Zimbelman, 1997; Vallance y Scott, 1977; López y Williams, 1993) durante periodos de desgasificación intensa en un sistema magmático activo.

Los escarpes en forma de herradura que se observan en la cima del volcán y su morfología, sugieren que porciones del volcán desaparecieron en tiempo relativamente recientes. Por su parte, los depósitos de avalancha y flujos de escombros Xico y Los Pescados, encontrados en el drenaje al SE de la cima del volcán, a lo largo del sistema hidrográfico dominado por el río Los Pescados, presentan edades recientes, los cuales indican la ocurrencia de eventos catastróficos, disparados por factores no relacionados con actividad volcánica.

Estos datos confirman la existencia de un sistema hidrotermal extinto que funciona como un agente importante que promueve la inestabilidad volcánica, y que contribuyó a los repetidos eventos de colapso sectorial sufridos por el Cofre de Perote (Watters y Delahaut., 1995).

Por otra parte, es evidente que el colapso de la estructura se deba a la conjunción de muchos factores que la volvieron inestable (geometría, debilitamiento estructural exposición a un ambiente hidrotermal, erosión glaciaria, sismos). Sin embargo el único disparador que pudo haber ocasionado la destrucción de la estructura es la acción de un sismo. Por ello para evaluar sus las condiciones de inestabilidad en el trabajo de reconstrucción de eventos pasados se aplicó una aceleración sísmica de 0.1g. Esta consideración es completamente viable, ya que sismos con suficiente energía pueden excitar la estructura para alcanzar tal aceleración (Suárez, 1992; Mualchin, 1996).

El modelo de reconstrucción del volcán aquí presentado consideró un sismo con una aceleración en su componente horizontal equivalente a 0.1g, una aceleración horizontal de esta naturaleza podría ser alcanzada con sismos similares a los registrados a nivel

histórico para la zona ([SSN en Díaz, 2003](#)), como el sismo de Xalapa en 1920 con una intensidad de 6.5 en escala de Richter. Un evento similar o ligeramente mayor en escala de intensidad podría llevar a la falla el o los sectores que se evaluaron como inestables indicados en la [figura VII.22](#).

El trabajo de modelación por medio de elemento finito, soportado por los trabajos de estabilidad en equilibrio límite, muestra que las condiciones estructurales presentes en la cima son similares a las que fueron evaluadas para el modelo de reconstrucción, sugiriendo que la probabilidad de recurrencia sigue existiendo hoy en día. De hecho, el presente estudio demuestra un grado de inestabilidad muy alto, el cual excede las condiciones de inestabilidad que se asumieron al inicio del trabajo.

Finalmente, es posible zonificar aquellas áreas que pudiesen encontrarse en el paso de una avalancha que se generara en el volcán, aún cuando el movimiento de flujos granulares no ha sido evaluado, en trabajos previos muestran que un volumen mas pequeño que el estimado tendría energía suficiente para llegar a una distancia no inferior a los 25 Km. quedando a su paso las localidades de Xico, Coatepec, San Marcos de León, Tuzamapán y Teocelo ([Díaz-Castellón et al., 2006](#)).

Se considera que este trabajo proporciona nuevas aportaciones al campo de la inestabilidad volcánica, en lo que respecta a la propuesta de un modelo de inestabilidad estructural derivado de la conjunción de elementos que integran observaciones de campo, trabajos descriptivos, estudios cuantitativos y de equilibrio geotécnico. Asimismo, se considera una aportación importante en el planteamiento de métodos alternativos para identificación y evaluación de estructuras potencialmente inestables, así como de evaluación estructural para grandes superficies.

Finalmente, se ofrece un mapa actualizado de zonificación de peligro geotécnico para la cima del volcán Cofre de Perote, el cual representa la mejor aproximación de zonificación geotécnica elaborada para este volcán.

Referencias

Alaniz-Alvarez, S. A., A. F. Nieto-Samaniego and L. Ferrari (1998). "Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Trans-Mexican Volcanic Belt." *Geology* 26(7): 591-594.

Alaniz-Álvarez, S. A. and A. F. Nieto-Samaniego (1997). "Representación gráfica de los dominios de ruptura y deslizamiento; aplicación a la falla de Oaxaca, México." *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 4: 6-37.

Alvarez Manilla Acevez, A., P. Garnica Anguas and A. Pérez Salazar (2003). Evaluación indirecta de los módulos de rigidez in situ y la relación entre V_p/V_s y el ángulo de fricción interna. Sanfandila, Querétaro, Instituto Mexicano del Transporte: 39 p.

ASTM, D.-. (2007). Standard Test Method for Compressive Strength and Elastic Moduli of Intact Rock Core Specimens under Varying States of Stress and Temperatures. American Society for Testing Materials. United States of America: 8pp.

ASTM, D.-. (1986). Standard test method for Elastic Moduli of intact rock core specimens in uniaxial compression. American Society for Testing Materials. United States of America: 4 pp.

Barton, N. and et al. (1978). "Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses." *International journal of rock mechanics and mining sciences and geomechanics abstracts* 15(6): 319-368.

Barton, N. and V. Choubey (1977). "The shear strength criterion for rock joints in theory and practice." *Rock Mechanics (Springer-Verlag)* 10: 1-54.

Bieniawski, Z. T. (1989). *Engineering Rock Mass Classifications; a complete manual for engineers and geologists in mining, civil and petroleum engineering*. New York, John Willey and Sons.

Bieniawski, Z. T. (1976). *Rock mass classification in rock engineering. Exploration for Rock Engineering Procedures*, Cape Town, Balkema.

Bieniawski, Z. T. (1973). "Engineering Classification of Jointed Rock Masses." *Trans. S. Afr. Ins. Civ. Eng.* 15: 335-344.

Bishop, A. W. (1955). "The use of slip circle in the stability analysis of earth slopes." *Geotechnique* 5(1): 7-17.

Broch, E. and A. Franklin (1972). "The point load strength test." *Int. J. Rock Mech Foundns Div., ASCE* 96: 1935-1949.

Buckingham, W. F. and S. E. Sommer (1983). "Mineralogical characterization of rock surfaces formed by hydrothermal alteration and weathering-Application to remote sensing." *Economic Geology* 78: 664-674.

Buma, J. and M. Dehn (1998). "A method for predicting the impact of climate change on slope stability." *Environmental Geology* 35(2-3): 190 - 196.

Cai, M., P. K. Kaiser, Y. Tasaka and M. Minami (2007). "Determination of residual strength parameters of jointed rock masses using the GSI system." *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science* 44: 247-265.

Cai, M., P. K. Kaiser, H. Uno, Y. Tasaka and M. Minami (2004). "Estimation of rock mass strength and deformation modulus of jointed hard rock masses using the GSI system." *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 41(1): 3-19.

Camacho, H. (1922). "Terremoto Mexicano del 3 de Enero de 1920." *Boletín del Instituto Geológico de México* 38-39: 107p.

Capra, L. (2006). "Abrupt climatic changes as triggering mechanisms of massive volcanic collapses." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* article in press: 5 pp.

Capra, L., J. L. Macías, K. M. Scott, A. Abrams and V. H. Garduño-Monroy (2002). "Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico-Behavior, and implications for hazard assessment." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 113: 81-110.

Carrasco Núñez, G., L. Siebert, R. Díaz Castellón and L. Vázquez Selem (en preparación). "Evolution and edifice stability conditions of a compound shield-like volcano: Cofre de Perote, Eastern Mexican Volcanic Belt." Manuscript to be submitted to: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Special issue on Continental Margin Volcanism.

Carrasco Núñez, G., R. Díaz Castellón, L. Siebert, B. E. Hubbard, M. F. Sheridan and S. R. Rodríguez Elizarrarás (2006). "Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: the role of sloping substrate and implications for hazard assessment." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158: 151-176.

Carrasco Núñez, G. and S. Nelson (1998). *Edad y tasa de crecimiento del volcán Cofre de Perote*.

Carrasco Núñez, G., J. W. Wallace and W. I. Rose (1993). "A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl Volcano, Mexico: Implications for hazard assessment." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 59: 35-46.

Chan Deng, J. and S. Hsieh Wen (1997). *Review dynamic modeling of debris flows. Recent Developments on Debris Flows*. A. Armanini and M. Michiue. Berlin, Springer-Verlag: 93 - 113.

Clark, R. N., G. A. Swayze, A. Gallagher, T. V. V. King and W. M. Calvin (1993). *The U.S. Geological Survey Digital Spectral Library: Version 1:0.2 to 3.0 micrometers: U.S. Geological Survey Open-File Report, U.S. Geological Survey Open-File Report*.

Coates, D. F. (1964). "Classification of Rock Mechanics." *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 1.

Colindres, S. R. (1993). *Dinámica de suelos y estructuras*, Limusa.

Concha Dimas, A., M. Cerca, S. R. Rodríguez and R. J. Watters (2005). "Geomorphological evidence of the influence of pre-volcanic basement structure on emplacement and deformation of volcanic edifices at the Cofre de Perote-Pico de Orizaba chain and implications for avalanche generation." *Geomorphology* 72: 19-39.

Crandell, D. R. (1971). *Postglacial lahars from Mount Rainier volcano, Washington, United States Geological Survey Professional Paper: 75p*.

Crowley, J. K. and D. R. Zimbelman (1997). "Mapping hydrothermally altered rocks on Mount Rainier, Washington, with Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) data." *Geology* 25(6): 559-562.

Crowley, J. K. and N. Vergo (1988). *Visible and near-infrared (0.4 to 2.5 micrometers) reflectance spectra of selected mixed-layer clays and related minerals. Sixth Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Houston, Texas, p597-606*.

Crósta, A. P., C. Sabine and J. V. Taranik (1998). "Hydrothermal alteration mapping at Bodie, California, Using AVIRIS Hyperspectral Data." *Remote Sensing of Environment* 65: 309-319.

Davidson, J. and S. De Silva (2000). *Composite Volcanoes. Encyclopedia of Volcanoes*. H. Sigurdson: 663-681.

Davies, T. R. (1997). *Large and small debris flows-occurrence and behaviour. Recent Developments on Debris Flows*. A. Armanini and M. Michiue, Springer Verlag: 27-45.

- Day, S. J. (1996). Hydrothermal pore fluid pressure and the stability of porous, permeable volcanoes. *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. J. W. McGuire, A. P. Jones and J. Neuberg. London, The Geological Society. 110: 77-93.
- Deere, D. U., A. J. Hendron, F. D. Patton and E. J. Cording (1967). Proc. 8th U.S. Symp of Rock Mechanics. Design of surface and near surface construction in rock, AIME, New York.
- Deere, D. U. and R. P. Miller (1966). "Engineering Classification and Index Properties of Intact Rock." Air Force Laboratory Report(AFNL-TR-65-116).
- Deere, D. U. (1963). "Technical description of Rock Cores for engineering purposes." *Rock Mechanics, Engineering Geology* 1: 16-22.
- Delaney, P. T. (1992). "You can pile it only so high." *Nature* 357: 194 - 196.
- DeRita, D., M. DiFilippo and C. Rosa (1996). Structural evolution of the Bracciano volcano-tectonic depression, Sabatini Volcanic District, Italy. *Volcano instability on the Earth and other planets*. G. Mc, W.J., A. P. Jones and J. Neuberg. London, The Geological society of London. 100: 225-236.
- Díaz Castellón, R., G. Carrasco Núñez and A. Alvarez Manilla (in press). "Mechanical instability quantification of slopes at Cofre de Perote volcano, eastern Mexico." *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 58(2).
- Díaz Castellón, R., B. E. Hubbard and G. Carrasco Núñez (in progress). "On the Origins of Late Quaternary Debris Avalanche/Flow Deposits from Cofre de Perote Volcano, Mexico." in preparation.
- Díaz Castellón, R., G. Carrasco Núñez and M. F. Sheridan (2006). Numeric simulation of hazard mapping of debris avalanches for non volcanic associated flank collapses. Case of study Cofre de Perote (Mexico). Fourth Conference Cities on Volcanoes IAVCEI, Ecuador-Quito.
- Díaz Castellón, R. and G. Carrasco Núñez (2005). Determinación de volúmenes de material para el cálculo de la movilización de avalanchas de escombros y flujos granulares. Reunión Nacional de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Unión Geofísica Mexicana, A.C.
- Díaz Castellón, R., B. E. Hubbard, G. Carrasco Núñez and M. F. Sheridan (2004). Hydrothermal alteration and debris flow/avalanche hazards at Cofre de Perote (México). IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Querétaro, México.
- Díaz Castellón, R. (2003). Analisis de la estabilidad de edificios volcanicos del flanco oriental de la sierra Citlaltépetl-Cofre de Perote. Instituto de Geología. Distrito Federal, Universidad Nacional Autonoma de Mexico: 135 pp.
- Duncan, J. M. (1996). "State of the art: Limit equilibrium and finite-element analysis of slopes." *Journal of geotechnical engineering* 122(7): 577-596.
- Ellis, A. J. and W. A. J. Mahon (1977). *Chemistry and Geothermal Systems*. Wisconsin University - Madison.
- Elsass, F., D. Dubroeuq and M. Thiry (2000). "Diagenesis of silica minerals from clay minerals in volcanic soils of Mexico." *Clay Minerals* 35: 477-489.
- Elsworth, D. and B. Voight (1996). Evaluation of volcano flank instability triggered by dyke intrusion. *Volcano Instability on the Earth and other planets*. W. J. McGuire, A. P. Jones and J. Neuberg. London, The Geological Society. 110: 45-53.
- Ferrari, L., M. López Martínez, G. Aguirre Díaz and G. Carrasco Núñez (1999). "Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt." *Geology* 27(4): 303-306.
- Ferriz, H. and G. A. Mahood (1984). "Eruption rates and compositional trends at Los Humeros Volcanic Center, Puebla, México." *Journal of Geophysical research* 89(10): 8511 - 8524.

Flores, T. and H. Camacho (1922). "Terremoto Mexicano del 3 de Enero de 1920." Boletín del Instituto Geológico de México 38-39: 107pp.

Frank, D. (1983). "Origin, distribution, and rapid removal of hydrothermally formed clay at Mount Baker, Washington." U.S. Geological Survey Professional Paper 1022-E: 31p.

Fujisada, H. (1995). "Design and performance of ASTER instrument." Proc. SPIE 2853: 16-25.

Gao, B. and Y. J. Kaufman (1998). Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for the MODIS Near-IR Water Vapor Algorithm (Product ID: MOD05 - Total Precipitable Water), NASA: 25 p.

Gaziev, E. (1984). Estabilidad de los macizos rocosos y métodos de estabilización. Mexico, D.F.

González de Vallejo, L. I., M. Ferrer, L. Ortuño and C. Oteo (2002). Ingeniería Geológica. Madrid, Prentice Hall.

Gómez Tuena, A., A. B. LaGatta, C. H. Langmuir, S. L. Goldstein, F. Ortega-Guérrez and G. Carrasco-Núñez (2003). "Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle sources, slab contributions, and crustal contamination." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4(8).

Green, A. A., M. Berman, B. Switzer and M. D. Craig (1988). "A transformation for ordering multispectral data in terms of image quality with implications for noise removal." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 26: 65-74.

Hasimoto, H. (1997). A comparison between gravity flows of dry sand and sand-water mixtures. Michiue, Masaroni. A. Armanini, Springer Verlag: 70-92.

Hirano, M. (1997). Prediction of Debris flow for warning and Evacuation. Recent Developments on debris flows. A. Armanini and M. Michiue, Springer Verlag: 7-26.

Hoek, E., C. Carranza Torres and B. Corkum (2002). "Hoek-Brown failure criterion." Rockscience, Inc. Toronto Canadá: 7p.

Hoek, E. and E. T. Brown (1997). "Practical estimates of rock mass strength." *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science* 38(8): 1165-1186.

Hoek, E., D. Wood and S. Shah (1992). A modified Hoek-Brown criterion for jointed rock masses. Rock Characterization Symposium. International Society of Rock Mechanics: Eurock 92, London, Geotechnical Society.

Hoek, E. and E.T. Brown, Empirical strength criterion for rock masses. *Journal of the Geotechnical Engineering Division*, 1980. ASCE v106(nGT9).

Hubbard, B. E., M. F. Sheridan, G. Carrasco-Núñez, R. Díaz-Castellón and S. R. Rodríguez (2007). "Comparative lahar hazard mapping at volcán Citlaltépetl, Mexico using SRTM, ASTER and DTED-1 digital topographic data." *Journal of Vulcanology and Geothermal Research*.

Hubbard, B. E. and J. K. Crowley (2005). "Mineral mapping on the Chilean-Bolivian altiplano using co-orbital ALI, ASTER and Hyperion imagery: Data dimensionality issues and solutions." *Remote Sensing of Environment* 99: 173-186.

Hubbard, B. E., M. F. Sheridan, K. Scott, J. K. Crowley and S. Rodriguez (2002a). 39th annual Clay Mineral Society Meeting. Cohesive debris flow hazards in the Huitzilapan-Pescados watershed, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt, Boulder, Colorado.

Hubbard, B. E., M. F. Sheridan, K. Scott, J. K. Crowley and S. Rodríguez (2002b). Cohesive debris flow hazards in the Huitzilapan-Pescados watershed, Eastern Trans Mexican Volcanic Belt. Abstract, 39th annual Clay Mineral Society Meeting, Boulder, Colorado.

Hubbard, B. E. (2001). Volcanic Hazards Mapping using Aircraft, Satellite, and Digital Topographic Data: Pico de Orizaba (Citlaltépetl), México. *Geology*. Buffalo, State University of New York SUNY: 322.

- Hunt, G. R. (1979). "Near-infrared (1.3-2.4 mm) spectra of alteration minerals - Potential for use in remote sensing." *Geophysics* 44(12): 1974-1986.
- Hunt, G. R. and R. P. Ashley (1979). "Spectra of altered rocks in the visible and near infrared." *Economic Geology* 74: 1613-1629.
- Hunt, G. R., 1977, Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared: *Geophysics*, v. 42, no. 3, p. 501-513.
- ImSpec LLC (2004). ACORN User's Manual. <http://www.imspec.com>.
- Inoue, A. (1995). *Formation of Clay Minerals in Hydrothermal Environments. Origin and Mineralogy of Clays*. B. Velde. New York, Springer Verlag: 268-329.
- ISRM (1981). *Suggested Methods for the Quantitative Description of Discontinuities in Rock Masses. Rock Characterization Testing and Monitoring ISRM Suggested Methods*. E. T. Brown. Oxford New York, Toronto, Sydney, Paris, Frankfurt, Pergamon Press: 3-52.
- Iverson, R. M. (1997). "The physics of debris flows." *Reviews of Geophysics* 35(3): 245-296.
- Jennings, H. Y. and A. Timur (1973). "Significant contributions in formation evaluation and well testing." *J. Petrol Technol* 25: 1432-1446.
- Keefer, D. K. (1984). "Landslides caused by earthquakes." *Geological society of America Bulletin* 95: 406-421.
- Kerle, N. (2002). "Volume estimation of the 1998 flank collapse at Casita volcano, Nicaragua: A comparison of photogrammetric and conventional techniques." *Earth Surface Processes and Landforms* 27: 759-772.
- Kumar, J. and N. Kumar (2003). "Seismic bearing capacity of rough footings on slopes using limit equilibrium." *Geotechnique* 53(3): 363 - 369.
- Lachniet, M. S. and L. Vazquez-Selem (2005). "Last Glacial Maximum equilibrium line altitudes in the circum-Caribbean (Mexico, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela)." *Quaternary International* 138-139: 129-144.
- Lagmay, A. M. F., B. van Wyk de Vries and N. Kerle (2000). "Volcano instability induced by strike-slip faulting." *Bulletin of Volcanology* 62: 331-346.
- Lara, L. E., A. Lavenu, J. Cembrano and C. Rodríguez (2006). "Structural controls of volcanism in transversal chains: Resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle-Puyehue area (40.5°S), Southern Andes." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158: 70-86.
- Lauer, W. (1973). "The altitudinal belts of the vegetation in the Central Mexican Highlands and their climatic conditions." *Arctic and Alpine Research* 5(3): 99-113.
- LeBas, L. J., R. W. LeMaitre, A. Streckeisen and B. Zanettin (1986). "A chemical clasification of volcanic rocks based on total on the total alkali silica diagram." *Journal of Petrology* 27(745-750).
- Logan, D. L. (2002). *A First Course in the Finite Element Method*. California, USA, Brooks/Cole.
- Lorenzo, J.L., *Los glaciares de México*. Monografías del Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. Vol. 1. 1964, Mexico. 124 p.
- Lowe, D. R., S. N. Williams, H. Leigh, C. B. Connor, J. B. Gemmell and R. E. Stoiber (1986). "Lahars initiated by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia." *Nature* 324(51-53).
- Lozano, L. and G. Carrasco-Núñez (2000). *Evidencias de colapsamiento sectorial del volcán Cofre de Perote*. 7° Reunión Internacional del volcán de Colima.

López, D. L. and S. M. Williams (1993). "Catastrophic Volcanic Collapse: Relation to Hydrothermal Processes." *Science* 260: 1794 - 1796.

McGuire, W. J. (1996). *Volcano instability: a review of contemporary themes. Volcano Instability on the Earth and Other Planets.* W. J. McGuire, A. P. Jones and J. Neuberg, Geological Society Special Publication. 110: 1-23.

Media Cybernetics. (1993). *Image Pro Software Version 4.5.*

Merle, O. and A. Borgia (1996). "Scaled experiments of volcanic spreading." *Journal of Geophysical Research* 101: 13805 - 13817.

Moaveni, S. (1999, 2003). *Finite Element Analysis, Theory and application with ANSYS.* Upper Saddle River, New Jersey, Pearson Education Inc.

Moore, D. M. and R. C. J. Reynolds (1997). *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals.* New York.

Morán, S. C., D. R. Zimbelman and S. D. Malone (2000). "A model for the magmatic-hydrothermal system at Mount Rainier, Washington, from seismic and geochemical observations." *Bulletin of Volcanology* 61: 425-436.

Mossman, R. W. and F. Viniegra (1976). "Complex fault structures in Veracruz Province of Mexico." *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 60(3): 379-388.

Mualchin, L. (1996). A technical report to accompany the caltrans California seismic hazard map 1996 (Based on maximum credible earthquakes). Sacramento, California (USA), Department of transportation: 65 pp.

Murcia, H. F., B. O. Hurtado, G. P. Cortés, J. L. Macías and H. Cepeda (2008). "The 2500 yr B.P. Chicoral non-cohesive debris flow from Cerro Machín Volcano, Colombia." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 171: 201-214.

Murray, J. B. (1988). "The influence of loading by lavas on the siting of volcanic eruption vents on Mt. Etna." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 35: 121-139.

Nakamura, K. (1977). "Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation - Principle and proposal." *Journal of volcanology and geothermal research* 2: 1 -16.

Negendank, J. F. W., R. Emmermann, R. Krawczyk, F. Mooser, H. Tobschall and D. Werle (1985). "Geological and geochemical investigations on the Eastern trans Mexican Volcanic Belt." *Geofísica Internacional* 24(4): 477-575.

Ordoñez, E. (1904). "El Nahcampaetépetl o Cofre de Perote." *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 1: 151 - 168.

Pasquaré, G., F. Forcella, A. Tibaldi, L. Vezzoli and A. Zanchi (1986). *Structural Behavior of a Continental Volcanic Arc. The Trans Mexican Volcanic Belt. The Origin of Arcs.* F. C. Wezel, Elsevier: 509-527.

Pei-Yuan, C. (1977). "Table of Key Lines in X-ray Powder Diffraction Patterns of Minerals in Clays and Associated Rocks." *Indiana Geological Survey Occasional Paper* 21: 67 pp.

Petrinovic, I. A. and F. Colombo Piñol (2006). "Phreatomagmatic and phreatic eruptions in locally extensive settings of Southern Central Andes: The Tocomar Volcanic Centre (24°10'S-66°34'W), Argentina." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158: 37-50.

Plaxis bv. P.O. box 572,600 AN DELFT, Países Bajos (2004) ISBN 90-808079-8-2 <http://www.plaxis.nl>

Ponomareva, V. V., I. V. Melekestsev and O. V. Driksen (2006). "Sector collapses and large landslides on Late Pleistocene-Holocene volcanoes in Kamchatka, Russia." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158: 117-138.

Rasa, R., R. Azzaro and O. Leonardi (1996). *A seismic creep on faults and flank instability at Mount Etna volcano, Sicily. Volcano instability on the earth and other planets.* W. J. McGuire, A. P. Jones and J. Neuberg. London, The Geological Society London. 110: 179-192.

- Robinson, E. S. and C. Coruh (1988). *Basic Exploration Geophysics*. New York, John Wiley and Sons.
- Rocscience, Inc. (2005). *Rock Data.- Rock Soil and Discontinuity Strength Analysis*. Toronto, Ontario, Canada, www.rocscience.com.
- Rocscience, Inc. (2003). *Slide.- 2D Limit Equilibrium Slope Stability Analysis*. Toronto, Ontario, Canada, www.rocscience.com.
- Rocscience, Inc. (2002). *RockLab.- Rock Mass Strength Analysis using the generalized Hoek-Brown criterion*. Toronto, Ontario, Canada, www.rocscience.com.
- Rocscience, Inc. (1998). *Dips Graphical and Statistical Analysis of Orientation Data*. Toronto, Ontario, Canada, www.Rocscience.com.
- Rodríguez, S. R. (2005). "Geology of Las Cumbres Volcanic Complex, Puebla and Veracruz States, Mexico." *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 22(2): 181-199.
- Salvador, A. (1991). *The Gulf of Mexico basin*. Boulder, Colorado.
- Scott, K., J. Vallance, M. Kerle, J. L. Macías, W. Strauch and G. Devoli (2005). "Catastrophic precipitation-triggered lahar at Casita volcano, Nicaragua; occurrence, bulking and transformation." *Earth Surface Processes and Landforms* 30: 59-79.
- Scott, K. M., J. L. Macías, J. A. Naranjo, S. Rodríguez and J. P. McGeehin (2001). *Catastrophic debris flows transformed from landslides in volcanic terrains , mobility, hazard assessment, and mitigation strategies*, USGS: 67pp.
- Scott, K. M., J. W. Vallance and P. T. Pringle (1995). *Sedimentology, behavior, and hazards of debris flows at Mount Rainier, Washington., U.S. Geological Survey*: 56p.
- Segerlind, L. J. (1984). *Applied finite element analysis*, John Wiley and Sons.
- Sheridan, M. F., C. Bonard, R. Carreño, C. Siebe, W. Strauch, M. Navarro, J. C. Calero and N. B. Trujillo (1999). "Report on the 30th October 1998 Rock fall/Avalanche and breakout flow of Casita volcano, Nicaragua, Triggered by hurricane Mitch." *Landslide News* 12.
- Shimokawa, E. and T. Jitousono (1997). *Field Survey for debris flow in volcanic Area. Recent developments of Debris Flows*. A. Armanini and M. Michiue, Springer Verlag: 46-63.
- Siebe, C., M. Abrahams, and M.F. Sheridan, Major Holocene block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba Volcano, Mexico; implications for future hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2001. 59(1-2): p. 1-33.
- Siebert, L. and G. Carrasco-Núñez (2002). "Late-Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115: 179-205.
- Siebert, L., H. Glicken and T. Ui (1987). "Volcanic hazards from Bezymianny-and Bandai-type eruptions." *Bulletin of Volcanology* 49: 435-459.
- Silva Mora, L. (1991). *El volcán Cofre de Perote, Estado de Veracruz. Memorias del Primer Congreso Mexicano de Mineralogía; Convención de la evolución geológica de México., México, D.F.*
- Suarez, G. (1992). "El sismo de Jalapa del 3 de Enero de 1920." *Revista Mexicana de Ingeniería Sismica* 42: 3-15.
- Szakács, A. and C. Krézsek (2006). "Volcano–basement interaction in the Eastern Carpathians: Explaining unusual tectonic features in the Eastern Transylvanian Basin, Romania." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158: 6-20.
- Tibaldi , A. and A. M. F. Lagmay (2006). "Interaction between volcanoes and their basement." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158: 1-5.

Tibialdi, A., C. Corazzato, T. Apuani and A. Cancelli (2003). "Deformation at Stromboli volcano (Itali) revealed by rock mechanics and structural geology." *Tectonophysics* 361: 187 - 204.

Timoshenko, S. and J. N. Goodier (1951). *Theory of Elasticity*. New York, McGraw-Hill.

Utada, M. (1980). "Hydrothermal alteration related to igneous activity en Cretaceous and Neogene formations of Japan." *Mining Geol. Jpn(Special Issue 12)*: 79-92.

Vallance, J. W. and K. M. Scott (1997). "The Osceola mudflow from Mount Rainier: Sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow." *GSA Bulletin* 109(2): 143-163.

Vallance, J. W., J. R. Girón, W. I. Rose, L. Siebert and N. G. Banks (1988). *Eventos de colapso de edificio volcánico en Guatemala y riesgos asociados con los mismos*. Informe preliminar. Michigan, Michigan Technological University.

van Wyk de Vries, B., S. Self, P. W. Francis and L. Keszthelyi (2001). "A gravitational spreading origin for the Scompa Debris avalanche." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 105: 225-247.

van Wyk de Vries, B. and A. Borgia (1996). *The role of basement in volcano deformation. Volcano instability on the earth and other planets*. W. J. McGuire, A. P. Jones and J. Neuberg. London, The Geological Society London. 110: 95-110.

Vázquez-Selem, L. and K. Heine (2004). *Late Quaternary glaciation of Mexico. Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part III: South America, Asia, Africa, Australia, Antarctica*. J. Ehlers and P. L. Gibbard. Amsterdam, Elsevier: 233-242.

Vidal, N. and O. Merle (2000). "Reactivation of basement faults beneath volcanoes: a new model of flank collapse." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 99: 9-26.

Viniegra, F. (1950). *Breve análisis geológico del la llamada Cuenca de Veracruz. Sus posibilidades petrolíferas. La Cuenca de Veracruz/Papaloapan*. M. d. C. Domínguez. México, D.F., Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Publicación especial. No. 1 (1999).

Voight, B. and D. Elsworth (1997). "Failure of volcano slopes." *Geotechnique* 47(1): 1-31.

Watters, R. J., D. R. Zimbelman, S. D. Bowman and J. K. Crowley (2000). "Rock mass strength assessment and significance to edifice stability, Mount Rainier and Mount Hood, Cascade Range volcanoes." *Pure and applied geophysics* 157: 957-976.

Watters, R. J., D. R. Zimbelman, S. D. Bowman and J. K. Crowley (2000). "Rock mass strength assessment and significance to edifice stability, Mount Rainier and Mount Hood, Cascade Range volcanoes." *Pure and applied geophysics*: 957-976.

Watters, R. J. and W. D. Delahaut (1995). "The effect of argillic alteration on rock mass stability." *Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology* X: 139-150.

Whitman, R. V. and W. A. Bailey (1967). "Use of computers for slope stability analysis." *ASCE, Journal of the soil mechanics and foundations engineering Division* 93: 519-542.

White, S.E., *Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico. Quaternary Science Reviews*, 1986. 5: p. 201-205.

Yañez García, C. and S. García Durán (1982). "Exploración de la región geotérmica de Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz." *Comisión Federal de Electricidad (Reporte Interno Inédito)* 96p.

Apéndice 1

Marco Teórico del Método de Elemento Finito

Generalidades

Los elementos finitos son una técnica de interpolación que en combinación con las ecuaciones constitutivas, sirven para obtener soluciones a problemas determinados, los problemas mas comúnmente analizados por estos métodos son relativos al análisis estructural; mecánica del medio continuo y problemas de transferencia de flujo y de energía. Debido a que los elementos finitos son un método aproximado, y que la aproximación dependerá de las necesidades del usuario así como del número de ciclos computacionales que se utilicen, es posible llegar a soluciones en sistemas de ecuaciones tanto lineales como no lineales. El método se supone tiene mas de 150 años, sin embargo no es posible encontrar aplicaciones y documentos científicos que contengan resultados obtenidos por éste método sino hasta la década de los 50's (a mediados del siglo XX) (Seegerlind, L., 1984).

En realidad, el método como es utilizado hoy en día no ha cambiado en su fundamento desde sus inicios, sin embargo importantes aportaciones al mismo se hacen día con día, siendo que en la actualidad encontramos paquetería de computo con un enorme potencial para resolver todo tipo de problemas relacionados a la mecánica. El uso de sistemas de computo es necesario, pues el evaluar un problema con elementos finitos, es prácticamente imposible sin el apoyo electrónico, es probablemente por esa razón, que el método no fue ampliamente difundido sino hasta la llegada de los sistemas de informática posterior a la segunda guerra mundial, y mas tarde encontró un enorme campo de aplicación en todas las disciplinas de la ingeniería, cuando los sistemas de computo accesibles a ingenieros no relacionados con la industria militar estuvieron disponibles.

El uso de las aplicaciones de informática en el modelado con elementos finitos debe de ser evaluado con cuidado, pues es necesario un amplio entendimiento no solo respecto del método si no también de la mecánica, dado que una clara base conceptual es necesaria para comprender que es lo que se encuentra sucediendo en el interior de la computadora, y para poder interpretar los resultados que esta arroja.

El método puede ser separado en dos grandes divisiones. La primera de ellas utiliza elementos discretos, en los que se obtiene el desplazamiento de los nodos de acoplamiento y se calculan las fuerzas en cada uno de los miembros finales (Método de análisis matricial de estructuras). El segundo, y el mas comúnmente utilizado, funciona con elementos continuos, para los cuales el sistema considera que todo lo que existe dentro del elemento posee las mismas propiedades (Método del elemento finito), debido a esto la calidad de la malla de elementos finitos determina la precisión del trabajo, sin embargo, no se deben utilizar elementos tan pequeños que estos tiendan a cero, pues la solución solamente utilizaría un número gigantesco de ciclos de computo y no entregaría resultados mejores. Así pues, la malla se debe de elaborar de acuerdo a la información con que se cuente respecto a un problema específico, y en base al criterio de quien está elaborando los cálculos se determina el tamaño adecuado de los elementos finitos.

Un importante factor en la teoría de los elementos finitos es el factor de forma, denominado tanto en la mayor parte de los textos como en el presente trabajo como "N". Dicho factor determina la dirección de los desplazamientos en cada una de los sistemas coordenados y se puede expresar de manera lineal, bidimensional o en tres dimensiones. Para la mayor parte de los problemas relacionados a la condiciones estructurales en laderas, se pueden resolver utilizando modelos bidimensionales, por lo que el presente trabajo se enfoca a describir las ecuaciones de elementos finitos para problemas en una y dos dimensiones.

Función de forma

1) Elemento finito lineal en una sola dimensión

Determinación de la función de forma.

Considérese que la relación entre los nodos (ϕ_1 y ϕ_2) de la figura 1 es lineal; esto generará una ecuación de primer grado de la forma:

$$\phi = a_1 + a_2x \dots\dots\dots (1)$$

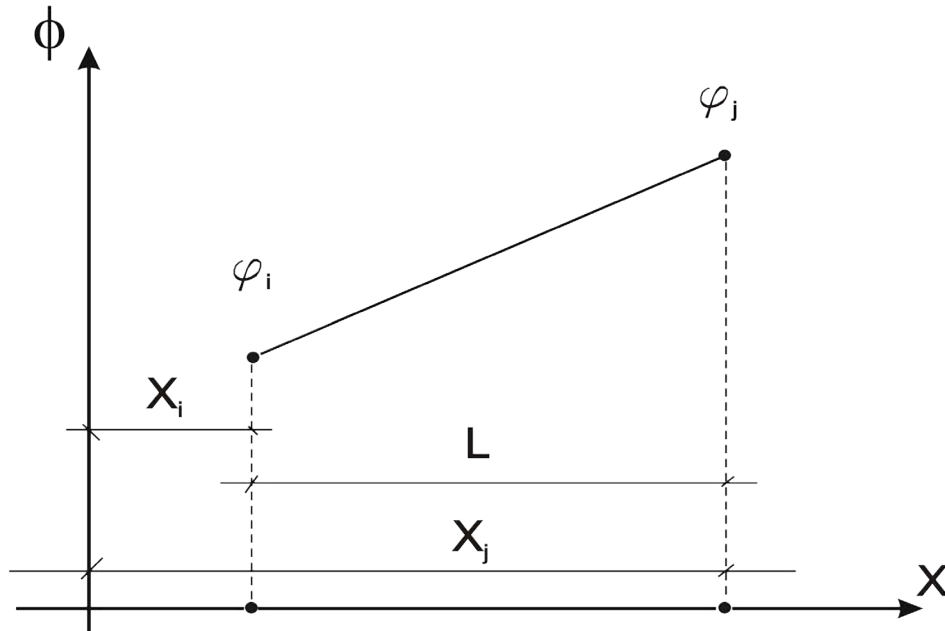


Figura 1. Elemento en una dimensión (1-SIMPLEX)

De la figura 1 se puede deducir que:

$$\phi = \phi_i \Rightarrow x = x_i$$

$$\phi = \phi_j \Rightarrow x = x_j$$

Por lo que se puede expresar que las ecuaciones para cada nodo son:

$$\phi_i = a_1 + a_2 x_i$$

$$\phi_j = a_1 + a_2 x_j$$

El sistema de ecuaciones se resuelve de manera simultánea para a_1 y a_2 :

$$\begin{aligned}
 a_1 &= \varphi_i - a_2 x_i \\
 \varphi_j &= \varphi_i - a_2 x_i + a_2 x_j \\
 \varphi_j - \varphi_i &= a_2 x_j - a_2 x_i \\
 \varphi_j - \varphi_i &= a_2 (x_j - x_i)
 \end{aligned}$$

$$a_2 = \frac{\varphi_j - \varphi_i}{x_j - x_i} \dots\dots\dots (a2)$$

$$\begin{aligned}
 a_1 &= \varphi_i - \left(\frac{\varphi_j - \varphi_i}{x_j - x_i} \right) x_i \\
 a_1 &= \varphi_i - \left(\frac{\varphi_j x_i - \varphi_i x_i}{x_j - x_i} \right) \\
 a_1 &= \frac{\varphi_i (x_j - x_i) - (\varphi_j x_i - \varphi_i x_i)}{x_j - x_i} \\
 a_1 &= \frac{\varphi_i x_j - \varphi_i x_i - \varphi_j x_i + \varphi_i x_i}{x_j - x_i}
 \end{aligned}$$

$$a_1 = \frac{\varphi_i x_j - \varphi_j x_i}{x_j - x_i} \dots\dots\dots (a1)$$

Substituyendo a1 y a2 en la ecuación 1 tenemos:

$$\phi = \frac{\varphi_i x_j - \varphi_j x_i}{x_j - x_i} + \left(\frac{\varphi_j - \varphi_i}{x_j - x_i} \right) x_i; \text{ Y de la figura 1 obtenemos que: } x_j - x_i = L$$

Entonces:

$$\phi = \frac{\phi_i x_j - \phi_j x_i}{L} + \frac{(\phi_j - \phi_i)x}{L}$$

$$\phi = \frac{\phi_i x_j - \phi_i x + \phi_j x - \phi_j x_i}{L}$$

$$\phi = \phi_i \left(\frac{x_j - x}{L} \right) + \phi_j \left(\frac{x - x_i}{L} \right) \dots\dots\dots (2)$$

Las funciones de forma que generalmente se denotan como “N” son funciones de la distancia, para el caso actual son funciones lineales de “x” lo que queda para cada uno de los nodos de la siguiente forma:

$$N_i = \left(\frac{x_j - x}{L} \right)$$

$$N_j = \left(\frac{x - x_i}{L} \right)$$

Por lo tanto la función de la ecuación “1” se puede escribir de la forma:

$$\phi = N_i \phi_i + N_j \phi_j$$

$$\phi = [N] \{\phi\} \dots\dots\dots (3)$$

Hasta este punto, solamente se han analizado problemas en una sola dimensión y relaciones nodales lineales del tipo de la ecuación (1).

Dichas funciones poseen propiedades únicas, que a su vez son propiedades de los elementos finitos, las propiedades de las funciones de forma se enlistan a continuación:

- La suma de las ecuaciones de forma “N” es igual a 1
- La función de forma tiene un valor unitario en su nodo correspondiente y cero en el nodo adyacente.
- La suma de las derivadas de las funciones de forma con respecto de “x” es igual a cero.

2) Funciones cuadráticas en una sola dimensión

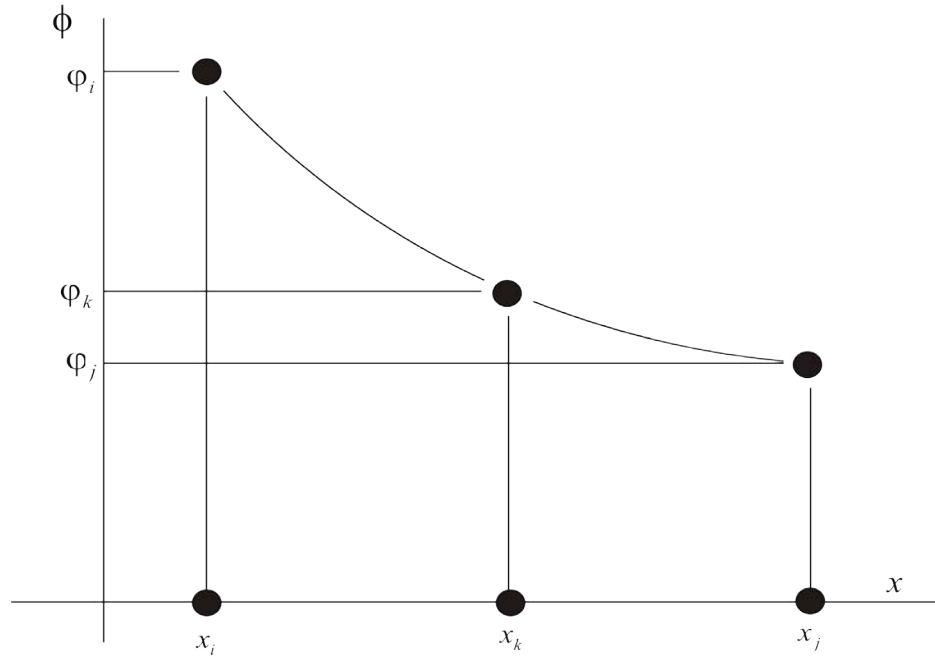


Figura 2 elemento finito unidimensional de segundo orden o cuadrático (2-SIMPLEX)

Aunque no es una regla, se debe buscar que la distancia entre nodos para sistemas de ecuaciones cuadráticas, cúbicas etc. sea igual, dado que simplifica la elaboración de las ecuaciones y de las funciones de forma. Para el caso de la figura 2 (2-SIMPLEX), tenemos tres nodos en la dirección x.

Y las ecuaciones de φ_n para cada uno de los nodos serán de orden cuadrático de la forma:

$$\begin{aligned}
 \varphi_i &= a_1 + a_2x_i + a_3x_i^2 \\
 \varphi_j &= a_1 + a_2x_j + a_3x_j^2 \dots\dots\dots (4) \\
 \varphi_k &= a_1 + a_2x_k + a_3x_k^2
 \end{aligned}$$

Resolver estos sistemas de ecuaciones, resulta mas complicado que despejar variables lineales por lo que para sistemas de ecuaciones cuadráticos o cúbicos, es preferible despejar las variables utilizando una interpolación Langragiana de funciones.

Los parámetros “a” ($a_{i,j,k}$) para cada una de las variables de “a” ($a_{1,2,3}$) son despejados y se integran las funciones de forma para un elemento finito lineal de segundo orden.

$$\begin{aligned}
 N_i &= \frac{2}{l^2} (x - x_j)(x - x_k) \\
 N_j &= \frac{2}{l^2} (x - x_i)(x - x_k) \dots\dots\dots (5) \\
 N_k &= \frac{2}{l^2} (x - x_i)(x - x_j)
 \end{aligned}$$

Entonces la expresión en función de x para el elemento finito cuadrático será:

$$\phi = \left(\frac{2}{l^2} (x - x_j)(x - x_k) \right) \phi_i + \left(\frac{2}{l^2} (x - x_i)(x - x_k) \right) \phi_j + \left(\frac{2}{l^2} (x - x_i)(x - x_j) \right) \phi_k \dots\dots\dots (6)$$

Y expresado en forma de matriz quedará igual a la formula de la expresión (3).

Los elementos finitos en una dimensión pueden seguir curvas mas complejas que la de la figura 2 pudiendo ser cúbicas cuartas etc. de acuerdo a la expresión:

$$\phi_i = a_1 + a_2 x_i + \dots + a_n x_i^n \dots\dots\dots (7)$$

y los parámetros de N_i serán una función del número de nodos que se tengan en el elemento finito (2 en primer orden; 3 para ecuaciones cuadráticas; 4 en ecuaciones cúbicas etc.). La tabla 1 resume los parámetros para N en un sistema unidimensional desde primer orden o lineal, a cúbico.

Función de interpolación	$x_i \leq x \leq x_j$
Lineal	$N_i = \frac{x_j - x}{l}$ $N_j = \frac{x - x_i}{l}$
Cuadrático	$N_i = \frac{2}{l^2} (x - x_j)(x - x_k)$ $N_j = \frac{2}{l^2} (x - x_i)(x - x_k)$ $N_k = -\frac{4}{l^2} (x - x_i)(x - x_j)$
Cúbico	$N_i = -\frac{9}{2l^3} (x - x_j)(x - x_k)(x - x_m)$ $N_j = \frac{9}{2l^3} (x - x_i)(x - x_k)(x - x_m)$ $N_k = \frac{27}{2l^3} (x - x_i)(x - x_j)(x - x_m)$ $N_m = -\frac{27}{2l^3} (x - x_i)(x - x_j)(x - x_k)$

Tabla 1. funciones de forma para elementos finitos lineales de primero, segundo y tercer orden
(Modificado de Moaveni., 1999)

3) Elementos finitos lineales de dos dimensiones

Para la elaboración de “mallas” de elementos finitos, se deben utilizar modelos geométricos, por lo que una figura geométrica deberá poseer al menos tres lados y tres nodos (elemento finito triangular), la cual representa la forma básica de los elementos finitos en dos dimensiones.

La posición del elemento puede ser graficada en un plano cartesiano, aunque al igual que en el elemento finito unidimensional, para poder graficarlo en función de los desplazamientos es necesario integrar un tercer elemento al que se denomina como (ϕ) , y se grafica de acuerdo a como se ilustra en la [figura 3](#)

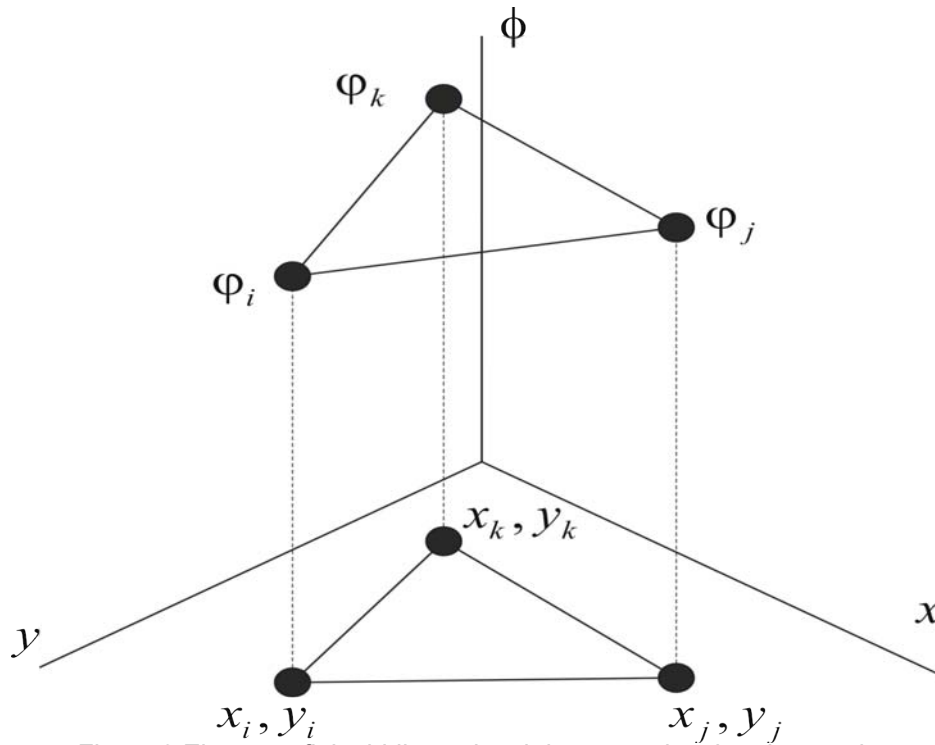


Figura 3 Elemento finito bidimensional de tres nodos de primer orden (1-SIMPLEX-2D)

Considerando el mismo criterio que en el modelado en una dimensión (1), se puede escribir una ecuación lineal para la elaboración de la ecuación en dos dimensiones de la forma:

$$\phi = a_1 + a_2x + a_3y \dots\dots\dots (8)$$

Sin embargo, el trabajar en planos bidimensionales se tiene mas de una línea, dicho de otra forma, se tienen mas de dos nodos (mínimo 3) lo que genera el área triangular del elemento finito bidimensional básico también denominado como “1-SIMPLEX-2D”.

Así pues, los valores nodales de (φ_n) , tienen un valor escalar para c/u de los nodos, y una ecuación para cada vector de la forma:

$$\varphi_i = a_1 + a_2 x_i + a_3 y_i$$

$$\varphi_j = a_1 + a_2 x_j + a_3 y_j$$

$$\varphi_k = a_1 + a_2 x_k + a_3 y_k$$

Siempre y cuando se satisfaga la condición:

$$\phi = \varphi_i \Rightarrow \begin{cases} x = x_i \\ y = y_i \end{cases}$$

$$\phi = \varphi_j \Rightarrow \begin{cases} x = x_j \\ y = y_j \end{cases}$$

$$\phi = \varphi_k \Rightarrow \begin{cases} x = x_k \\ y = y_k \end{cases}$$

$$\{\phi\} = \begin{Bmatrix} \varphi_i \\ \varphi_j \\ \varphi_k \end{Bmatrix}; \text{ y } [a] = \begin{bmatrix} a_1 & a_2 & a_3 \\ a_1 & a_2 & a_3 \\ a_1 & a_2 & a_3 \end{bmatrix}; [X] = \begin{bmatrix} 1 & x_i & y_i \\ 1 & x_j & y_j \\ 1 & x_k & y_k \end{bmatrix}$$

$$\{\phi\} = [a][X]$$

Por definición el determinante de la ecuación será igual a dos veces el área por lo que se obtiene:

$$2A = \begin{bmatrix} 1 & x_i & y_i \\ 1 & x_j & y_j \\ 1 & x_k & y_k \end{bmatrix}$$

Entonces se puede resolver el sistema de ecuaciones para [a] de la siguiente forma:

$$a_1 = \frac{\begin{bmatrix} x_j & y_j \\ x_k & y_k \end{bmatrix}}{2A} \phi_i + \frac{\begin{bmatrix} x_k & y_k \\ x_i & y_i \end{bmatrix}}{2A} \phi_j + \frac{\begin{bmatrix} x_i & y_i \\ x_j & y_j \end{bmatrix}}{2A} \phi_k$$

$$a_1 = \frac{1}{2A} [(x_j y_k - x_k y_j) \phi_i + (x_k y_i - x_i y_k) \phi_j + (x_i y_j - x_j y_i) \phi_k]$$

De la misma forma se pueden escribir a_2 y a_3 tal que:

$$a_2 = \frac{1}{2A} [(y_j - y_k) \phi_i + (y_k - y_i) \phi_j + (y_i - y_j) \phi_k]$$

$$a_3 = \frac{1}{2A} [(x_k - x_j) \phi_i + (x_i - x_k) \phi_j + (x_j - x_i) \phi_k]$$

Por lo que se pueden definir los factores de forma para (i,j,k) como:

$$N_i = \frac{1}{2A} [a_i + b_i x + c_i y]$$

$$N_j = \frac{1}{2A} [a_j + b_j x + c_j y] \dots\dots\dots(9)$$

$$N_k = \frac{1}{2A} [a_k + b_k x + c_k y]$$

Donde los valores para (a,b,c) son

$$\begin{aligned}
 a_i &= x_j y_k - x_k y_j & b_i &= y_j - y_k & c_i &= x_k - x_j \\
 a_j &= x_k y_i - x_i y_k ; & b_j &= y_k - y_i ; & c_j &= x_i - x_k \dots\dots\dots(10) \\
 a_k &= x_i y_j - x_j y_i & b_k &= y_i - y_j & c_k &= x_j - x_i
 \end{aligned}$$

De modo que se puede escribir la ecuación para un elemento finito lineal bidimensional de la forma:

$$\phi = N_i \phi_i + N_j \phi_j + N_k \phi_k \dots\dots\dots (11)$$

Y de igual manera en forma de matriz como queda expresado en la ecuación 3

$$\phi = [N] \{ \phi \}$$

4) Ecuaciones de forma en elementos finitos de dos dimensiones en sistemas de coordenadas naturales

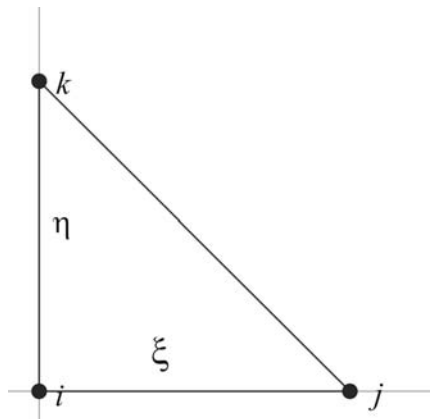


Figura 4 elemento finito bidimensional

Las ecuaciones para los nodos “ i,j,k ” en los ejes, denominados como ξ, η , se pueden deducir para cada constante, hasta ahora denominadas como “ a ” por medio de la construcción geométrica de Pascal, figura 5.

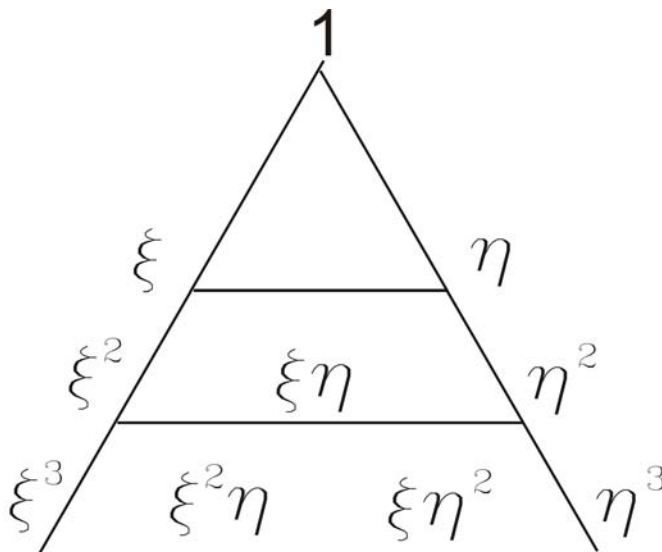


Figura 5; relaciones de Pascal utilizada en sistemas de ecuaciones de primer, segundo y tercer orden en dos dimensiones

Entonces se pueden deducir las funciones de forma de la figura 4 utilizando la relación ilustrada en la figura 5 de la forma:

De la ecuación (8) se tiene:

$$\phi = \alpha_0 + \alpha_1 \xi + \alpha_2 \eta$$

Si se considera que las coordenadas de la figura 4 para (i,j,k) son coordenadas naturales entonces se tiene:

$$\begin{matrix} i = (0,0) \\ j = (1,0) \\ k = (0,1) \end{matrix} \quad [D] = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 1 & \xi & 0 \\ 1 & 0 & \eta \end{bmatrix}; \quad \{n\} = \begin{bmatrix} \alpha_0 & \alpha_1 & \alpha_2 \\ \alpha_0 & \alpha_1 & \alpha_2 \\ \alpha_0 & \alpha_1 & \alpha_2 \end{bmatrix} \cdot [I]$$

$$\begin{aligned} a_i &= \alpha_0(1) + \alpha_1(0) + \alpha_2(0) = 1 \\ a_j &= \alpha_0(1) + \alpha_1(\xi) + \alpha_2(0) = 0 \\ a_k &= \alpha_0(1) + \alpha_1(0) + \alpha_2(\eta) = 0 \end{aligned}$$

$$b_i = \alpha_0(1) + \alpha_1(0) + \alpha_2(0) = 0$$

$$b_j = \alpha_0(1) + \alpha_1(\xi) + \alpha_2(0) = 1$$

$$b_k = \alpha_0(1) + \alpha_1(0) + \alpha_2(\eta) = 0$$

$$c_i = \alpha_0(1) + \alpha_1(0) + \alpha_2(0) = 0$$

$$c_j = \alpha_0(1) + \alpha_1(\xi) + \alpha_2(0) = 0$$

$$c_k = \alpha_0(1) + \alpha_1(0) + \alpha_2(\eta) = 1$$

$$\{a\} = [\alpha] \cdot [D] \cdot \{n\}$$

$$\{b\} = [\alpha] \cdot [D] \cdot \{n\}$$

$$\{c\} = [\alpha] \cdot [D] \cdot \{n\}$$

Por lo que se obtienen las ecuaciones de forma en sistema de coordenadas naturales para un elemento finito lineal de dos dimensiones.

$$\begin{aligned}
 N_i &= 1 - \xi - \eta \\
 N_j &= \xi \dots\dots\dots (12) \\
 N_k &= \eta
 \end{aligned}$$

5) Elementos finitos en dos dimensiones de segundo orden o cuadráticos

Este tipo de elementos finitos, también denominados como “2-SIMPLEX-2D” o “2-HIPERCUBO-2D”

Cuando se trabaja con sistemas de ecuaciones cuadráticas o con más nodos intermedios en dos dimensiones, el número de incógnitas a resolver en un sistema de ecuaciones se eleva considerablemente por lo que es conveniente resolver utilizando ecuaciones en sistemas de coordenadas naturales.

Como ya se mencionó, la función de variación es dependiente de la dimensión y del grado de la ecuación. Para el caso de un elemento finito en dos dimensiones de segundo orden, la ecuación obedece el teorema de Pascal de la forma:

$$\begin{aligned} \phi &= a_1 + a_2x + a_3y + a_4x^2 + a_5xy + a_6y^2 \\ \phi &= a_1 + a_2\xi + a_3\eta + a_4\xi^2 + a_5\xi\eta + a_6\eta^2 \dots\dots\dots(13) \end{aligned}$$

Debido a que la ecuación corresponde a 6 variables de "a", las cuales a su vez forman parte de su respectiva ecuación de ϕ , el sistema será un sistema de ecuaciones de segundo orden de 6x6.

El uso de coordenadas naturales es apropiado en este caso con objeto de resolver las ecuaciones para cada uno de los nodos del elemento finito. El sistema es un sistema de segundo orden, sin embargo el valor para cada uno de los nodos intermedios es considerado igual a cero y para cada uno de los valores de los nodos de los extremos con excepción del nodo que se encuentra siendo analizado tal como se ilustra en la [figura 6](#).

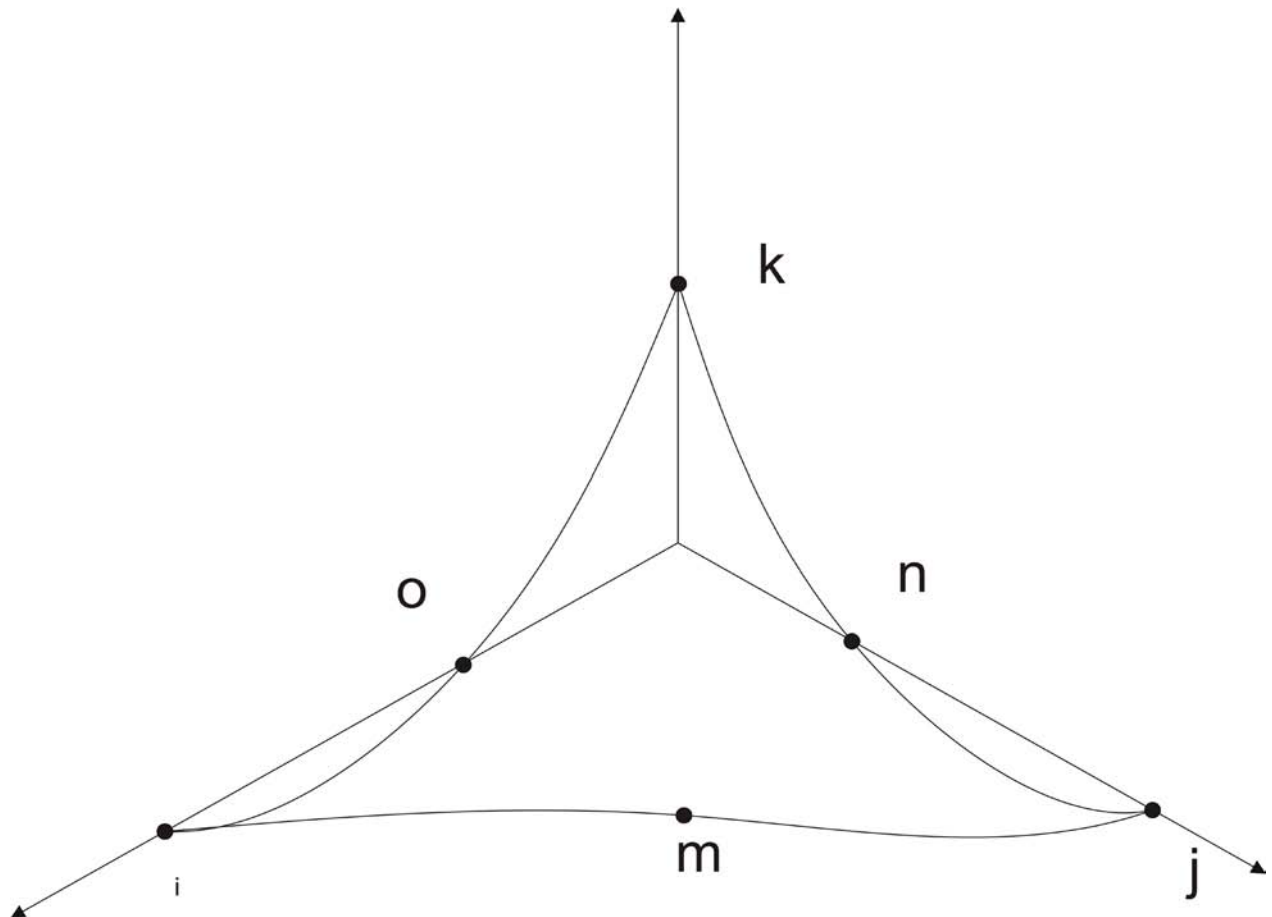


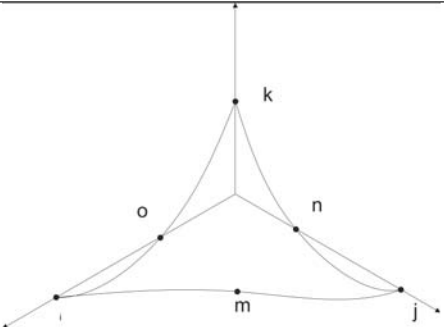
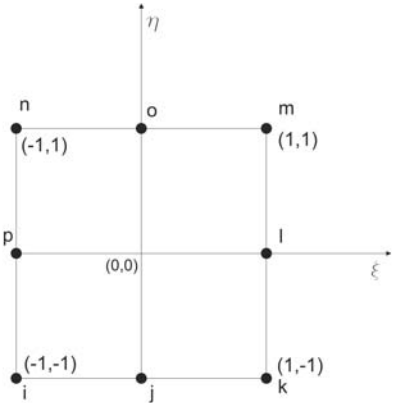
Figura 6. Representación de la forma de las curvas de segundo orden en un elemento finito bidimensional de tres lados con seis nodos (2-SIMPLEX-2D)

Se otorgan los valores de coordenadas naturales para cada una de las ecuaciones de segundo orden y se substituyen en la matriz de 6x6 con objeto de obtener las funciones de forma. Para este caso el resultado de la solución de la matriz es igual a:

$$\begin{aligned}
 N_i &= \xi(2\xi - 1) \\
 N_j &= \eta(2\eta - 1) \\
 N_k &= 1 - 3(\xi + \eta) + 2(\xi + \eta)^2 \\
 N_m &= 4\xi\eta \\
 N_n &= 4\eta(1 - \xi - \eta) \\
 N_o &= 4\xi(1 - \xi - \eta)
 \end{aligned}
 \dots\dots\dots(14)$$

En la [tabla 2](#) se resumen los tipos de funciones de forma en dos dimensiones que se encuentran relacionados al problema que se esta resolviendo en el presente documento.

Tabla 2. Funciones cuadráticas para elementos finitos en dos dimensiones

 <p style="text-align: center;">2-SIMPLEX-2D</p>	$ \begin{aligned} N_i &= \xi(2\xi - 1) \\ N_j &= \eta(2\eta - 1) \\ N_k &= 1 - 3(\xi + \eta) + 2(\xi + \eta)^2 \\ N_m &= 4\xi\eta \\ N_n &= 4\eta(1 - \xi - \eta) \\ N_o &= 4\xi(1 - \xi - \eta) \end{aligned} $
 <p style="text-align: center;">2-HIPERCUBO-2D</p>	$ \begin{aligned} N_i &= \frac{1}{4}(1 - \xi)(1 - \eta)(1 + \xi + \eta) \\ N_j &= \frac{1}{4}(1 + \xi)(1 - \eta)(-1 + \xi - \eta) \\ N_m &= \frac{1}{4}(1 + \xi)(1 + \eta)(-1 + \xi + \eta) \\ N_n &= \frac{1}{4}(1 - \xi)(1 + \eta)(1 + \xi - \eta) \\ N_k &= \frac{1}{2}(1 - \eta)(1 + \xi^2) \\ N_l &= \frac{1}{2}(1 + \xi)(1 - \eta^2) \\ N_o &= \frac{1}{2}(1 + \eta)(1 - \xi^2) \\ N_p &= \frac{1}{2}(1 - \xi)(1 - \eta^2) \end{aligned} $

Las funciones de forma son un elemento fundamental en el análisis de elementos finitos, ellas definen no solo la forma y grados de libertad que pueden ser utilizados en un análisis con elementos finitos, también nos indican la forma en que estos se pueden deformar por lo tanto una correcta definición del tipo de elemento finito incrementa la precisión al resolver un problema determinando. En el caso del trabajo de tesis, en donde los elementos finitos que se utilizaron fueron elementos finitos de 8 nodos y dos grados de libertad (x,y). Dichos elementos han resultado ser los mas adecuados ya que se acoplan a la compleja topografía de las secciones del volcán Cofre de Perote, y son especialmente adecuados para trabajar con materiales sólidos.

Elasticidad

Desde el punto de vista físico, todos los materiales son elásticos su rango elástico, dependerá de sus propiedades físico-químicas y de condiciones externas como puede ser la temperatura, y la forma en que interactúan, el presente trabajo trata con cuerpos sólidos, cuyas características o propiedades elásticas son más evidentes. En general se dice que hay 3 sistemas de ecuaciones para la teoría de la elasticidad:

1. Ecuaciones generales de equilibrio formuladas en función de las cargas que actúan sobre un cuerpo determinado.
2. Las ecuaciones de deformación.
3. Las leyes constitutivas de esfuerzo deformación.

(Logan, 2002)

Un cuerpo elástico es cualquier material sólido, y sus características elásticas se encuentran limitadas a su capacidad a deformarse bajo la acción de cargas y recuperar su forma inicial al retirarse estas. (Timoshenko y Godier, 1951).

Al tratar el concepto de elasticidad se deben involucrar los conceptos de esfuerzo y deformación, dado que un cuerpo se deforma y es elástico a medida que ambos conceptos determinan en forma mecánica las propiedades que este posea.

El estado general de esfuerzos de un cuerpo en cualquier punto se encuentra definido por nueve componentes de esfuerzo (15) de acuerdo a como se muestra en la [figura 7](#)

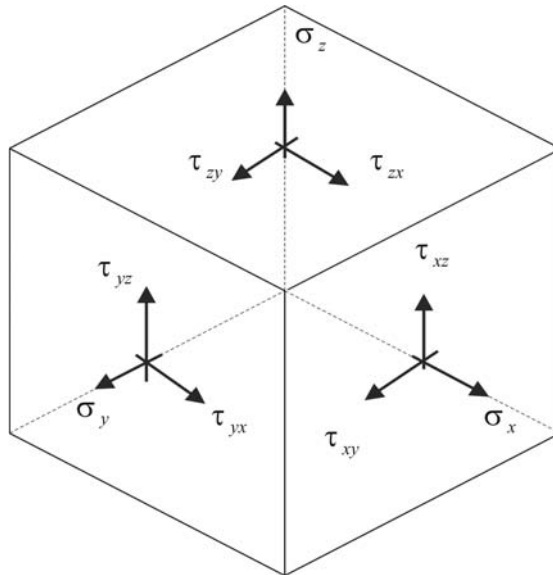


Figura 7 Tensor de esfuerzos característico.

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{bmatrix} \dots\dots\dots(15)$$

Así pues la ecuación 15 también puede ser expresada en forma vectorial de acuerdo a la expresión:

$$\{\sigma\}^T = [\sigma_x \quad \sigma_y \quad \sigma_z \quad \tau_{xy} \quad \tau_{xz} \quad \tau_{yz}] \dots\dots\dots(16)$$

Para la expresión 16, se asume que los valores de “ $\tau_{xy} = \tau_{yx}$ ”, lo mismo para los valores de zx y zy.

La aplicación de las fuerzas, y los cambios de temperatura ocasionan que un cuerpo se deforme, lo que da como resultado dos juegos diferentes de fuerzas que actúan en el desplazamiento de un elemento o nodo determinado “e”.

De acuerdo a la ley de Hook

$$\sigma = E \cdot \varepsilon \dots\dots\dots(17)$$

Donde:

- σ - Esfuerzo.
- E - Módulo de elasticidad.
- ε - Deformación unitaria.

Sin embargo al considerar cambios de temperatura se puede considerar la relación anterior de la forma:

$$\sigma = E \cdot e$$

Donde:

$$e = \varepsilon_T + \varepsilon \dots\dots\dots(18)$$

$$\varepsilon_T = \alpha \delta T$$

Donde α es el coeficiente de expansión térmica y δT es el cambio volumétrico

Las expresiones anteriores pueden quedar expresadas en forma vectorial quedando los valores de deformación y las deformaciones unitarias expresadas de la misma forma para cada una de las direcciones del tensor de esfuerzo representado en la [figura 7](#).

$$\begin{aligned} \{e\}^T &= [e_{xx} \quad e_{yy} \quad e_{zz} \quad e_{xy} \quad e_{xz} \quad e_{yz}] \\ \{\varepsilon\}^T &= [\varepsilon_{xx} \quad \varepsilon_{yy} \quad \varepsilon_{zz} \quad \varepsilon_{xy} \quad \varepsilon_{xz} \quad \varepsilon_{yz}] \dots\dots\dots(19) \\ \{\varepsilon_T\}^T &= [\alpha\delta T \quad \alpha\delta T \quad \alpha\delta T \quad 0 \quad 0 \quad 0] \end{aligned}$$

Expresando los coeficientes descritos en las fórmulas 17 y 18 se obtienen los esfuerzos para cada una de las direcciones de la matriz de esfuerzos de acuerdo al modelo de Hook.

$$\{\sigma\} = [D](\{e\} - \{\varepsilon_T\}) \dots\dots\dots(20)$$

De acuerdo a ley de Hook se puede observar que la matriz [D] es una matriz de elasticidad que se puede escribir de la forma:

$$[D] = \frac{E}{1+\mu} \cdot \begin{bmatrix} \frac{1-\mu}{1-2\mu} & \frac{\mu}{1-2\mu} & \frac{\mu}{1-2\mu} & 0 & 0 & 0 \\ \frac{\mu}{1-2\mu} & \frac{1-\mu}{1-2\mu} & \frac{\mu}{1-2\mu} & 0 & 0 & 0 \\ \frac{\mu}{1-2\mu} & \frac{\mu}{1-2\mu} & \frac{1-\mu}{1-2\mu} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \frac{1}{2} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{1}{2} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{1}{2} \end{bmatrix} \dots\dots\dots(21)$$

Donde:

μ - relación de Poisson

Simplificando para 19 se tiene:

$$d = \frac{1-\mu}{1-2\mu} ; \quad b = \frac{\mu}{1-2\mu} ; \quad c = \frac{1}{2}$$

Por lo que se puede escribir:

$$[D] = \frac{E}{1+\mu} \cdot \begin{bmatrix} d & b & b & 0 & 0 & 0 \\ b & d & b & 0 & 0 & 0 \\ b & b & d & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c \end{bmatrix}$$

Deformación

U=Deformación

Esta función corresponde al desplazamiento de cada uno de los nodos de su posición original a una nueva posición en cada una de las direcciones tal que:

$$u = f(x, y, z); \quad v = g(x, y, z); \quad w = h(x, y, z)$$

$$\begin{Bmatrix} u \\ v \\ w \end{Bmatrix} = [N] \{U^{(e)}\}$$

Donde:

$\{U^{(e)}\}$ - Corresponde al vector de los desplazamientos nodales

$[N]$ - Contiene los elementos de la matriz de forma

La deformación la cual forma parte del modelo de energía de deformación se encuentra asociada a cada una de las direcciones de desplazamiento en el nodo, cuyas ecuaciones deben ser consistentes con el vector de desplazamiento indicado en el vector la ecuación (19)

$$e_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}; \quad e_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}; \quad e_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z}; \quad e_{xy} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}; \quad e_{xz} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}; \quad e_{yz} = \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \quad \dots\dots\dots(22)$$

Tomando en consideración los desplazamientos totales del vector $\{e\}$, se puede escribir una ecuación de desplazamiento apoyada en una matriz derivada de las funciones de forma a la que se denomina como $[B]$, quedando la ecuación de la forma:

$$\{e\} = [B] \cdot \{U^{(e)}\} \quad \dots\dots\dots(23)$$

Donde $[B]$ corresponde a la matriz de las funciones de forma que se encuentra multiplicando a cada una de las funciones de desplazamiento. Esta matriz tiene una dimensión variable, dado que es una función de la ecuación de las funciones de forma y varía en sus dimensiones de acuerdo al espacio vectorial en el cual se está trabajando y al número de nodos contenidos en el elemento finito. Para ilustrar la forma de dicha ecuación se muestra con un elemento finito bidimensional (figura 8) en las que se muestran los desplazamientos para cada una de las dos direcciones y los tres nodos correspondientes al elemento.

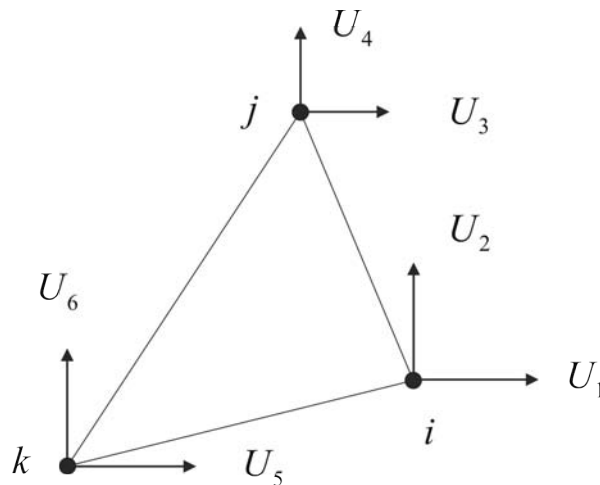


Figura 8. Componentes de deformación para cada uno de los nodos en un elemento finito bidimensional.

Para poder elaborar la matriz de $[B]$, tomamos las funciones de desplazamiento de las ecuaciones (22).

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} [N_1 \quad 0 \quad N_2 \quad 0 \quad N_3 \quad 0] \cdot \begin{pmatrix} U_1 \\ U_2 \\ U_3 \\ U_4 \\ U_5 \\ U_6 \end{pmatrix} + \frac{\partial}{\partial y} [0 \quad N_1 \quad 0 \quad N_2 \quad 0 \quad N_3] \cdot \begin{pmatrix} U_1 \\ U_2 \\ U_3 \\ U_4 \\ U_5 \\ U_6 \end{pmatrix}$$

De acuerdo a la ecuación (23) se tiene:

$$\begin{pmatrix} e_x \\ e_y \\ e_z \\ e_y \\ e_x \\ e_x \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial N_1}{\partial x} & 0 & \frac{\partial N_2}{\partial x} & 0 & \frac{\partial N_3}{\partial x} & 0 \\ 0 & \frac{\partial N_1}{\partial y} & 0 & \frac{\partial N_2}{\partial y} & 0 & \frac{\partial N_3}{\partial y} \\ \frac{\partial N_1}{\partial x} & \frac{\partial N_1}{\partial y} & \frac{\partial N_2}{\partial x} & \frac{\partial N_2}{\partial y} & \frac{\partial N_3}{\partial x} & \frac{\partial N_3}{\partial y} \end{bmatrix} \cdot \begin{pmatrix} U_1 \\ U_2 \\ U_3 \\ U_4 \\ U_5 \\ U_6 \end{pmatrix} \dots\dots\dots(24)$$

Determinación de la matriz de rigidez

Una vez que contamos con los parámetros de [B] la cual corresponde a una matriz de forma multiplicada por la matriz de deformación (24), podemos multiplicarla por la matriz de módulos elásticos [D] obteniendo la matriz de rigidez a la que se denominará como [k]

$$[k] = \int_V [B]^T \cdot [D] \cdot [B] dV$$

La matriz de constantes de forma y la matriz de constantes elásticas son constantes, por lo tanto la integral quedará

$$[k] = [B]^T \cdot [D] \cdot [B] \int_V dV$$

Para un elemento finito bidimensional, se considera que su “z” o espesor es constante y en general se hace la consideración de que es unitario, por lo tanto la matriz de rigidez quedará de la forma:

$$[k] = [B]^T \cdot [D] \cdot [B] At \dots\dots\dots(25)$$

Para el cual:

A- es el área

t – es el espesor considerado como una constante en el caso de elementos bidimensionales.

Energía de deformación

La energía de deformación en un cuerpo tri dimensional, se encuentra asociada a los desplazamientos de estos en cada una de las direcciones del tensor de acuerdo a la relación:

$$\begin{aligned}\Lambda^{(e)} &= \frac{1}{2} \int S \cdot \varepsilon dV \\ \Lambda^{(e)} &= \frac{1}{2} \int_V (\sigma_{xx} \varepsilon_{xx} + \sigma_{yy} \varepsilon_{yy} + \sigma_{zz} \varepsilon_{zz} + \sigma_{xy} \varepsilon_{xy} + \sigma_{xz} \varepsilon_{xz} + \sigma_{yz} \varepsilon_{yz}) dV \\ \Lambda^{(e)} &= \frac{1}{2} \int_V \{\sigma\}^T \{\varepsilon\} dV \dots\dots\dots(25)\end{aligned}$$

Los elementos del esfuerzo se pueden reemplazar de acuerdo a la Ley de Hook (ecuación 20) quedando de la forma:

$$\Lambda^{(e)} = \frac{1}{2} \int_V \{\varepsilon\}^T [D] \{\varepsilon\} dV \dots\dots\dots(26)$$

Al substituir 18 en 26 se obtiene:

$$\Lambda^{(e)} = \frac{1}{2} \int \{e\}^T [D] \{e\} dV - \int \{e\}^T [D] \{\varepsilon_t\} dV + \int \{\varepsilon_t\}^T [D] \{\varepsilon_t\} dV$$

La expresión de la energía de deformación no dependiente de {U} corresponde a la expresión de trabajo, por lo que el último término de la expresión es considerado igual a cero por no depender de U y por lo tanto se tiene la expresión:

$$\Lambda^{(e)} = \frac{1}{2} \int \{e\}^T [D] \{e\} dV - \int \{e\}^T [D] \{\varepsilon_t\} dV \dots\dots\dots(27)$$

Así pues, la energía de deformación tal como es planteada en la ecuación 26 propone un continuo de deformación donde:

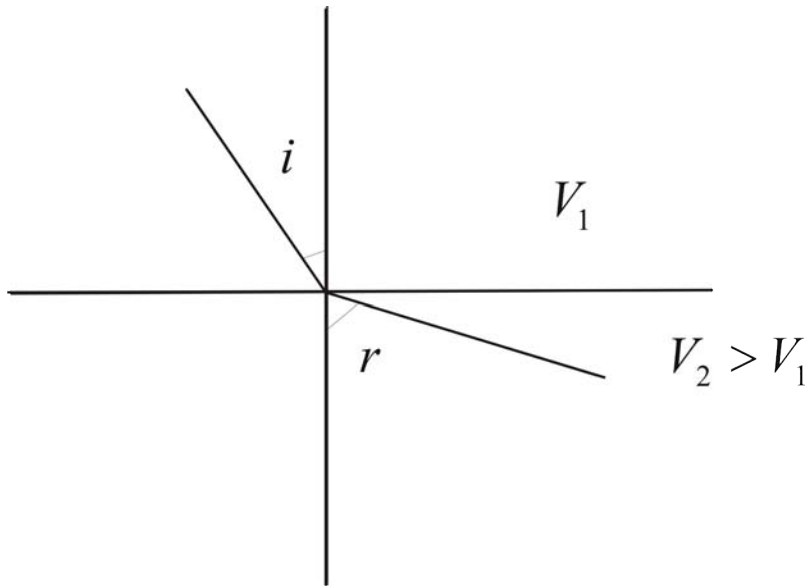
- {ε} - Campo de deformatción elástico
- [D] - Matriz de constantes elásticas
- {e} - Deformaciones totales

Apéndice 2

Fundamentos de Sismología de Refracción

El método data desde mediados del siglo XIX, su uso, tanto en la geología como en el presente trabajo busca obtener propiedades geomecánicas de las rocas (caso que ocupa el presente trabajo) y los espesores de los estratos que componen los diferentes sectores del volcán. El método utiliza la velocidad de desplazamiento de ondas acústicas a través de los diferentes medios en donde se propaga, la forma en que estas son refractadas al pasar de un medio a otro o a través de discontinuidades presentes en los estratos de roca. La velocidad de transmisión de las ondas a través del medio es medida a diferentes distancias y registrada por medio de un geófono, o un arreglo de varios geófonos, las ondas acústicas se generan a diferentes distancias de estos, y se registran en una relación de tiempo distancia.

En principio, la refracción sísmica puede ser explicada en términos muy simples considerando las ondas refractadas S y P. La velocidad de la onda P es considerada como V_1 en un estrato superior y la velocidad V_2 la velocidad de la misma onda en un estrato por debajo del primero. En este punto y para que la deducción sea mas simple, se consideran solamente dos estratos, asimismo se asume que la velocidad V_2 se desplaza a una mayor velocidad en el estrato inferior para lo cual se puede asumir que $V_2 > V_1$. Las ondas producidas en la fuente u origen (F) viajan en todas direcciones como se ilustra en la figura 1, sin embargo en cualquier punto donde exista estratificación o un cambio litológico, las ondas son desviadas de acuerdo a lo propuesto por la ley de Snell.



Donde:

V_i = Velocidad de la onda incidente.

V_r = Velocidad de la onda refractada.

$$\frac{\text{sen} \cdot i}{\text{sen} \cdot r} = \frac{V_i}{V_r} \dots\dots\dots(1)$$

Dicha Ley propone que entre mayores son los ángulos de refracción, los ángulos de incidencia son mayores en donde el límite es el ángulo cuya refracción es igual a 90° denominado como ángulo de refracción crítico. (i_c). En el caso del ángulo de refracción crítico, la Ley de Snell puede ser expresada como:

$$\text{sen} \cdot i_c = \frac{V_1}{V_2} \dots\dots\dots(2)$$

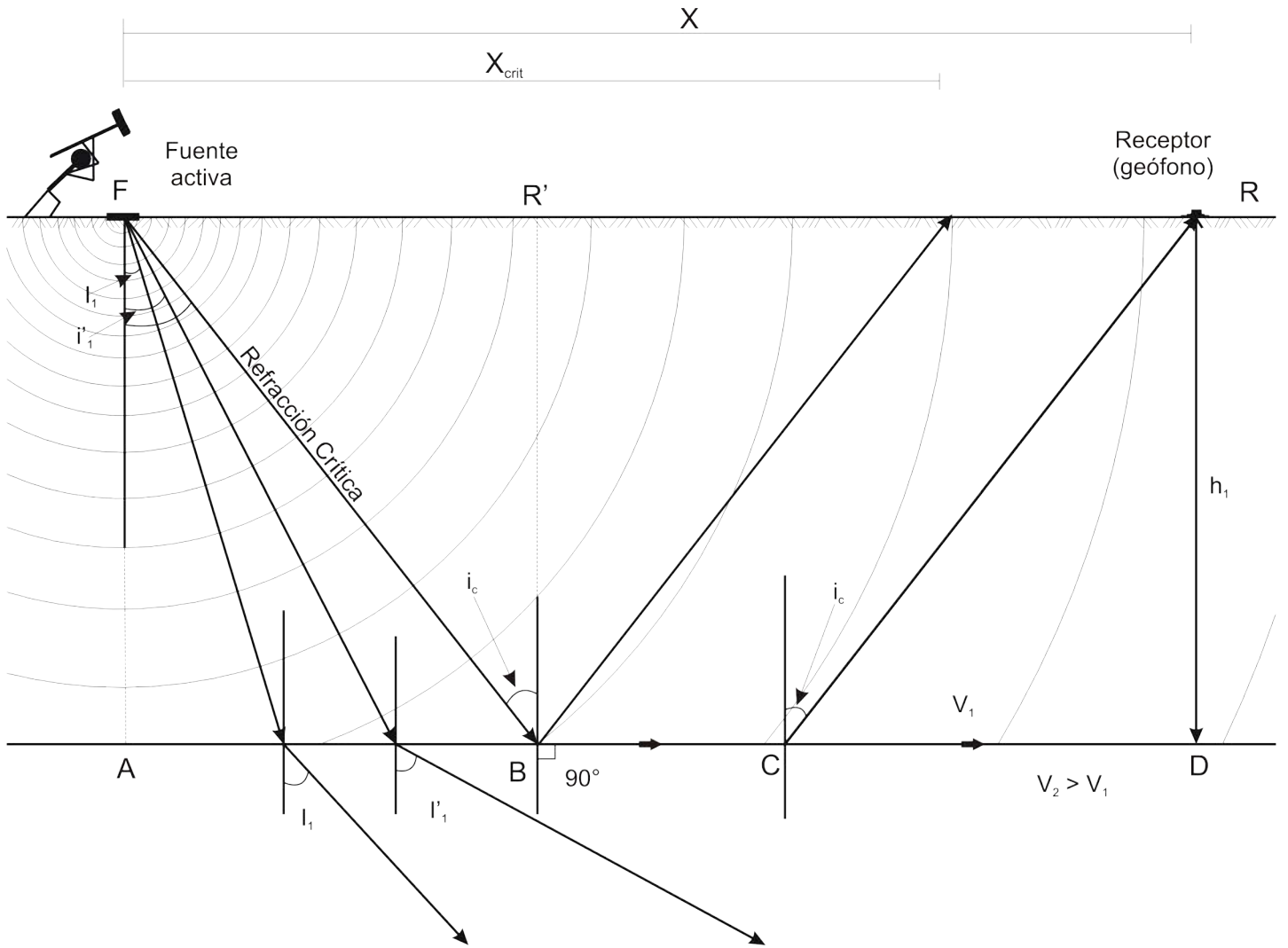


Figura 2. Diagrama de refracción de ondas sísmicas en una estructura con un solo estrato de espesor h_1 .

Dependiendo de las características físicas y de espesor de los estratos, existe una distancia mínima de observación para ondas sísmicas refractadas que se puede calcular por medio de la ecuación:

$$X_{crit} = \frac{2h_1}{\left[\left(\frac{v_2}{v_1} \right)^2 - 1 \right]^{1/2}} \dots\dots\dots(3)$$

De la [figura 1](#) se deduce lo siguiente:

$$FB = BR = \frac{h_1}{\cos i_c}$$
$$AB = CD = h_1 \tan i_c$$
$$BC = X - (AB + CD)$$

El tiempo de viaje de la onda refractada será igual a:

El tiempo de viaje de la onda refractada será igual a:

$$T_T = \frac{FB}{V_1} + \frac{BC}{V_2} + \frac{CR}{V_1}; \text{ o bién } T_T = T_1 + T_2 + T_3 \quad \text{Donde } T_T = \text{tiempo de viaje de la onda refractada}$$

Mediante algunas identidades trigonométricas y las expresiones anteriores se puede deducir:

$$h_1 = \frac{X_c}{2} \sqrt{\left(\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}\right)} \dots\dots\dots(4)$$

(Robinson, 1988).

Esfuerzo Deformación

La relación entre la propagación de ondas en diferentes medios y su velocidad se encuentra relacionada a las propiedades mecánicas de los mismos en función de lo propuesto por la ley de Hooke que dice que la deformación sufrida por los cuerpos, es directamente proporcional a la magnitud de la carga admitida dentro de lo que se denomina como límite de proporcionalidad o límite elástico, donde el límite de elasticidad de un cuerpo es una relación lineal del esfuerzo deformación ([figura 2](#))

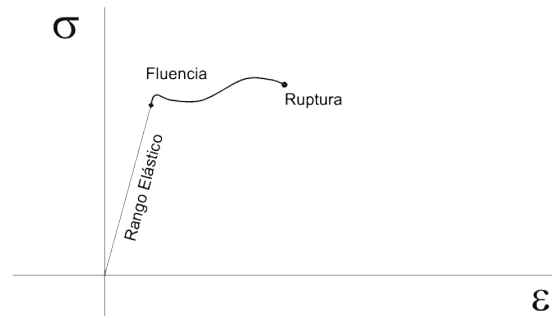
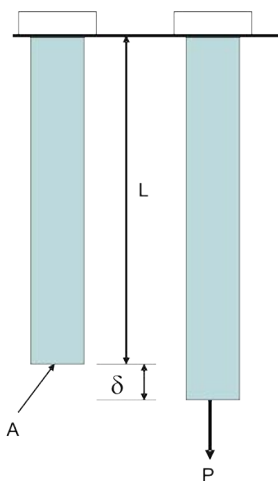


Figura 2. Diagrama de la relación esfuerzo deformación (Ley de Hooke)

Por otra parte, la deformación unitaria en una dimensión (ε) es una relación del alargamiento total en función de la longitud inicial.



Donde:

$$\varepsilon = \frac{\delta}{l} \dots\dots\dots(5)$$

Así pues se dice que bajo la aplicación de una carga “P” se genera un esfuerzo que a su vez es una función de la superficie total normal a la aplicación del mismo y se puede expresar como sigue:

Donde:

$$\sigma = \frac{P}{A} \dots\dots\dots(6)$$

σ = Esfuerzo

P = Carga

A = Area

Así pues se deduce que el esfuerzo es una función de una constante de deformación multiplicada por la deformación unitaria y se escribe de la forma:

$$\frac{P}{A} = \mu \cdot \frac{\delta}{l} \dots\dots\dots(7)$$

por lo que la expresión se reescribe como:

$$\sigma = \mu \cdot \varepsilon$$

Por lo que el módulo de deformación será la deformación máxima que un material admita dentro de lo denominado como el límite de proporcionalidad indicado en la figura 2, y la constante se denomina como Módulo de Young o Módulo de elasticidad.

$$\sigma = E \cdot \varepsilon \dots\dots\dots(8) \text{ Ley de Hooke}$$

Por lo que substituyendo la ecuación 8 en la ecuación 7 se obtiene:

$$\delta = \frac{P}{A} \dots\dots\dots(9)$$

La ecuación anterior involucra la deformación en una sola dirección, sin embargo cuando considera una deformación elástica y un cuerpo con un volumen constante se tiene obtiene que la relación entre el cambio geométrico en una dirección tiene que ser proporcional al cambio geométrico en dirección ortogonal, a este concepto se le denomina como la relación de Poisson (figura 3).

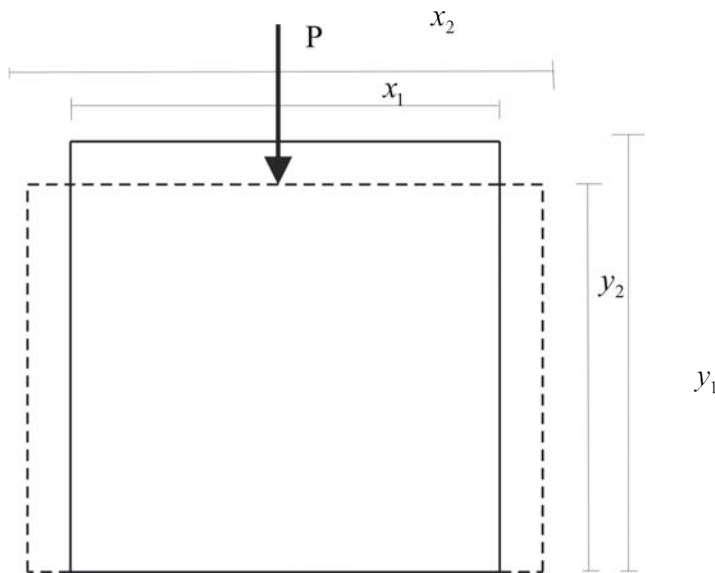


Figura 3. Croquis de deformación utilizado para explicar el criterio de Poisson

De acuerdo al modelo de Poisson, la relación entre la deformación horizontal, entre la deformación vertical es igual al módulo de deformación volumétrica también definido como módulo de Poisson (ν).

$$\nu = \frac{(x_2 - x_1)}{(y_1 - y_2)} = \frac{[Deformación \cdot lateral]}{[Deformación \cdot axial]} \dots\dots\dots(10)$$

Por su parte, el módulo de rigidez es una función de las deformaciones (ν) y el módulo de elasticidad (E) el cual en la mayor parte de los textos es generalmente expresado como “G” y se define de la forma:

$$G = \frac{E}{2(1+\nu)} \dots\dots\dots(11)$$

Por otra parte existe una relación entre el cambio de volumen y la presión hidrostática aplicada a la masa de material la cual se encuentra gobernada por lo denominado como módulo de incompresibilidad volumétrica o módulo de Bulk (K) (Alvarez Manilla *et al.*, 2003)

$$K = \frac{E}{3(1-2\nu)} \dots\dots\dots(12)$$

Relación entre los parámetros mecánicos de las rocas y la propagación de ondas sísmicas a través del medio

Los módulos elásticos y de rigidez (K,G), regulan la velocidad de propagación de ondas a través de un medio, lo cual implica que su velocidad de transmisión es una medida de su resistencia al ser sometidos a esfuerzos. Los módulos pueden ser relacionados a las velocidades “s” y “p” de acuerdo a las expresiones:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}G}{\rho}} \dots\dots\dots(13)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \dots\dots\dots(14)$$

Las ondas sísmicas se mueven a través de los cuerpos produciendo una perturbación “elástica” de acuerdo a la ley de Hooke, la cual es transmitida en forma de dos tipos de ondas: (a) de dilatación o compresión, (b) transversales o de cizalla.

La onda “p” o de dilatación, provoca un cambio de volumen pero no de forma y su propagación se encuentra afectada por el módulo de rigidez del material [figura 4](#).

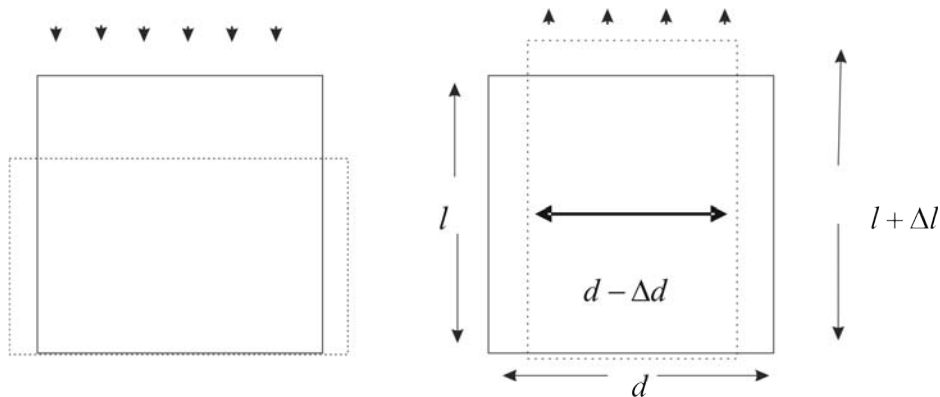


Figura 4. Efectos de la onda P. (Modificado de [Alvarez Manilla et al., 2003](#))

Por otra parte, las ondas “s” o de corte, se encuentran relacionadas al módulo de rigidez el cual se considera como una relación entre el esfuerzo transversal y el desplazamiento relativo de los planos de deslizamiento, el cual se puede expresar como una forma modificada de la ecuación 11 de acuerdo a la fórmula:

$$G = \rho V_s^2 \dots\dots\dots(15)$$

Donde:

ρ = Densidad del material

Mediante la velocidad de transmisión de las ondas sísmicas los pesos volumétricos y las relaciones de V_p y V_s , es posible calcular la relación de Poisson, y los módulos elásticos dinámicos de rigidez, Young y bulk ([Alvarez Manilla et al., 2003](#)).

$$\nu = \frac{\left[\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 2 \right]}{2 \left[\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1 \right]} \dots\dots\dots(16)$$

$$G = \rho V_s^2 \dots\dots\dots(17)$$

$$E = 2G(1+\nu) \dots\dots\dots(18)$$

$$K = \frac{E}{3(1-2\nu)} \dots\dots\dots(19)$$

Apéndice

3

Datos estructurales

Tabla A-1 Diagrama de alineamientos estructurales obtenido a partir de interpretación de la imágenes aéreas (ortofotos) 1:15,000 del volcán Cofre de Perote

X_0	Y_0	X_f	Y_f
694048	2156400	692053	2158640
694665	2156480	696485	2155120
696169	2154920	698385	2153330
694048	2155910	694918	2156690
693820	2154720	693736	2155090
693687	2154500	694020	2154690
693898	2155100	693570	2155410
693316	2154360	693319	2154600
693205	2153970	693385	2154270
692740	2153990	692876	2154160
698463	2155290	698063	2155550
698080	2155670	697906	2155940
698443	2156470	697119	2156310
697089	2156300	696188	2156320
694541	2156310	694749	2156370
694786	2156360	695347	2156310
694398	2156340	694286	2156610
694225	2156190	694163	2156420
694079	2156310	694145	2156130

Tabla A-2 Diagrama de alineamientos estructurales obtenido a partir de interpretación de la imágenes aéreas (ortofotos) 1:15,000 del volcán Cofre de Perote

X_0	Y_0	X_f	Y_f
693834	2156510	694011	2156300
694013	2156280	693996	2155980
693890	2155610	693931	2155860
693941	2155880	693990	2155980
693927	2155480	693934	2155710
693942	2155720	694048	2155900
693959	2155380	693982	2155570
693968	2155570	694023	2155630
694032	2155640	694056	2155680
694056	2155680	694031	2155760
694058	2155840	694100	2155880
694128	2155660	694176	2155760
693830	2155680	693789	2155550
693817	2155680	693764	2155570
693792	2155670	693752	2155580
693671	2155510	693727	2155570
693682	2155500	693751	2155560
693700	2155460	693779	2155550
693895	2155410	693927	2155210
694035	2154710	694015	2155080
694003	2155090	693974	2155210
694127	2155230	694086	2155270
694288	2154860	694394	2154920
694394	2154920	694439	2155000
694479	2155010	694730	2155020
694449	2155030	694350	2155020
693303	2156450	693355	2156520
695104	2157240	695478	2157580
694922	2157130	695089	2157230
695478	2157600	695523	2157860
693459	2154570	693517	2154450
693821	2154350	693779	2154440
693706	2154150	693837	2154360
693158	2153790	693220	2153880

Tabla A-3 Diagrama de alineamientos estructurales obtenido a partir de interpretación de la imágenes aéreas (ortofotos) 1:15,000 del volcán Cofre de Perote

X0	Y0	Xf	Yf
693353	2153580	693462	2153760
694092	2154580	694186	2154210
694334	2154280	694357	2154040
694320	2153410	694124	2154080
694260	2152750	693940	2153090
694426	2152760	694212	2153220
694338	2153940	694419	2153750
694398	2153700	694492	2153520
694481	2153430	694624	2153140
695307	2153730	695489	2153460
695537	2153260	696230	2152500
696105	2153010	695910	2153230
696239	2153100	696089	2153310
695937	2153370	695871	2153430
696455	2152320	696757	2152070
696918	2152280	696968	2152070
696984	2151750	696858	2152010
697118	2151240	697145	2151740
696218	2152490	696299	2152350
696579	2151530	696517	2151790
696570	2151480	696688	2151220
697099	2151400	696846	2151800
696830	2151830	696740	2152040
696740	2152070	696906	2152170
698462	2151170	698100	2151410
696782	2152140	696533	2152400
696096	2152880	696134	2152740
696351	2152590	696151	2152710
696432	2152660	696538	2152550
694302	2155070	694460	2155100
694461	2155050	694534	2155140
694565	2155140	694705	2155160
694434	2155100	694283	2155160
694072	2155460	694066	2155510
694058	2155510	694083	2155540

Tabla A-4 Diagrama de alineamientos estructurales obtenido a partir de interpretación de la imágenes aéreas (ortofotos) 1:15,000 del volcán Cofre de Perote

X_0	Y_0	X_f	Y_f
694113	2155420	694075	2155460
694116	2155380	694115	2155410
694187	2155900	694221	2155940
694244	2155960	694237	2156040
694209	2156100	694242	2156160
694250	2156160	694423	2156290
695278	2157500	695334	2157620
695333	2157640	695336	2157690
696933	2159090	696183	2158770
696228	2158730	695932	2158010
696768	2157890	696465	2157740
696600	2157200	697413	2157670
697443	2157710	697880	2157750
696193	2156500	696623	2157150
696952	2157740	697948	2158030
697357	2157650	696300	2157490
694886	2157640	695024	2158110
694435	2156850	694531	2156760
694531	2156750	694544	2156710
693402	2155810	693475	2156020
693331	2155770	693448	2155830
693277	2155670	693298	2155880
693017	2155420	693080	2155400
693186	2155420	693251	2155380
696212	2154660	695586	2154950
695379	2155520	695557	2154970
696111	2155070	695873	2155350
695626	2155330	695851	2155070
696823	2154600	696966	2154500
690119	2156170	689657	2156620
690141	2156520	689179	2157110
690305	2155100	690486	2155230
690054	2154890	690297	2155020
690303	2155100	690299	2155030
689774	2154720	690027	2154860

Tabla A-5 Diagrama de alineamientos estructurales obtenido a partir de interpretación de la imágenes aéreas (ortofotos) 1:15,000 del volcán Cofre de Perote

X_0	Y_0	X_r	Y_r
698181	2153990	698021	2154340
698030	2154360	697733	2154780
697221	2154990	697730	2154770
697707	2154620	697250	2154800
693471	2155460	693628	2155560
693375	2155390	693066	2155180
693054	2155180	692865	2155070
692647	2155370	692749	2155070
693518	2155270	693495	2155390
693516	2155270	693450	2155050
693251	2154890	693378	2155040
693794	2154700	693648	2154970
693678	2154980	693643	2155050
693945	2155070	693952	2154970
693777	2155070	693779	2154990
693801	2154900	693844	2154780
693947	2154910	693947	2154850
693918	2154700	693963	2154780
693965	2154790	693965	2154840
693963	2154840	693950	2154860
694354	2156120	694514	2156270
694330	2156120	694505	2156280
694041	2156150	694093	2156000
694122	2155970	694153	2155930
694076	2156160	694148	2156070
694664	2156330	694683	2156160
694876	2156140	694876	2156250
694814	2156350	694976	2156610
694746	2156730	695086	2156740
694930	2156120	695074	2156020
694932	2156200	695055	2156110
694548	2155660	694769	2155890
694803	2155900	694917	2156070
692351	2152430	693043	2152960
694167	2152410	694364	2151730

Tabla A-6 Diagrama de alineamientos estructurales obtenido a partir de interpretación de la imágenes aéreas (ortofotos) 1:15,000 del volcán Cofre de Perote

X_0	Y_0	X_r	Y_r
694439	2151650	694552	2151420
694468	2151690	694541	2151550
694564	2151150	694830	2152040
694439	2152730	694375	2152390
694309	2152370	694338	2152540
694387	2152370	694439	2152260
694805	2151640	694755	2151820
694779	2151610	695024	2151710
694719	2151480	694819	2151530
694615	2150850	694451	2151000
694659	2150840	694873	2150650
694894	2150610	694984	2150460
694873	2150450	694985	2150300
694506	2151050	694562	2151130
694570	2151400	694555	2151320
694567	2151210	694562	2151300
694651	2151400	694717	2151450
694150	2155320	694127	2155050
694354	2154630	694138	2155030
694373	2154650	694473	2154760
694379	2155040	694406	2155090
694440	2155120	694409	2155160
694281	2155220	694347	2155210
693953	2155370	694034	2155310
693389	2155820	693390	2155930
694036	2156340	694004	2156400
693936	2156510	693986	2156590
693979	2156590	693976	2156660
693884	2156720	693941	2156660
694093	2156600	694022	2156700
693910	2156860	694040	2156730
694032	2156710	694113	2156610
693576	2155580	693632	2155670
693809	2155630	693746	2155710
693816	2155660	693798	2155690

Tabla A-7 Diagrama de alineamientos estructurales obtenido a partir de interpretación de la imágenes aéreas (ortofotos) 1:15,000 del volcán Cofre de Perote

X_0	Y_0	X_f	Y_f
693779	2155840	693793	2155700
693168	2155580	693429	2155430
693296	2155630	693434	2155510
693126	2155480	693306	2155600
693305	2155570	693348	2155630
693811	2155580	693801	2155480
693792	2155300	693792	2155400
694106	2155270	694229	2155620
694227	2155780	694312	2156110
694506	2156010	694580	2156020
694455	2155940	694495	2155990
694657	2155750	694710	2155710
694737	2155650	694723	2155680
694903	2155680	694857	2155770
694745	2155830	694645	2155900
694863	2155900	694926	2156010
694832	2155860	694710	2155970
695437	2156110	695502	2156080
695583	2156030	695634	2156010
695480	2156010	695434	2156040
695560	2155980	695526	2156000
693518	2154440	693517	2154420
693509	2154410	693469	2154370

Tabla B-1 Diagrama de alineamientos estructurales obtenido a partir de interpretación de la imagen de satélite Landsat 7tm del la cadena volcánica Citlaltépetl-Cofre de Perote

X_0	Y_0	X_f	Y_f
678674	2153420	681249	2150030
684510	2157500	686098	2157330
686398	2157630	687514	2157840
687600	2156560	689016	2156560
688158	2157330	689574	2156600
686982	2162210	689955	2160060
690105	2159570	690670	2157390
689767	2152530	692439	2153590
694245	2149490	695487	2148620
695901	2148430	698084	2148430
694659	2156750	695562	2158180
695412	2156030	697143	2157010
696428	2155090	697933	2155130
696390	2154450	699137	2152870
695600	2153780	696766	2153960
695111	2152950	695750	2152460
696352	2151930	696842	2151370
697331	2151410	698272	2151140
699288	2158140	699815	2158180
698836	2156670	700266	2157390
701470	2157650	702261	2154230
701320	2161190	702712	2160020
702712	2160020	706438	2160320
701734	2162700	705158	2162810
692100	2166910	692100	2168080
694471	2165780	694659	2168640
699965	2167210	700567	2168790
699815	2166310	701019	2167630
700530	2165890	701659	2167020
701696	2168040	702788	2169170
700944	2167740	704255	2168190
703540	2166610	705158	2167550
679187	2138790	680751	2137190
676445	2133150	677310	2133450
677649	2131610	679154	2132250

Tabla B-2 Diagrama de alineamientos estructurales obtenido a partir de interpretación de la imagen de satélite Landsat 7tm del la cadena volcánica Citlaltépetl-Cofre de Perote

X_0	Y_0	X_f	Y_f
679230	2133420	681224	2133120
686154	2133570	687321	2132890
691014	2144440	693260	2144600
691095	2143920	691335	2142360
689651	2141600	690654	2142120
689892	2138630	691856	2140070
690253	2138150	691335	2138550
687847	2134980	688809	2136620
690172	2136380	691455	2137350
692859	2138550	694302	2138230
690573	2135140	691977	2134060
692458	2136300	694021	2135300
692288	2130220	694132	2130330
691084	2129130	692401	2129050
694262	2138350	696507	2141080
695505	2137390	697349	2136830
696026	2135780	698592	2135220
699715	2135740	700436	2136340
701839	2136300	704927	2137270
703483	2135740	705889	2137030
706330	2136870	709457	2136020
699073	2134900	700877	2134580
692097	2130970	699955	2133540
695148	2128040	697519	2132440
695826	2126230	697030	2128070
698632	2130010	699033	2130730
700530	2132820	700944	2133720
684122	2125740	686831	2127920
682579	2121600	683143	2124910
684235	2121410	685590	2122540
685590	2122840	687471	2126530
690068	2125180	691987	2127890
692853	2124910	694283	2126790
694621	2124050	696465	2125330
685928	2121860	687546	2121980

Tabla B-3 Diagrama de alineamientos estructurales obtenido a partir de interpretación de la imagen de satélite Landsat 7tm del la cadena volcánica Citlaltépetl-Cofre de Perote

X_0	Y_0	X_f	Y_f
688450	2122800	690256	2123970
690858	2123670	692589	2123970
688788	2122470	690444	2122500
682475	2127200	690172	2130570
686907	2120580	691159	2122130
690595	2121040	692552	2121980
694546	2121220	696127	2122130
697218	2122430	701696	2122010
696051	2120960	697519	2122010
697143	2120400	699363	2120280
700530	2120770	701621	2121790
682391	2117690	684498	2118970
682316	2114040	683143	2116070
683595	2116370	685100	2117460
686944	2118030	687697	2119460
682842	2109410	684385	2112720
684912	2113580	686568	2115960
686944	2116330	690256	2118630
687810	2109710	689579	2110420
692062	2108880	693003	2109030
693417	2108960	694057	2109260
688751	2114110	690105	2114150
688826	2110880	692439	2109290
690369	2119910	692928	2119000
698686	2118180	700040	2118440
698648	2116970	700643	2115770
689579	2115990	691385	2115840
690143	2114600	693455	2117080
691799	2114380	694019	2116370
694471	2114750	695976	2113920
697782	2113510	699213	2114340
690365	2111180	691993	2111860
691051	2110750	693107	2111690
691736	2110320	693707	2111430
692936	2110150	694649	2111090

Tabla B-4 Diagrama de alineamientos estructurales obtenido a partir de interpretación de la imagen de satélite Landsat 7tm del la cadena volcánica Citlaltépetl-Cofre de Perote

X_0	Y_0	X_r	Y_r
690537	2112460	697048	2110580
693869	2112980	694508	2114000
694546	2112680	695148	2113700
690482	2118740	692401	2118930
692401	2118930	694132	2118740
694132	2118740	696503	2117870
680773	2108170	680885	2110240
685627	2107600	688186	2107450
689052	2107490	690030	2107940
693003	2107000	694584	2106250
694584	2106250	695976	2106510
676370	2105610	678891	2105120
676520	2100490	677160	2100980
682165	2106210	682391	2106470
682391	2106470	682729	2107040
682654	2105310	683369	2105870
685552	2104210	687170	2104210
685364	2102930	688525	2102970
685025	2102110	688149	2102260
688755	2102440	689959	2101450
688713	2101810	690369	2100490
686493	2100260	687321	2100260
687471	2099810	689052	2099700
684805	2099840	686226	2097240
687923	2098720	689315	2098420
683682	2099440	683253	2100040
683253	2100040	682825	2100550
682825	2100550	682482	2101150
682482	2101150	682482	2102010
682482	2102010	682225	2103290
674864	2110350	676821	2110310
677310	2107710	678853	2106890
678853	2106890	679757	2106890
676520	2107300	677950	2106920
678437	2093490	678621	2095540

Tabla B-5 Diagrama de alineamientos estructurales obtenido a partir de interpretación de la imagen de satélite Landsat 7tm del la cadena volcánica Citlaltépetl-Cofre de Perote

X_0	Y_0	X_f	Y_f
673400	2090700	675371	2093270
681262	2111970	681262	2116560
672117	2110650	674036	2110420
671364	2111670	669633	2113210
666717	2115630	665346	2117770
665381	2117950	666096	2119150
665983	2117350	666435	2118210
665260	2118370	665346	2120430
665720	2120250	666435	2121530
670273	2114150	671553	2113250
672268	2113170	673510	2112530
673961	2113470	675203	2112830
673811	2122470	674676	2122240
674187	2123370	675429	2122770
674864	2126980	675692	2126040
676219	2125330	676972	2124540
677085	2126570	674902	2129320
674864	2121450	681450	2120470
673397	2118820	675241	2118480
674375	2115960	673321	2116930
676784	2117950	678703	2118060
673961	2117650	675090	2117570
675052	2116710	676294	2116780
676407	2116330	677009	2116710
677198	2116260	679154	2117390
674864	2114900	672644	2115770
672644	2115770	671741	2117800

Tabla C-1. Rumbos y buzamientos tomados en campo

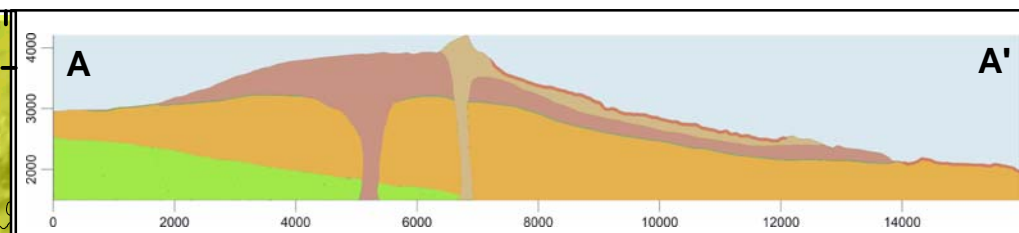
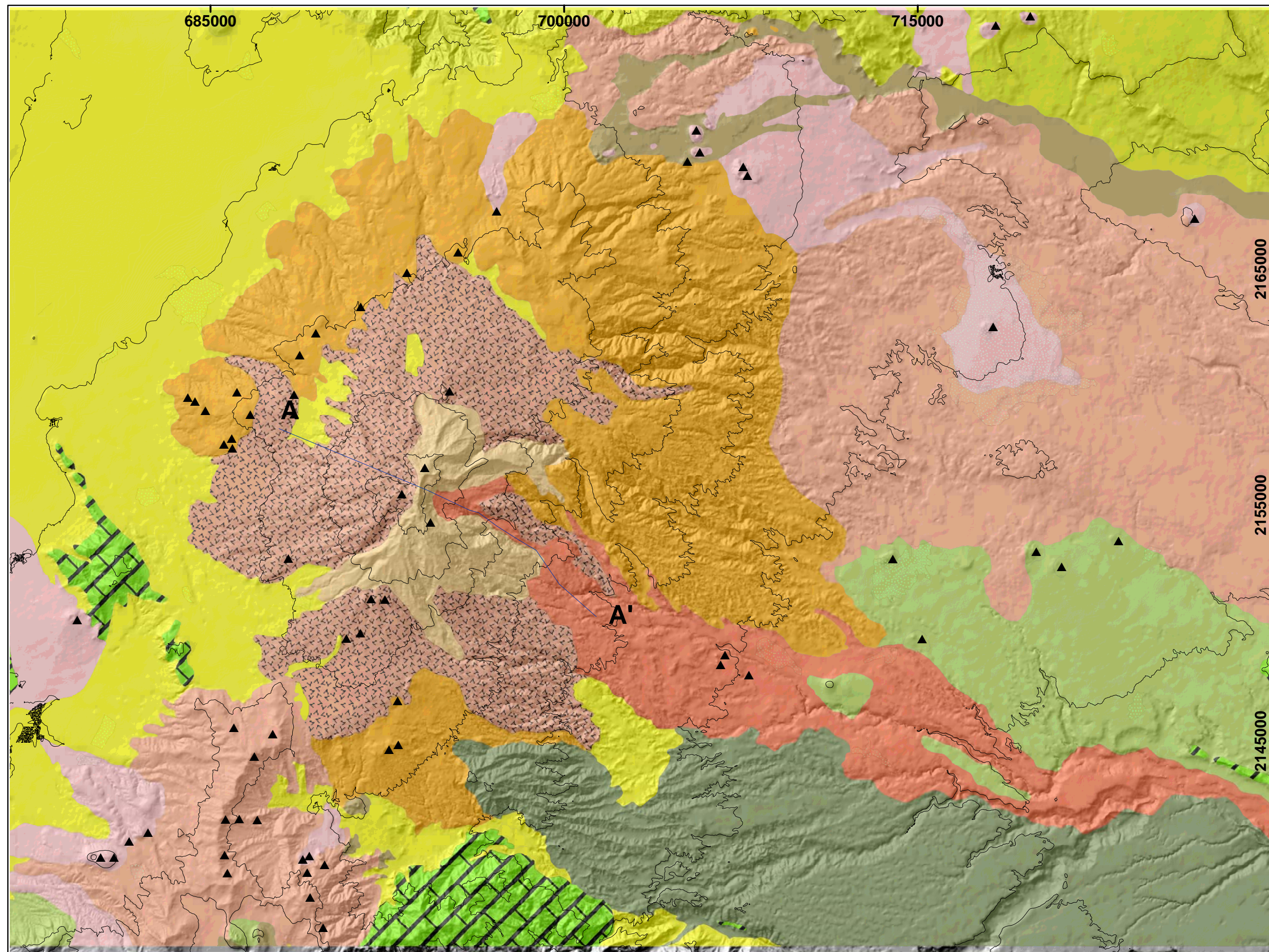
Rumbo	buzamiento	Rumbo	buzamiento	Rumbo	buzamiento
332	70	138	95	301	76
318	70	138	75	333	88
304	90	351	71	139	89
171	115	135	85	167	90
326	85	136	85	158	89
309	85	149	80	166	75
346	90	186	80	152	92
89	90	353	90	332	96
151	110	179	105	340	88
215	103	161	78	160	102
91	125	342	72	169	75
165	100			134	95
		172	70	134	95
268	82	156	75	352	86
281	80	341	105	325	86
214	85	158	70	132	90
215	95	155	83	121	80
223	85	201	63	153	90
211	85	343	100	152	72
225	85	343	100	335	100
227	70			305	92
203	85			153	90
193	75				
				230	79
133	80			203	85
186	75			263	90
148	115			261	90
173	100			251	83
174	90				
173	100				
149	103				
149	100				
149	95				
143	60				

Tabla C-2. Rumbos y buzamientos tomados en campo

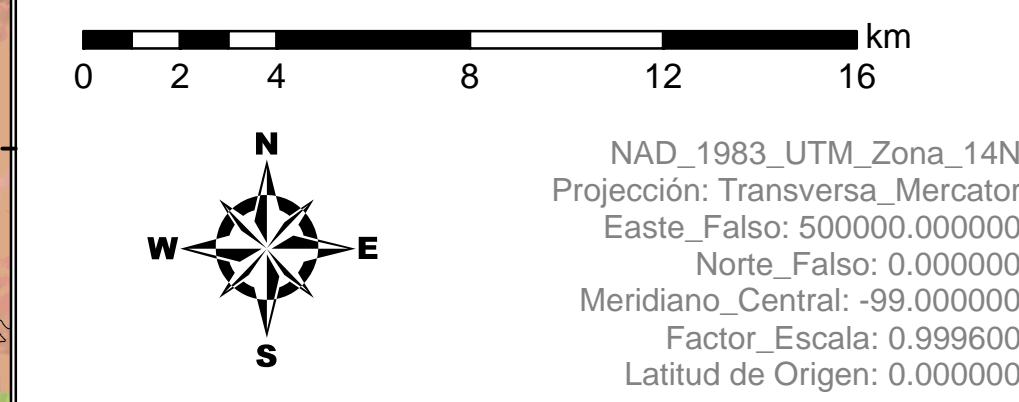
Rumbo	buzamiento	Rumbo	buzamiento	Rumbo	buzamiento
342	88	328	80	58	90
336	85	163	85	186	90
186	80	338	90	176	95
43	100	329	80	239	95
212	80	331	75	321	90
206	90	332	70	305	85
263	95	141	85	219	90
84	88	278	83	323	85
10	85	186	100	246	90
346	90	272	80	206	87
185	89	322	85	317	89
169	96	135	86	229	90
346	96	318	88	256	90
15	80	142	85	349	95
351	86	128	87	245	90
198	90	128	75	335	90
		123	50	244	70
343	95			348	85
14	85			313	80
136	100			318	90
				181	80
				79	70
				360	105
				8	85
				70	110
				153	80
				163	80
				8	140
				105	110

Tabla C-3. Rumbos y buzamientos tomados en campo

Rumbo	buzamiento	Rumbo	buzamiento
249	95	143	105
333	75	178	70
348	70	178	110
317	95	188	110
333	80	138	60
332	75	355	70
		191	90
124	80	207	95
125	70	144	90
33	70	169	80
38	75	218	115
87	60	193	110
253	120	193	115
88	95	243	45
273	95	232	95
223	100	188	95
254	140	171	75
87	85	168	85
248	100	183	70
334	90	359	90
73	100	168	90
223	95	189	85
62	95	173	85
257	110	273	100
198	100	260	60
116	105	254	85
122	88	255	75
93	85	80	110
103	70		
108	95		
149	70		



- | Cofre de Perote | | Alrededores | |
|-----------------|--|--|--|
| Holoceno | D depósitos de avalancha y flujo de escombros | Depositos aluviales y suelos | |
| Pleistoceno | C andesitas del Pleistoceno medio a tardío | flujos de lava basálticos | |
| | B andesitas del Pleistoceno medio | flujos de lava basálticos | |
| Plioceno | A Pleistoceno temprano | andesitas y basaltos | |
| | ▲ cráteres | 1.57-1.9 flujos de lava andesíticos | |
| | ■ ciudades | flujos de lava y vulcanoclásticos | |
| | | flujos de lava basálticos | |
| | | rocas sedimentarias del Mesozoico | |



MAPA GEOLÓGICO DEL VOLCÁN COFRE DE PEROTE, SECTOR ORIENTAL DE LA CORDILLERA CVCCP

**Carrasco Núñez, Gerardo
Siebert, Lee
Díaz Castellón, Rodolfo**



Escala 1:150,000

